

## **ROCAS MILONITICAS INDICADORAS DE LA DEFORMACIÓN PROGRESIVA EN LA ZONA DE CIZALLA HERCINICA DE JUZBADO-PENALVA DO CASTELO**

P. JIMENEZ ONTIVEROS \*  
J.L. HERNÁNDEZ ENRILE\*

**RESUMEN.**— En el presente trabajo se presta atención a los efectos de la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo sobre las estructuras resultantes de la tectónica polifásica hercínica y granitoides.

Se describen rotaciones de estratos a partir de su orientación original y de ejes-b de pliegues de las principales fases de plegamiento.

A fin de contribuir al conocimiento de las variaciones de las texturas y microestructuras con la deformación, se establecen secuencias miloníticas como resultado del cizallamiento de los granitoides.

Los cambios microestructurales de sus componentes incluyen: para el cuarzo, reducción del tamaño de grano durante la recristalización; en el feldespato potásico, fracturación, granulación seguida de incipiente recristalización; en la plagioclasa, deformación de maclas y fragmentación; en la biotita, planos de kink y recristalización.

**SUMMARY.**— In the present study attention is given, to the effects of the Juzbado-Penalva do Castelo ductil Shear zone in the structures result of hercinian poliphase tectonic, and granitoids.

Rotation on initial orientation of the bedding and b-axes corresponding to the means phases of folding, are describe.

In addition to knowledge of textural and microstructural variation with strain, milonite series as result of shearing produced in the granitoid country rocks, are made. Microstructural changes include: grain refinement during recystallizatin of quartz; fracturing plus granulation followed of incipient recrystallization in K-feldspart; deformation twining and fragmentation in the plagioclase; kinking and recrystallization in biotite.

\* Cátedra de Geodinámica Interna. Facultad de Geológicas.  
Universidad Complutense de Madrid.

## I. INTRODUCCIÓN

El interés despertado en los últimos años sobre el estudio de zonas de cizallamiento, puesto de manifiesto en diversas conferencias y reuniones internacionales, se ha reflejado en la realización de una serie de trabajos en el Hercínico de la Península Ibérica (IGLESIAS y CHOUKROUNE, 1.980; CAPOTE et al., 1.981; CHACON, 1.981; GONZÁLEZ LODEIRO, 1.981; IGLESIAS y RIBEIRO, 1.981), a partir de los cuales se deduce la existencia de diversas etapas de cizallamiento dentro de la evolución tectogenética hercínica. Igualmente, numerosos autores han prestado su atención en la última década al estudio de texturas y microestructuras de deformación de rocas cizalladas, así como de los mecanismos que las han dado origen (BELLIERE, 1.971; BELL y ETHERIDGE, 1.973, 1976; CARRERAS, 1.974; HERNÁNDEZ ENRILE, 1.976, 1.981, 1.983; SIBSON, 1.977; WHITE, 1.976, 1.977, 1.979; WHITE et al., 1.980, entre otros autores).

Dentro de esta línea de investigación se enmarca el presente trabajo, cuyo fin es el de establecer la relación temporal y cinemática de la zona de cizallamiento de Juzbado-Penalva do Castelo con las principales fases de deformación hercínicas en el sector de la provincia de Salamanca. Asimismo, se estudian las estructuras de las rocas de fracturación resultantes del cizallamiento, con el objeto de establecer la variación de la intensidad de la deformación y los mecanismos que la han dado origen.

## II. MARCO GEOLÓGICO

Esta zona de cizallamiento, descrita por primera vez por GARCÍA DE FIGUEROA y PARGA en 1.968 a la que denominaron de Juzbado-Traguntia, se encuentra situada en la zona Centro-Ibérica, caracterizada por la presencia de secuencias metasedimentarias de edades precámbrica y paleozoica afectadas por el metamorfismo, la tectónica polifásica hercínica e intrusiones de diversos cuerpos granitoides de diferente edad y naturaleza.

A la vista de la geología regional (Fig. 1) resalta la singularidad de la cizalla, que se extiende dentro de la provincia de Salamanca desde Juzbado hasta el SW de Lumbrales, continuándose en Portugal hasta Penalva do Castelo (IGLESIAS y RIBEIRO, 1.981), alcanzando una longitud total de unos 150 km.

### 2.1. Rocas comprendidas en la zona de cizallamiento

Esta zona de falla afecta a metasedimentos que comprenden desde el complejo esquisto-grauváquico hasta el Ordovícico-Silúrico. Los granitoides no sólo han

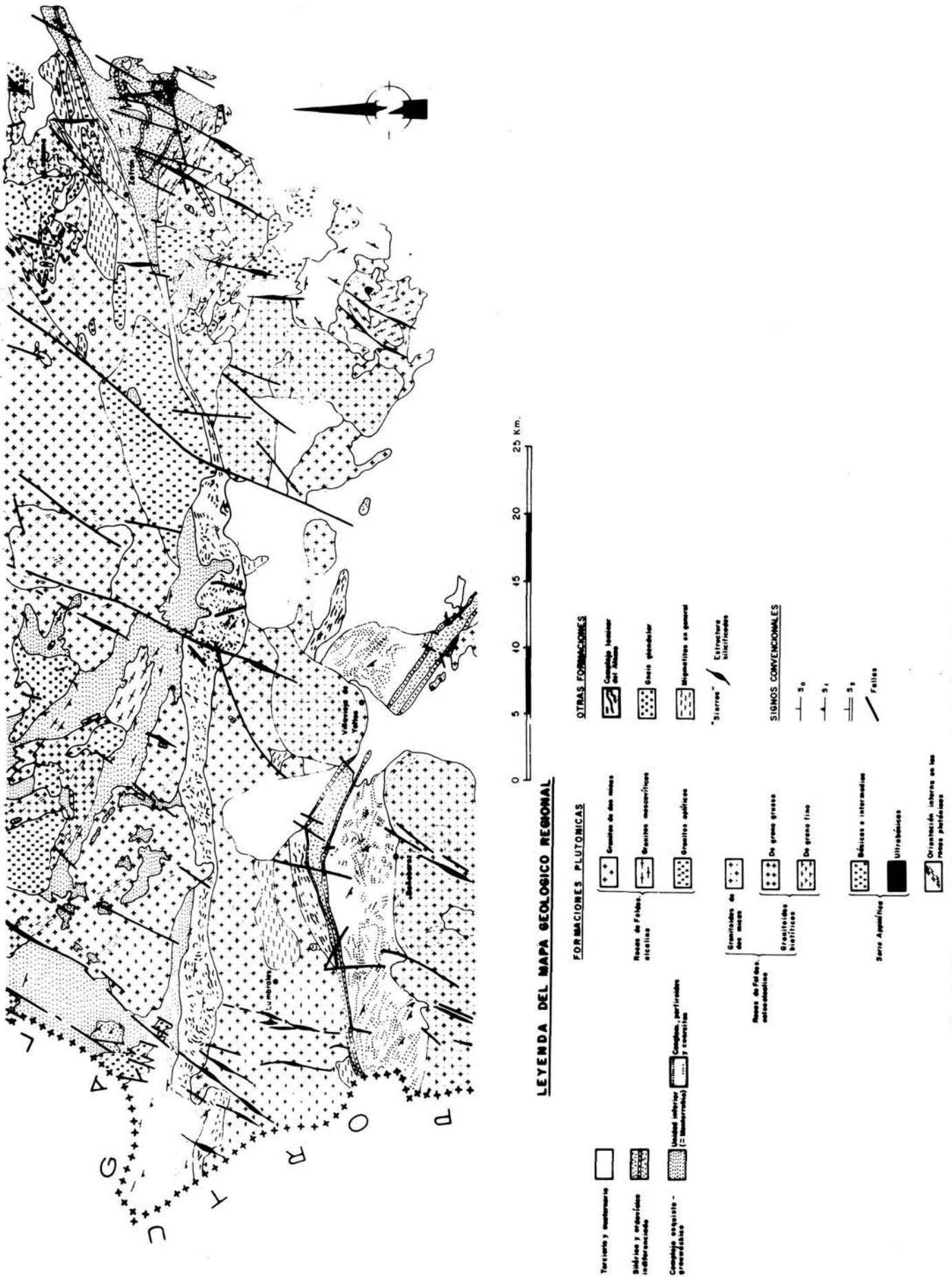


Fig. 1. Marco geológico de la zona de cizalla Juzbado-Penalva do Castelo, según mapa del Basamento de la provincia de Salamanca (Deptº de Petrología, Universidad de Salamanca).

sido susceptibles igualmente al cizallamiento, sino que también sus emplazamientos fueron parcialmente controlados por esta zona de dislocación.

