

REVISIÓN DE LA ZONACION METAMORFICA Y LOS PROCESOS DE BLASTESIS-DEFORMACION DE LA REGION DE SOMOSIERRA (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

J.M. González Casado (*)

RESUMEN

En un área comprendida entre el plutón de La Cabrera y el macizo de Honrubia, se han estudiado las asociaciones minerales en metapelitas y venas de segregación de cuarzo, las zonaciones metamórficas propuestas se relacionan espacialmente con una importante estructura tectónica hercínica, la zona de Cizalla dúctil de Berzosa.

Se analizan las relaciones espacio-temporales entre la blastesis mineral y el proceso de deformación. Estableciéndose la existencia de una etapa principal de blastesis sincrónica con la segunda fase Hercínica (F^2).

Palabras clave: Zonas Metamórficas, blastesis mineral, Sistema Central Español.

ABSTRACT

Mineral assemblage in metapelites and quartz segregations have been studied in the Somosierra massif. Proposed mineral zones have a spatial relation with a major ductile shear zone, the Berzosa Fault (B.S.Z.), interpreted as a Hercynian synmetamorphic structure.

The relationships between the main crystal growth phase, and the Hercynian second deformation phase, have been established.

Key words: Metamorphic zones, porphyroblast growth, Spanish Central System.

Introducción

En la región de Somosierra (Sierra del Guadarrama), se sitúa el tránsito entre la zona axial de la Cadena Hercínica Ibérica (dominio cristalino de Alto Grado) y el antiforame del "Ollo de Sapo" (dominio con metasedimentos Paleozoicos). En esta región, la sucesión estratigráfica general, se puede esquematizar como una sucesión con gneises glangulares porfiroides en la base (orto ó para derivados), sobre los que se superpone una alternancia de metapelitas y cuarcitas, las cuales contienen esporádicos niveles de anfíbolitas, mármoles, etc. (Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985; González Casado, 1987).

Estas rocas fueron fuertemente deformadas durante las tres fases principales de la orogenia hercínica (F_1 , F_2 , F_3), que origina numerosas estruc-

turas tectónicas (Esquistosidades S_1 , S_2 , S_3 , Lineaciones L_1 , L_2 , L_3). Destaca entre estas estructuras, una importante zona de cizalla dúctil, la zona de Cizalla de Berzosa, que actúa principalmente durante la segunda fase hercínica (Capote *et al.*, 1981, González Casado, 1986). Esta estructura separa los dos dominios de la cadena Hercínica descritos anteriormente, de manera que su traza cartográfica de marcada dirección N-S, deja en su lado oriental el antiforame del "Ollo de Sapo", y en su lado occidental el núcleo cristalino del Macizo Hespérico. Lleva asociada el desarrollo de una esquistosidad (S_2) y lineación (L_2) muy penetrativas (González Casado, 1986).

El conjunto rocoso descrito, ha sufrido una importante reconstrucción metamórfica durante el ciclo de deformación Hercínico. Estos procesos metamórficos se desarrollan sincrónicamente con

(*) Dpto. Geodinámica. Facultad de Geología. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

las dos primeras etapas de deformación de dicho ciclo. (F_1 y F_2), aunque también existen transformaciones metamórficas durante F_3 .

El proceso metamórfico ha sido objeto de numerosos estudios, entre los que destacan, los de García Cacho (1973), López Ruiz *et al.*, (1975), Arenas (1979) y Casquet y Navidad (1985).

El estudio del metamorfismo en este trabajo está encaminado más que al establecimiento de las condiciones geotermobáricas, a la determinación de las relaciones con el proceso tectónico: el funcionamiento de la Z.C.B.

Para ello nuestro estudio se apoya, principalmente en el análisis de las relaciones blastesis-deformación en las rocas de naturaleza pelítica y en las venas de segregación de cuarzo, cuyo origen parece ligado a la actividad de la falla (Casquet, 1986). Estas últimas contienen frecuentemente silicatos aluminicos (Al_2SiO_5), a veces de gran tamaño, cuyas relaciones texturales son de gran valor para el conocimiento de la evolución metamórfica de esta región.

Zonación metamórfica

En base a las paragénesis minerales existentes tanto en las metapelitas como en las venas de segregación, se distinguen dentro del sector estudiado las siguientes zonas metamórficas, que de menor a mayor grado, (desde el Este hacia el Oeste) son: Zona del Granate (grado bajo), Zona de Cloritoide (parte alta del grado bajo), Zona de Estautolita (grado medio), Zona de la Sillimanita con Moscovita (parte alta del grado medio), esta última con dos subzonas, una con andalucita y sillimanita, y otra con distena. Esta sucesión es equiparable a la establecida por Casquet y Navidad (1985) y Casquet (1986).