2.1.1. *Metasedimentos*. En la zona oeste de estudio, el complejo esquisto-grauváquico se encuentra representado por sus tramos medio y superior (CARNICERO, 1.980). El primero está constituido por pizarras grises listadas y laminadas, rocas calcosilicatadas y niveles porfiroides, y el segundo por pizarras negras con tramos samíticos, a veces microconglomeráticos y esquistos bandeados. En lo que a la secuencia Ordovícico-Silúrico se refiere, sólo se encuentra al sur de la cizalla (sinforma de Sequeros), representada en su base por bancos de cuarcitas con bilobites e intercalaciones pelíticas. Sobre ellas yacen pizarras grises azuladas con algún nivel de cuarcitas.

Al Este, entre Cipérez y Juzbado, se encuentran al norte de la cizalla gneises glandulares y micaesquistos de alto grado de metamorfismo, que contrastan con los metasedimentos del complejo esquisto-grauváquico que afloran al sur de la misma, con pizarras, micaesquistos, esquistos cuarcíticos y paragneises. De igual forma que en la zona Oeste, el Ordovícico-Silúrico está representado al sur de la cizalla por una serie equivalente a la de la sinforma de Sequeros, con cuarcitas intercalaciones pelíticas y pizarras grises en los tramos superiores.

2.1.2. *Granitoides*. En base a conocer los efectos del cizallamiento en las rocas regionales, pretendemos en este apartado, al igual que en el anterior, describir brevemente las características composicionales y texturales de los cuerpos graníticos no cizallados.

Estos aparecen a uno y otro lado de la cizalla con características petrológicas diferentes, de lo que se deduce una evolución magmática distinta al norte y sur de la misma (LÓPEZ-PLAZA, 1.982). Los cuerpos granitoides al norte de la cizalla han sido considerados de carácter autóctono, paraautóctono o anatexíticos, de dos micas y composición general adamellítica. Presentan facies de grano medio a grueso, frecuentemente porfídicos y con enclaves biotíticos-sillimaníticos.

Al sur de la fractura, los granitos son de tipo de feldespatos alcalino, lo cual implica un mayor grado de evolución magmática (LÓPEZ-PLAZA, 1.982). Son granitos de dos micas, con presencia de turmalina, a veces en pequeños bandeados. El tamaño de grano varía de fino a grueso, con paso gradual de uno a otro. No presentan texturas porfídicas ni enclaves.

## 2.2. Fases y estructuras hercínicas

Para reconocer los efectos del cizallamiento en las estructuras de deformación preexistentes, así como establecer su relación temporal con las fases de deformación hercínicas, describiremos sucintamente las características generales de éstas.

— Primera fase: da lugar a pliegues de escala kilométrica a centimétrica con vergencia al Norte. Tiene asociada una esquistosidad de plazo axial visible en toda la zona de estudio con una dirección N-120°-E N-135°-E.

— Segunda fase: ha sido reconocida recientemente al SE de Salamanca por DIEZ BALDA (1.980). Se caracteriza por pliegues de plano axial subhorizontal acompañados de una esquistosidad de plano axial de dirección N-120°-E y una dirección de flujo hacia el NE.

— Tercera fase: aparece desarrollada irregularmente en la región; forma macroestructuras de dirección E-W y pliegues menores de tamaño hasta centimétrico de plano axial subvertical y vergentes al N. lleva asociada una esquistosidad de crenulación sobre la S<sub>1</sub>.

— Cuarta fase: de dirección general N-S hasta N-20°-E. Los pliegues que genera en formaciones pelíticas son de tipo «Kink-fold» y «chevron» de planos axiales subverticales. En materiales cuarcíticos, pliegues laxos de longitud de onda métrica-decamétrica. Se manifiesta igualmente de forma irregular, aunque es visible en muchos afloramientos al sur de la cizalla, desde Olmedo de Camaces hasta Villamayor.

### III. RELACIÓN DE LA CIZALLA CON LAS ESTRUCTURAS HERCINICAS

La zona de cizallamiento tiene una dirección general de N-70°-E y un buzamiento al sur entre 40° en Juzbado y 70°-80° al sur en Lumbrales. Posee una componente general de movimiento horizontal con un desplazamiento de unos 65 km., acompañada de una pequeña componente de movimiento vertical evidenciada por una fuerte lineación sobre los planos de cizalla con una inclinación de unos 10° al Este. Debido a ello se produce un salto en la vertical puesto de manifiesto por el cambio de metamorfismo regional a uno y otro lado de la falla en la zona de Jubado. La zona de cizallamiento queda cubierta en su extremo este por los sedimentos terciarios de la cuenca del Duero, bajo los cuales debe prolongarse, y en su extremo oeste es interrumpida por la intrusión de los granitoides tardihercínicos, al igual que ocurre localmente en el sector de Salamanca (granito de Villavieja de Yeltes).

El efecto del cizallamiento sobre las estructuras de los metasedimentos se traduce en una reorientación progresiva de éstas (estratificación, esquistosidades, pliegues), en el sentido de adquirir de forma gradual la dirección de la cizalla. Los materiales en estas zonas reorientadas presentan bandas con una foliación milonítica penetrativa que destruye total o parcialmente las estructuras anteriores.

A fin de mostrar cómo se producen las reorientaciones a las que se ha hecho anteriormente referencia, atenderemos a los planos de estratificación ( $S_0$ ), planos axiales y ejes b de primera fase.

En el diagrama nº 1 de la Fig. 2, se diferencian los polos de planos de estratificación de dirección hercínica de los que han sido desplazados por la cizalla. A partir de su distribución, se deduce una trayectoria de giro muy próxima a la que deberían seguir según el eje de giro teórico de la cizalla de sentido sinistral marcado en el diagrama. La diferencia de buzamientos observable entre los planos ( $S_0$ ) reorientados y los planos de cizalla, es consecuencia de que en el transcurso del desplazamiento tiende a mantenerse el buzamiento de los primeros.

Respecto a la reorientación de planos axiales de pliegues de primera fase, representado en el diagrama 2 de la Fig. 1, queda patente de igual forma la rotación de estas estructuras impuesta por el cizallamiento, así como el efecto de cabeceo en el sentido del cizallamiento hacia el Este sobre los ejes b de los pliegues reorientados. De ambos diagramas se deduce una magnitud en el desplazamiento muy semejante.

Durante el desplazamiento progresivo de los ejes de pliegues en esta zona de cizallamiento dúctil, la lineación resultante de la intersección entre los planos de estratificación ( $S_0$ ) y los de cizallamiento es acompañada por un estiramiento preferente de granos de cuarzo, los cuales tienden a colocarse paralelamente al eje X del elipsoide finito de deformación de la cizalla. En función de ello, en el diagrama 1 de la Fig. 3 se representa esta lineación cuya dirección N-65°-E es del mismo orden que la dirección del cizallamiento. Su inclinación disminuye conforme aumenta la reorientación, desde valores de 60° W en planos de dirección N-120°-E hasta 3°-5° W en planos de dirección N-75°-E. El diagrama 2 de la Fig. 3, muestra la lineación de intersección entre los planos de cizalla y los planos  $S_0$  de los metasedimentos al sur de Lumbrales, coexistiendo con la lineación definida por el estiramiento y recristalización milonítica contenida en bandas de máxima deformación.

En este mismo sentido, se ha intentado relacionar las estructuras de la tercera fase con la cizalla. La esquistosidad de crenulación de esta fase experimenta al igual que las estructuras precedentes, una reorientación, de forma que en las zonas en las que las estructuras de primera fase han adquirido una dirección próxima a la del cizallamiento N-70°, el valor del ángulo  $S_1-S_3$  permanece inalterado (30°-40°). De haber actuado la cizalla simultáneamente a la fase 3, cabría esperar una variación de este ángulo con una disminución de su valor.

Esta tercera fase de deformación hercínica, produce estructuras de gran amplitud evidenciadas por la deformación de la fábrica planar de los granitoides precoces. Estas estructuras son igualmente reorientadas por el cizallamiento de la misma forma que el sinclinorio de Sequeros. El emplazamiento sincinemático de estos granitoides con la fase 3 ha permitido asignar a esta fase una edad comprendida

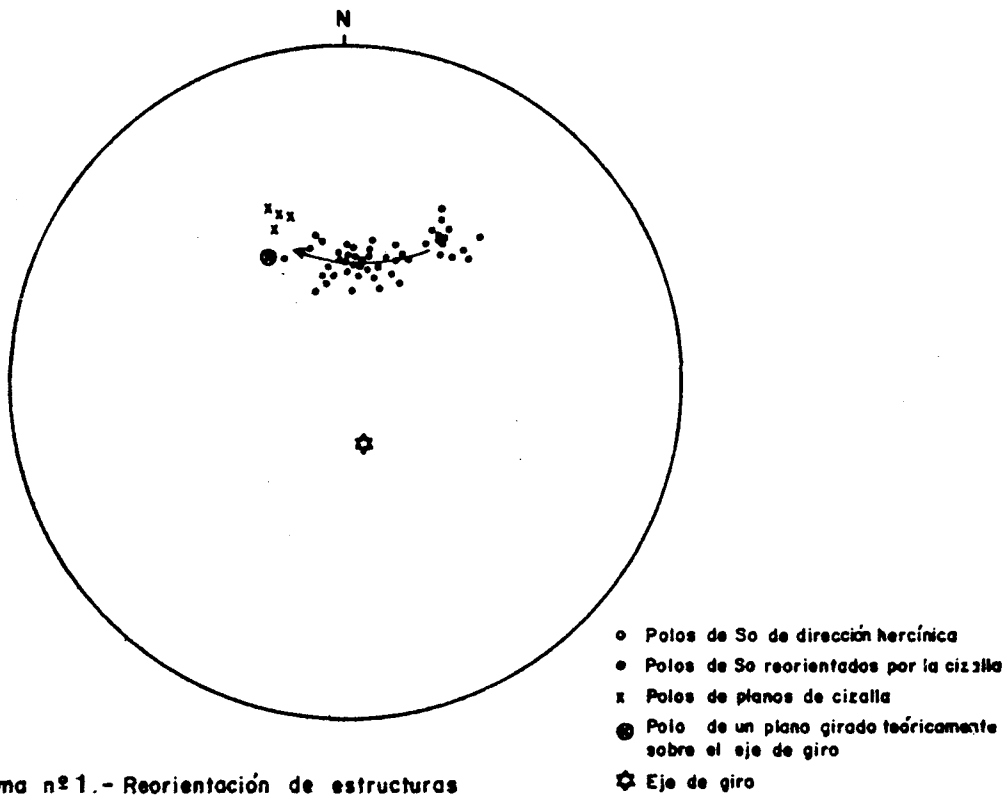


Diagrama nº 1.- Reorientación de estructuras hercínicas: polos de  $S_0$ .

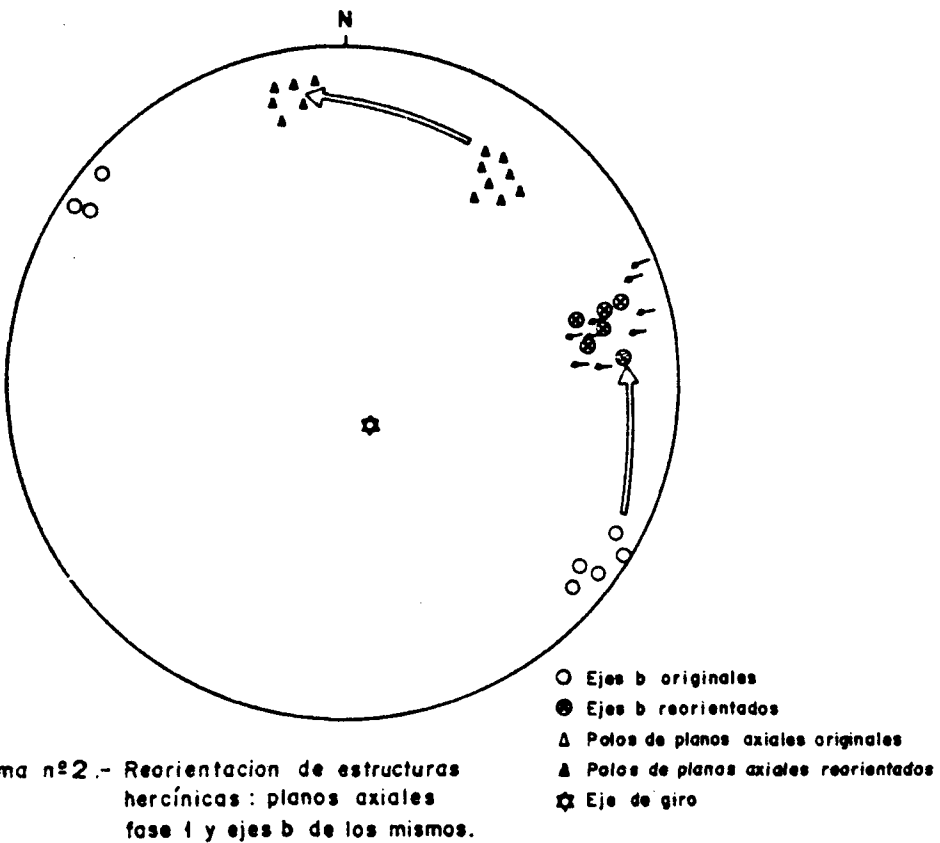


Diagrama nº 2.- Reorientación de estructuras hercínicas: planos axiales fase I y ejes b de los mismos.

Fig. 2. Efectos de cizallamiento sobre estructuras hercínicas: Reorientaciones.

entre los 320 m.a. y 300 m.a. en base a la correlación establecida por LOPEZ-PLAZA (1.982) con otros granitos semejantes datados con esta edad.