Hay que indicar que en el macizo de Honrubia no se alcanza las condiciones de grado alto (moscovita menos), mientras que en Somosierra y al Oeste del sector estudiado, si se alcanza dicho grado apareciendo feldespato potásico metamórfico (García Cacho, 1973; López Ruiz *et al.*, 1975).

Esta sucesión mineral no sólo corresponde a unas condiciones de presión y temperatura variables regionalmente, si no también a un imperativo composicional, como ha sido establecido por Arenas (1979).

Por último hay indicar que la zona de la sillimanita con moscovita y especialmente las dos subzonas con Al_2SiO_5 que contiene esta, discurren notablemente paralelas a la traza cartográfica de la Z.C.B. (Fig. 1).

Zona del granate

Esta zona ocupa poca extensión en el área estudiada, tanto en la región de Somosierra como en el macizo de Honrubia (Pizarras de Pradena) (Fig. 1A). Las asociaciones minerales corrientes en las metapelitas son:



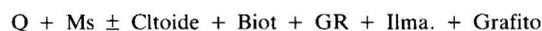
En esta zona prácticamente no existen las venas de segregación de cuarzo, y estas son siempre estériles.

Zona del cloritoide

Las rocas con cloritoide y sin clorita forman una estrecha banda que marca el límite superior del grado bajo. Dichas rocas sólo se observan en la región de Somosierra-Buitrago, donde definen una zona paralela a grandes rasgos a la antiforma de El Cardoso (Fig. 1A). En el Macizo de Honrubia dicha zona no existe probablemente por haber sido eliminada por el funcionamiento de la falla de Honrubia (González Casado, 1982).

El límite oriental de esta región no ha podido ser precisado en este trabajo. El límite occidental se establece coincidiendo con la primera aparición de estauroлита, como se vera progresiva sobre el cloritoide.

La paragénesis corriente en esta zona es:



Existe una etapa tardía de transformaciones retrógradas de cloritoide a clorita y moscovita (García Cacho, 1973).

Las venas de segregación son escasas, y siempre estériles, aunque alguna vez pueden atrapar cloritoides en su interior.

Zona de estauroлита

Queda definida por la presencia de estauroлита estable y es la zona que alcanza mayor desarrollo espacial en el área estudiada (Fig. 1B).

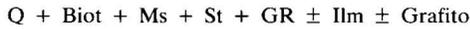
En el Macizo de Honrubia esta zona se adosa directamente a la del granate, mediante la Falla de Honrubia, que es la responsable probablemente de la ausencia de la zona de cloritoide en este macizo.

En la región de Buitrago-Somosierra, el límite entre las zonas de la estauroлита y el cloritoide es una ancha banda divariante de unos 500 y 700

metros de anchura, en la que coexisten ambos minerales, con relaciones de reemplazamiento progresivo del cloritoide por la estaurrolita.

El límite occidental de esta zona se encuentra siempre a unos cuantos cientos de metros al Oeste de la Z.C.B., la estaurrolita aquí es un mineral más escaso comparativamente con el labio oriental de la falla. Este hecho puede deberse al fuerte cambio composicional en las rocas de este sector (Arenas et al., 1980). No obstante incluso lejos de esta zona, ya dentro de las regiones de Alto grado que forman la mayor parte del Guadarrama puede aparecer puntualmente algo de estaurrolita con texturas de mineral relicto (Tornos, 1981).

La paragénesis habitual es:



Las venas de segregación tienen bordes maficos ricos en estaurrolita, granate y biotita, pero no se encuentra contenido en su interior ningún otro tipo de mineral distinto del cuarzo.

Zona de la sillimanita + Moscovita

Esta zona adquiere una notable extensión cartográfica, quedando su límite occidental ligeramente fuera del área estudiada, pues en ella nunca alcanzamos la zona del feldespató potásico o de desaparición de moscovita, es decir, no se llega a condiciones de migmatitas (grado alto).

El límite Este discurre notablemente paralelo al Z.C.B. en el labio oriental, es decir, se solapa unos cuantos miles de metros sobre las rocas con estaurrolita (Fig. 1C).