Del estudio llevado a cabo para relacionar las estructuras de fase 4 con la cizalla, se ha observado en Espino de los Doctores, cómo la foliación milonítica borra los pliegues norteados de tipo kink-fold que caracterizan a la misma.

Por otra parte, se ha venido reconociendo la presencia de granitoides postcinemáticos de edad tardihercínica, como en el de Villavieja de Yeltes, que corta a la cizalla. Estos granitos han sido datados con una edad aproximada de 280 m.a.

En función de todo ello, podemos considerar que la etapa álgida del cizallamiento en el sector de Salamanca se produjo con posterioridad a la cuarta fase de deformación hercínica y anterior al emplazamiento de los granitoides tardihercínicos.

Del control que ejerce la zona de falla sobre el emplazamiento de los granitoides precoces, se deduce la preexistencia de la misma con un alcance cortical. Asimismo, en la zona portuguesa y en lo que al batolito de Pala se refiere, REGENCIO MACEDO (1.983) asigna una edad al cizallamiento de este granito de  $310 \pm 6$  m.a., lo cual podría suponer una etapa precoz de la actividad de dicha cizalla.

#### IV. ROCAS MILONITICAS Y MICROESTRUCTURAS ASOCIADAS

Todo proceso de milonitización en rocas cuarzo-feldespáticas es acompañado por la aparición de dos tipos de planos: uno según la dirección general de cizallamiento (planos C), y otro definido por la orientación preferente de los minerales componentes de la roca (planos S) que a su vez forma ángulos variables con el primero, cuyo valor está en función de la variación de la intensidad de la deformación (Berthé et al., 1.979). Por otra parte, es bien conocido que la milonitización está caracterizada por la reducción del tamaño del grano de la roca, durante la recristalización de algunos de sus componentes mineralógicos con el incremento de la deformación.

En base a estos hechos, se pretende establecer secuencias miloníticas de cada uno de los granitoides afectados por la zona de cizalla, a partir de la evolución textural y microestructural resultante de los mecanismos de cizallamiento.

##### 4.1. Secuencias miloníticas

Se ha establecido una secuencia-tipo en el granito de Ledesma, al presenta éste las mejores características para ello, tales como homogeneidad composicional, isotropía y continuidad de afloramiento. De su comparación con otras secuencias miloníticas parciales de otros granitoides (Granito de Encina de San Silvestre, granito de Juzbado), de diferente composición y heterogeneidad de tamaño de grano, se podrá determinar la influencia de estos factores sobre las texturas resultantes y, en consecuencia, sobre los procesos de milonitización.



*Estado no deformado:* el granito de Ledesma es un granito de dos micas de tamaño de grano fundamentalmente grueso y frecuentemente porfídico. Es isótropo o bien presenta una fábrica planar de origen magmático no siempre visible (Fig. 4.A).

*Deformación incipiente (protomilonita):* una característica determinante del inicio de la deformación, es la aparición de pequeños planos de deslizamiento en forma de bandas oscuras de espesor milimétrico, de extensión y distribución irregular, paralelos a la dirección general de cizallamiento (Fig. 4.B). Estos están definidos por la orientación preferente de biotita, moscovita y sericita, así como aplanamiento y estiramiento de granos de cuarzo en zonas de borde de fenocristales de feldespato, que a su vez sufren una fracturación.

*Milonita:* con esta denominación se agrupan varios estados texturales, cuyas características fundamentales son la aparición de planos S y C, asociados a un aumento de la matriz milonítica como resultado del incremento de la deformación.

En milonitas de bajo grado de deformación, los planos C afectan prácticamente a toda la roca, produciendo rotación de los fenocristales y porfiroclastos de feldespato (Fig. 4.C). Ello da lugar a la formación incipiente de planos S, que forman un ángulo de unos  $45^\circ$  con los planos C. En contraste con el estado protomilonítico, la matriz es visible, con un contenido sensiblemente superior al 10% del volumen total de la roca.

Para estados de deformación intermedia, aparecen bien desarrolladas bandas composicionales correspondientes a los planos S, definidas por cintas de cuarzo recrystalizado, porfiroclastos de feldespato de formas amigdaloides y sombras de presión, y distribución planar de micas originales reorientadas. En relación al ángulo que forman con los planos C, éste experimenta una notable disminución del orden de  $10^\circ$  a  $20^\circ$  (Fig. 4.D).

La textura milonítica de máxima deformación del granito de Ledesma, viene caracterizada por una fuerte disminución del tamaño de grano de sus componentes, a la vez que la matriz experimenta un incremento notable respecto al volumen total de la roca, llegando a alcanzar valores de 60-70%. Por lo que se refiere al valor del ángulo entre los planos S y C, éste es el del orden de  $0^\circ$  a  $10^\circ$ . Asociado a estos valores del ángulo S-C, aparece una dirección secundaria de cizallamiento a  $30^\circ$  de la principal (planos C') que afectan a los planos anteriores (Fig. 5.A.).

A través de esta secuencia descrita, se deduce un incremento de la deformación de N. a S. alcanzando valores de máxima deformación en el contacto de los granitoides con los metasedimentos cizallados al sur de Ledesma y Juzbado. Este incremento es gradual, si bien existen bandas de espesor métrico de intensa deformación intercaladas que implican gradientes anómalos.

Por lo que se refiere a los otros granitoides cizallados, se pueden reconstruir secuencias cuyas evoluciones texturales son parecidas a la descrita en el granito

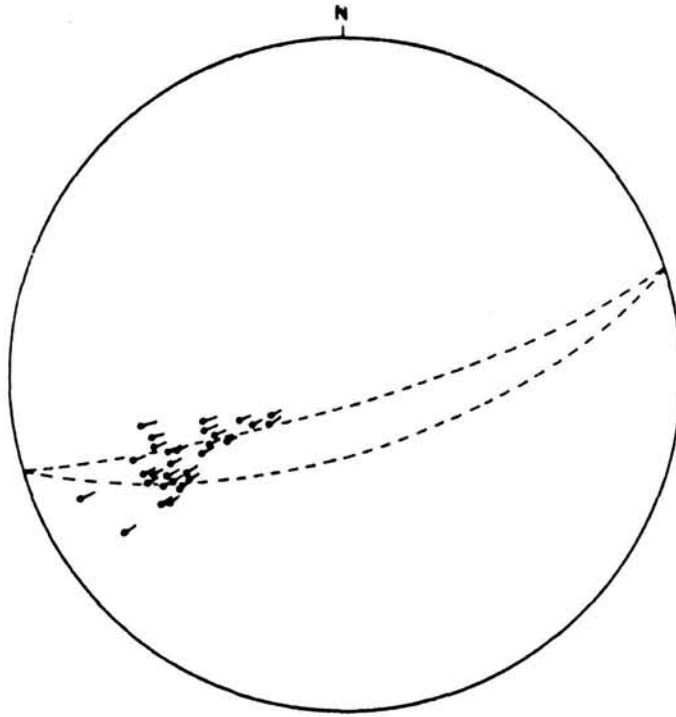


Diagrama n°1.- Lineaciones sobre los planos  $S_0$  de las cuarcitas armóricas reorientadas. Olmedo de Camaces.

--- Orientación media de la cizalla

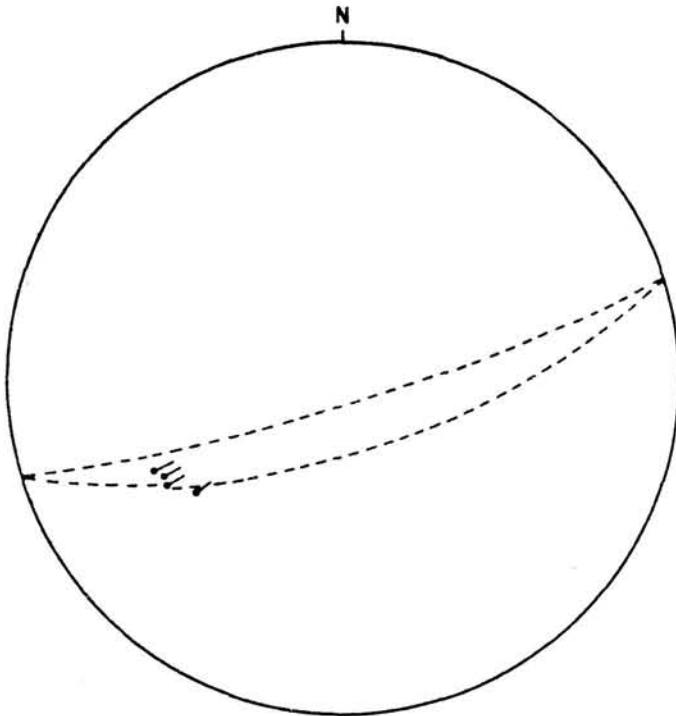


Diagrama n°2.- Lineaciones producidas por el corte de  $S_0$  de las cuarcitas armóricas con bandas de recristalización de cizalla. Olmedo de Camaces.

--- Orientación media de la cizalla

Fig. 3. Lineaciones de cizallamiento en cuarcitas.

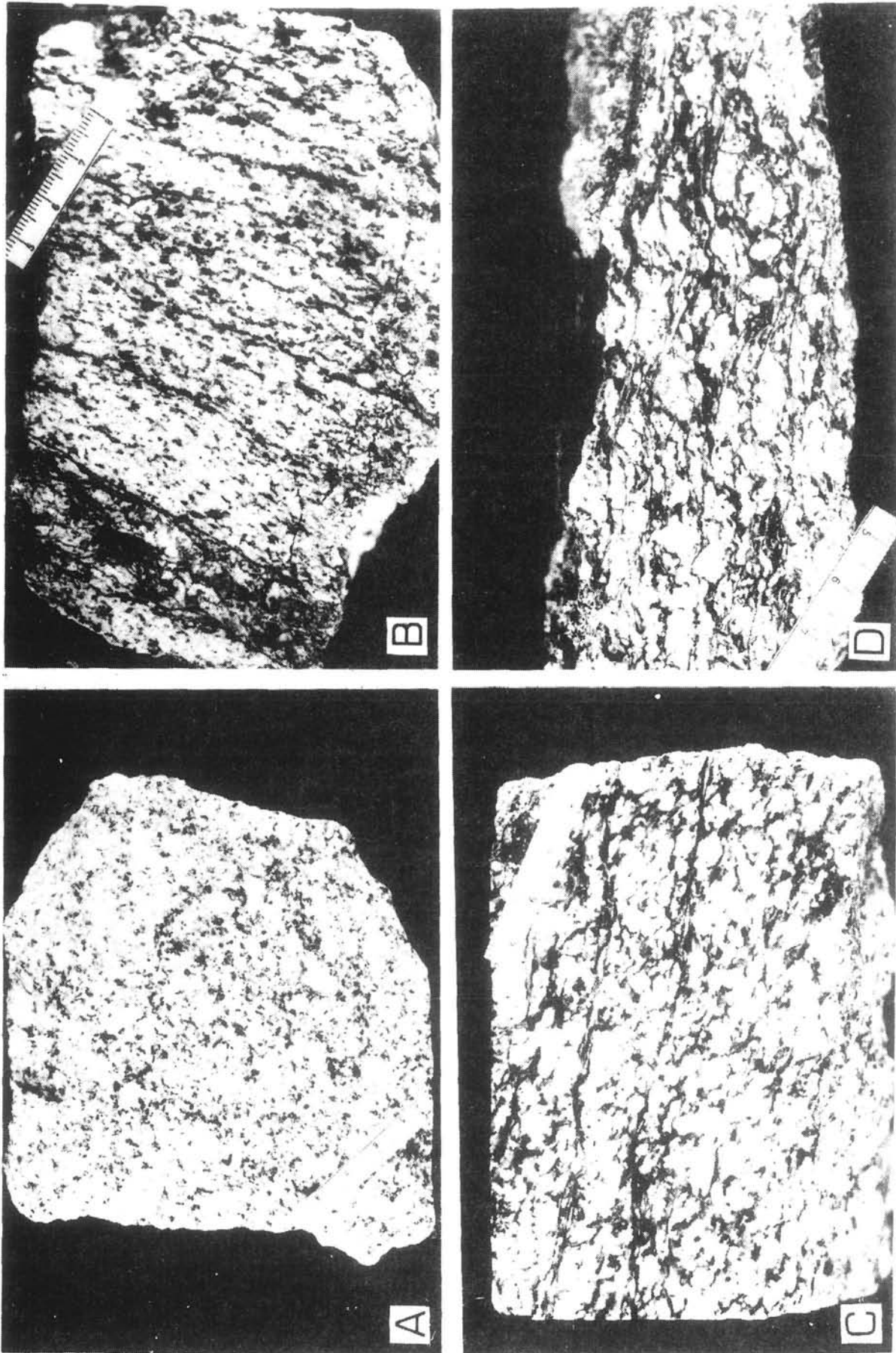


Fig. 4. Secuencia milonítica del granito de Ledesma. A) Estado no deformado. B) Protomilonita. C y D) Milonita.

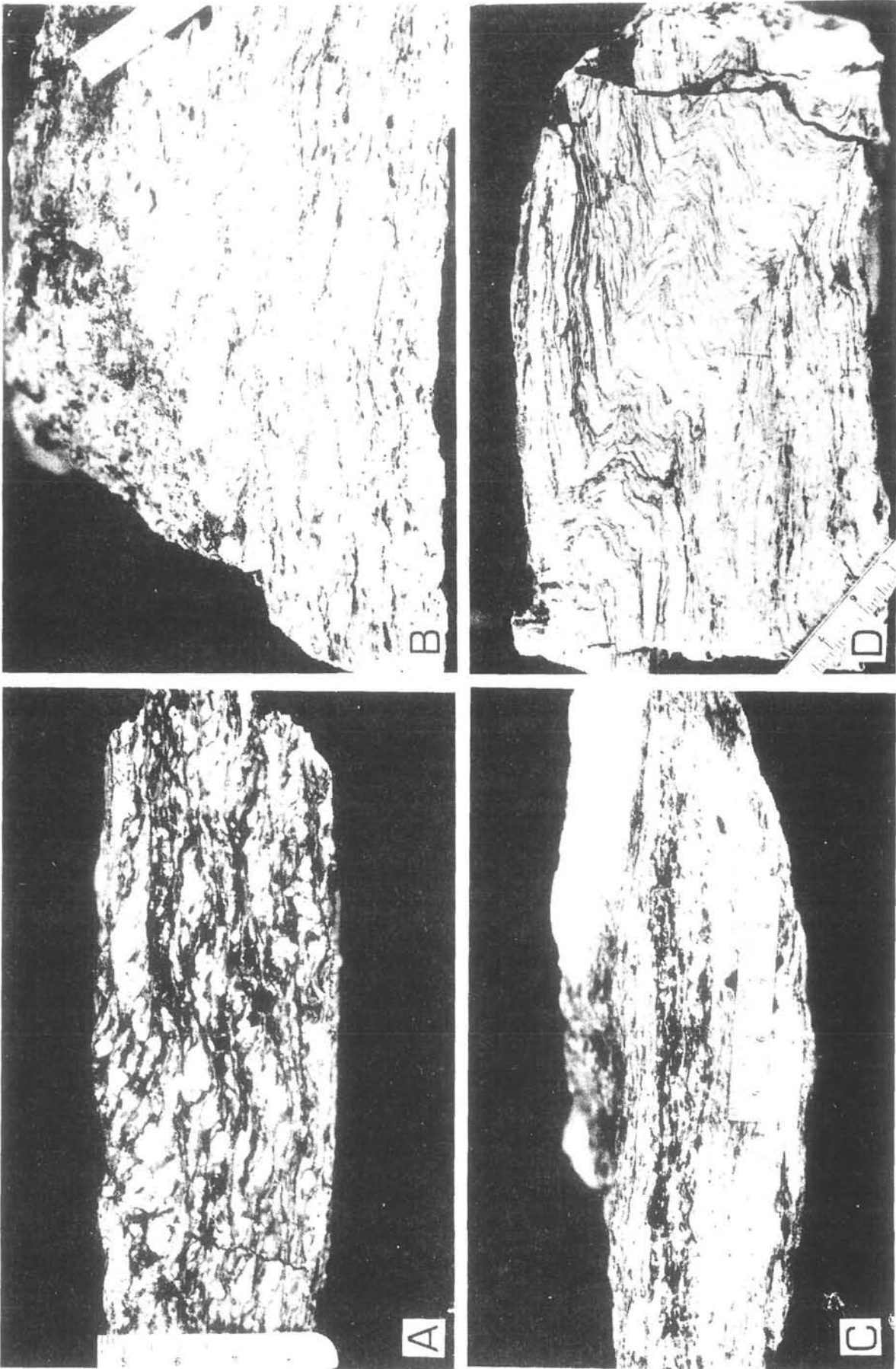


Fig. 5. A) Granito de Ledesma. Milonita con máxima deformación. B) Milonita en el granito de Encina de San Silvestre. C) Milonita-ultramylonita. Granito de Juzbado. D) Pliegues asociados al cizallamiento. Granito aplítico de Juzbado.

de Ledesma (Fig. 5.B.). No obstante, se dejan manifestar los efectos de composición y texturas originales deducidos para aquellas de mayor contenido en cuarzo en los que el gradiente de deformación es aparentemente mayor. En granitos de grano medio a fino, se observa una respuesta más uniforme al proceso de milonitización a través de sus microestructuras. En los estados de deformación más intensa, dicha textura original favorece la génesis de pliegues intrafoliales y pliegues controlados por planos relacionados con el cizallamiento, como es en el caso de las aplitas de Juzbado (Fig. 5.D.).

#### 4.2. Microestructuras

A fin de complementar el estudio de los efectos de cizallamiento en los granitoides y de su evolución con el incremento de la deformación, expondremos las principales microestructuras resultantes de la milonitización para los diferentes componentes (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, micas), no habiéndose hecho distinción entre los diferentes granitos por la similitud de las mismas.

*Cuarzo:* En un estado indeformado se presenta en cristales de tamaño comprendido entre 0,1 mm. y 3 mm. formando agregados policristalinos (Fig. 6.A.). Las primeras manifestaciones de la deformación se traducen en extinción ondulante de los cuarzos y formación de subgranos. (Fig. 6.B.). El aumento de la desorientación de estos llega a culminar en la génesis de nuevos granos con disminución progresiva del tamaño de los mismos (Fig. 6.C.), de lo que se deduce la presencia de mecanismos de recristalización por recuperación (recovery). En los estados más altos de la deformación se presenta un aplanamiento de estos granos de cuarzo seguida de nucleación por recristalización dinámica, originando nuevos granos de cuarzo en agregados poligonales en mosaico que para estados de mayor deformación se constituyen en bandas (Fig. 6.D.).

*Feldespato potásico:* los granitos estudiados presentan texturas de grano grueso con fenocristales de feldespato potásico de tamaño hasta de 5 cm. Estos tienen inclusiones de plagioclasas, excepcionalmente zonadas, cuarzo y moscovita. En el estadio protomilonítico, presentan direcciones de fracturación oblicuas a la dirección de cizallamiento, y son girados en el seno de la matriz que los engloba. Esta penetra a favor de estas microfracturas llegando a fragmentarse, generalmente en dos o tres piezas. Los porfiroclastos son separados sucesivamente al tiempo que se produce un estiramiento de los mismos a lo largo de los planos S, acompañados de sombras de presión y originando microestructura tipo «pull-apart» (microboudinage) y «goa-tee» (STAUFFER 1.969). En los estadios más altos de deformación, se repiten estos procesos dando lugar a la reducción del tamaño de los mismos seguido de granulación y recristalización incipiente.

*Plagioclasa*: se presenta en cristales de tamaño variable, ligeramente menor que los feldespatos, con maclas polisintéticas (Fig. 7.A.). Su comportamiento mecánico es semejante al del feldespato potásico, esto es de tipo frágil, deduciéndose no obstante diferencias a través de sus microestructuras. En estados poco deformados se produce deformación de maclas a través de planos de kink y fragmentación (Fig. 7.B.), de una manera similar al feldespato potásico. Los fragmentos se van separando con el incremento de la deformación, adoptando microestructuras tipo «pull-apart» (Fig. 7.C.). Ello es seguido de rotación de los porfiroclastos acompañado de desmenuzamiento en sus bordes (Fig. 7.D.), con la consiguiente reducción del tamaño de los mismos. De esta forma se incorporan pequeños fragmentos de forma dispersa a la matriz que los envuelve.

*Micas*: el tamaño original de las micas, es muy variable, llegando a formar agregados de cristales de hasta 3 mm.,. La principal característica es la facilidad para reorientarse como se demuestra en los estados de deformación incipiente e intermedia. Asimismo para estos estados, se desarrollan también planos de kink.

Las micas se disponen paralelamente a los planos S, variando el ángulo que forma con los planos C, si bien algunos cristales se reorientan también según los planos de deslizamiento o planos C. El tamaño de grano disminuye conforme aumenta la deformación, llegando en los estados más altos de la deformación a recrystalizar.

Las microestructuras anteriormente expuestas quedan resumidas en la figura 8 y se hacen corresponder a los estados de deformación de las rocas miloníticas junto con otros elementos dependientes del incremento de la deformación, como son el ángulo entre los planos S y C, el % del volumen de la matriz milonítica, así como la variación de la composición y naturaleza de la misma como consecuencia de la incorporación de fragmentos de minerales originales y minerales de neoformación.

La estabilidad de la biotita a lo largo de todo el proceso de cizallamiento, nos permite indicar que se ha producido dentro del campo de estabilidad de la misma. Este campo comprende la parte alta de las facies de esquistos verdes y facies anfibolitas. De la comparación por otra parte de las microtexturas miloníticas con otras semejantes en las que han sido determinadas las condiciones ambientales (presión y temperatura), según BELLIERE 1971, podemos asignar que los mecanismos de milonitización en la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, se produjo bajo condiciones de presión y temperatura correspondientes a la facies de los esquistos verdes en transición a facies anfibolitas.

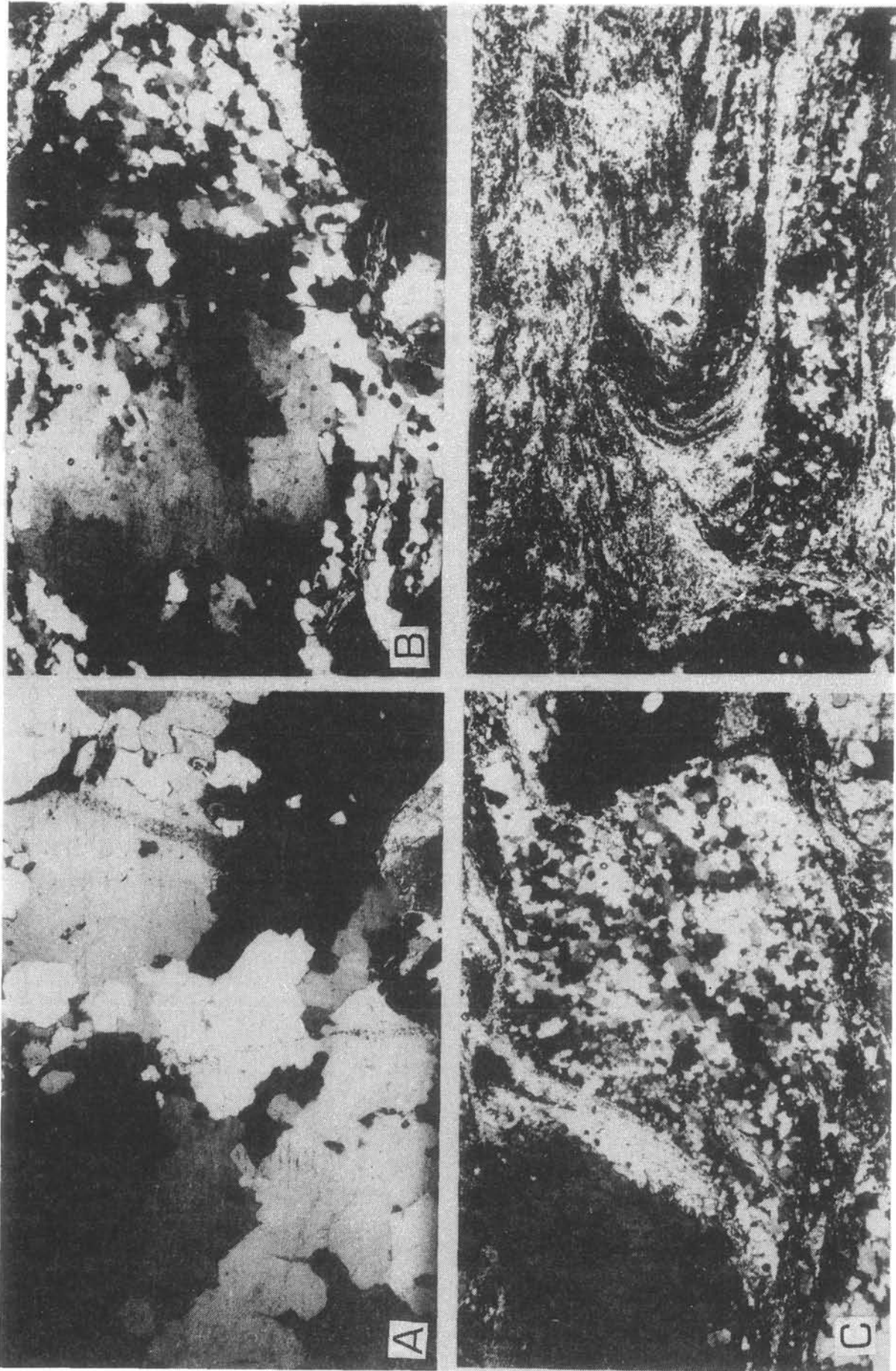


Fig. 6. Microestructuras de deformación del Cuarzo.

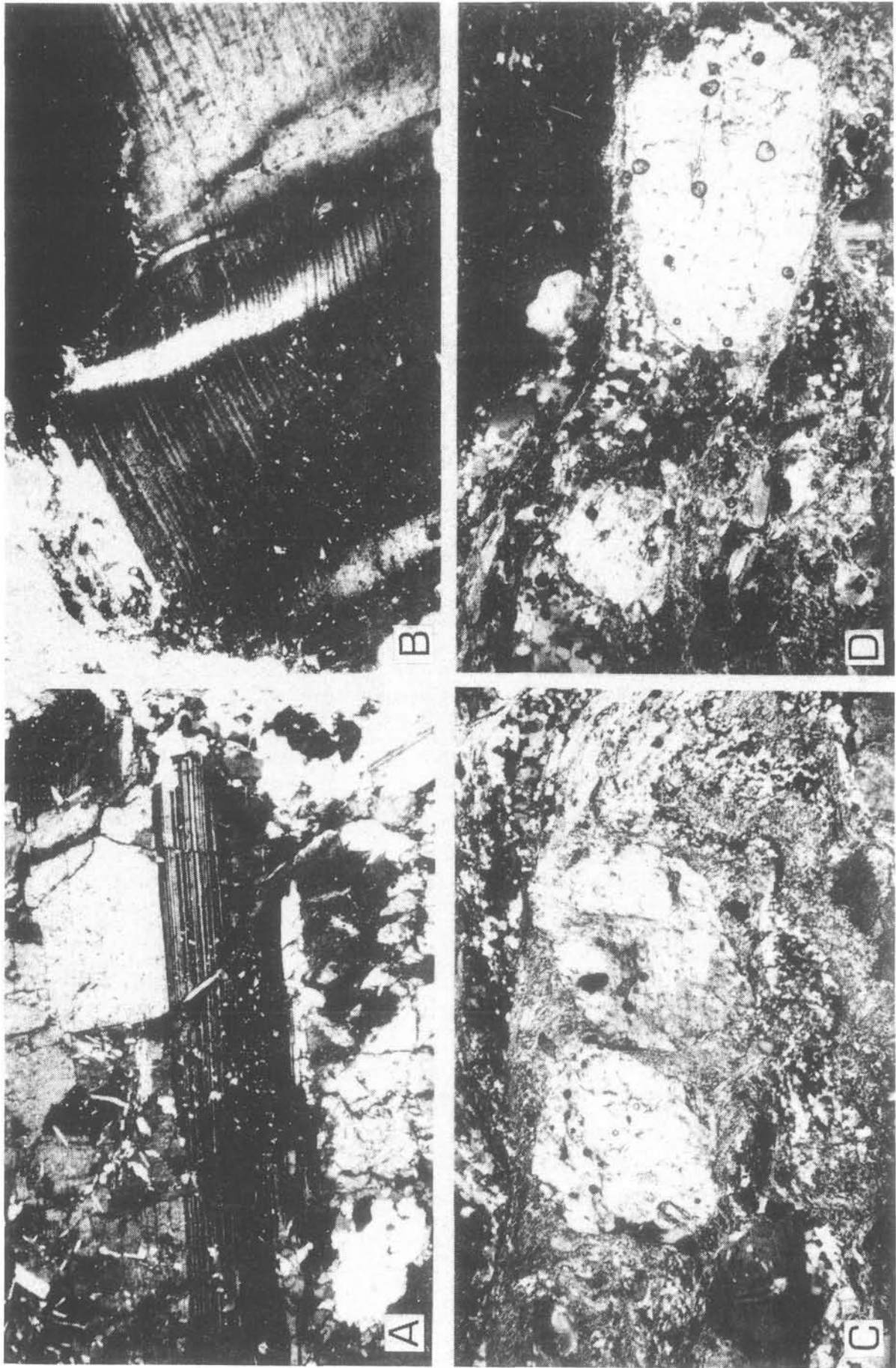


Fig. 7. Microestructuras de deformación de plagioclasas.



	% MATRIZ	ANGULO S-C	CUARZO	FELDSPATO POTASICO	PLAGIOCLASA	MICAS	MATRIZ MILONITICA
SIN DEFORMAR	—	—					—
INCIPIENTEMENTE DEFORMADO	20-40	—					SERICITA MOSCOVITA
GRADO BAJO	40-60	20-30					SERICITA MOSCOVITA CUARZO F. K. BIOTITA
GRADO MEDIO	60-70	10-20					SER. < MOSC. Q. BIOT. <
GRADO ALTO	70-85	0-10					MOSC. + Q. BIOT. + F. K. PLAG.

Fig. 8. Resumen general de microestructuras de deformación de los diferentes minerales con el aumento progresivo de la deformación.

## CONCLUSIONES

La relación temporal de la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo con respecto a las fases de plegamiento hercínicas, se considera que es posterior a la fase cuarta y anterior a la intrusión de los granitoides tardihercínicos.

Se ha evidenciado el carácter cortical de dicho accidente, por el control que ejerce éste sobre el emplazamiento y distribución composicional de los magmas graníticos. Esto implica un posible funcionamiento anterior, siendo no obstante la etapa álgida del cizallamiento entre 300 m.a. y 280 m.a.

Del establecimiento de las secuencias miloníticas en base a las texturas y microestructuras que presentan los granitos cizallados, se deduce una fuerte heterogeneidad de las mismas, con el incremento de la deformación.

Por último, las condiciones de presión y temperatura durante el proceso de dislocación, se hacen corresponder a las facies de los esquistos verdes en transición a la facies anfibolitas.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su sincero agradecimiento al equipo del Departamento de Petrología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad de Salamanca, en especial a L.C. García de Figuerola, M. López-Plaza y M.A. Carnicero, por la ayuda y facilidades que nos han prestado. Asimismo damos las gracias a M. Iglesias, por introducirnos en la problemática de la falla que aquí se estudia. A. M. Peinado y P. Andonaegui, queremos expresar también nuestro agradecimiento por su colaboración en el estudio petrográfico y a J. Sánchez Corral, por su dedicación a la preparación de láminas delgadas y trabajos de fotografía que han hecho posible ilustrar esta publicación.

## BIBLIOGRAFIA

- BELL y ETHERIDGE, 1.971. «Mycrestructure of mylonites and their descriptive terminology». *Lithos*, 6, 337-348.
- BELL y ETHERIDGE, 1.976. «The deformation and recrystallization of quartz, in a mylonite zone, Central Australia». *Tectonophysics*, 32, 235-267.
- BELLIERE, 1.971. «Mylonites, Blastomylonites et Domaines polyme tamorphyques». *Annales de la Soc. Geol. de Belg. T. 94 pp. 249-263.*
- BERTHÉ, et al., 1.979. «Orthogneiss, Mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the south armorican shear zone». *Journal of struct. geol. vol. 1, pp. 31-42.*
- CAPOTE et al., 1.981. «Tectónica y metamorfismo del macizo hercínico de Honrubia (Provincia de Segovia). *Cuadernos de Geología Ibérica. 1981, tomo n° 7, pp. 441-454.*

- CARNICERO, 1.980. «Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Ciperez y Aldea del Obispo (W. de la Provincia de Salamanca)». Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. Facultad de Ciencias.
- CARRERAS, 1.974. «Progressive mylonization in quartzitic and quartz feldspathic rocks in shear zones». Unpublished thesis, University of London.
- CHACÓN, 1.981. «Génesis de ultramilonitas blancas en la falla de Azuaga. (anticlinorio Badajoz-Cordoba)». *Cuadernos de Geología Ibérica*. 1981, tomo n° 7, pp. 509-517.
- DEBAT, et al., 1.975. «Paléodéformations d'un massif orthogneissique». *Tectonophysics*, 28, pp. 159-183.
- DEBAT, et al., 1.978. «Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (Gneiss and pegmatites from occitania, southern france)». *Lithos*, 9, pp. 133-145.
- DÍEZ BALDA, 1.982. «El complejo esquistograuquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca». Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1.968. «Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta Geol. Hispánica*, T. III, n° 3, pp. 69-72.
- GONZÁLEZ LODÉIRO, 1.981. «La estructura del anticlinorio del ollo de sapo en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español)». *Cuadernos de Geología Ibérica*. 1981, tomo n° 7, pp. 535-545.
- HERNÁNDEZ ENRILE, 1.976. «Microstructural evolution of quartzofeldspathic rocks as a result of increasing strain in Toledo mylonite (SPAIN)». Unpublished Thesis, University of London.
- HERNÁNDEZ ENRILE, 1.981. «Evolución microestructural de rocas cuarzo feldespáticas como resultado del aumento de la deformación en la milonita de Toledo (España)». *Cuadernos de Geología Ibérica*. 1981, tomo n° 7, pp. 547-566.
- HERNÁNDEZ ENRILE, 1.983. «Fault mechanism in the Toledo shear zone, Spain». 5<sup>th</sup> I.S.R.M. Congress. Melbourne, Australia. 1.983.
- IGLESIAS y CHOUKROUNE, 1.980. «Shear zone in the Iberian arc». *Journal of Structural Geology*, vol. 2 n° 1/2, pp. 63-68.
- IGLESIAS y RIBEIRO, 1.981. «La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu): Un linéament ancien réactivé pendant l'orogénise hercynienne?». *Comun. Serv. Geol. Portugal*, T. 67, fasc. 1 pp. 89-93.
- LÓPEZ PLAZA, 1.982. «Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos de la penillanura salmantina-zamorana» Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.
- REGENCIO MACEDO, 1.983. «Ortognaisses de pala: Idade da intrusão e do cizalhamento (Pala-Pinhel-Portugal Central)». VIII Reunión de geología del Oeste Peninsular (Salamanca-Coimbra). 1.983.
- SIBSON, 1.977. «Fault rocks and fault deformation», *J. Geol. Soc.* 133, 191-213.
- STAUFFER, 1.969. «Deformation textures in tectonites». *Canadian Journal of earth Sciences*, 7, 498-510. 1.969.
- WATTS y WILLIAMS, 1.979. «Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guin-gamp region, britanny» *Journal of Structural Geology*. vol. 1, n° 4, pp. 323-332.
- WHITE, 1.976. «The effects of Strain on the Microstructures Fabric and Deformation mechanism in quartzite». *Phil. Trans. R. Soc. London. A*, 069-086.
- WHITE, 1.979. «Subgrain and grain size variations, across a shear zone». *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 193-202.
- WHITE et. al., 1.980. «On mylonite on ductile shear zones». *Journal of Struct. Geol.* Vol. 2, n° 1/2, pp. 175-187.

### COLOQUIO

MIGUEL LÓPEZ PLAZA pregunta: La cizalla de J-P do C afecta a la fase IV, ¿acaso esta fase se puede relacionar con una compresión NE-SW? ¿Cómo explicar que los granitoides tardíos, orientados a veces con dirección N-S, fosilicen a la cizalla dúctil de Juzbado?.

JOSE LUIS HERNANDEZ ENRILE: La orientación semejante entre estructuras de deformación y la de los cuerpos granitoides en el transcurso de su emplazamiento, no implica vinculación temporal entre ambos procesos. Por otra parte, una etapa distensiva favorecedora para el emplazamiento de cuerpos granitoides tardíos bajo control tectónico de la fracturación cortical N-S es conocida.

Por último, la compresión para generar los pliegues de IV fase sería de E-W a NNW-SSE.