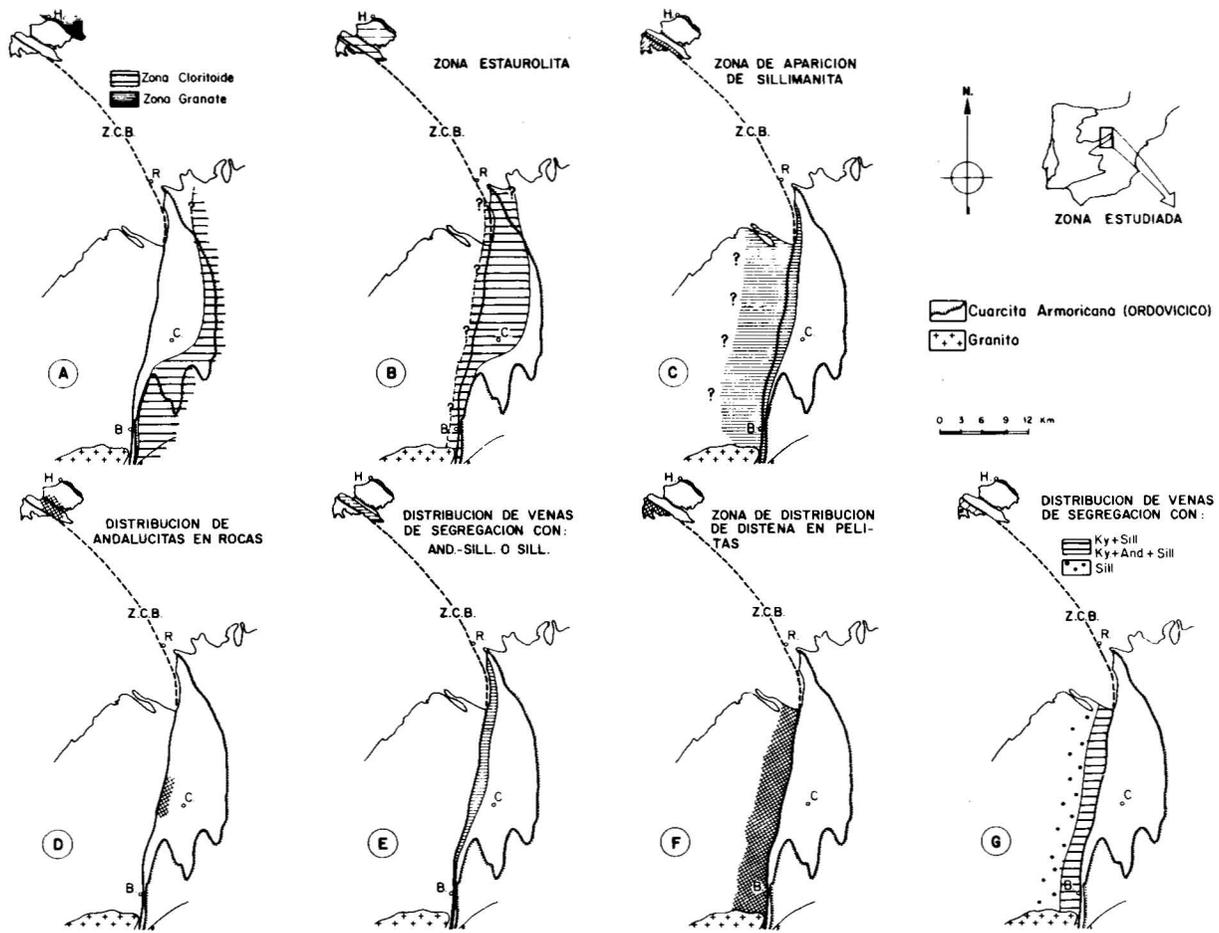


Fig. 1.—Zonación Mineral, en la región estudiada. Z.C.B.—Zona de Cizalla de Berzosa; H.— Honrubia; R.— Riaza; C.— Cardoso; B.— Berzosa.

Dentro de esta zona con sillimanita se pueden separar dos importantes subzonas, que como ya indicamos son paralelas a la Z.C.B., estas son, subzona de andalucita, situada al Este de la falla y subzona de distena, que se localiza al Oeste de la falla. Las características de cada una son:

Subzona de andalucita

El área donde aparece esta subzona es muy reducida, pues solo se encuentra en las cercanías del plano límite de bloques, en su lado oriental. En ella la paragénesis mineral corriente es



La sillimanita está asociada generalmente a la biotita, en forma de fibrolita, que en algunos casos describen numerosos plieguecillos. En contra de lo propuesto por otros autores, existe muy poca sillimanita relacionada con la estauroлита (López Ruiz *et al.*, 1975).

Las andalucitas en rocas pelíticas y en equilibrio textural con los otros minerales, son casos muy puntuales (Fig. 1D). Esto puede deberse o estar condicionado por la composición inicial de la roca, que solo permite la formación de esta en puntos muy localizados.

La plagioclasa es un rasgo particular de esta subzona, y en particular del Macizo de Honrubia, donde se encuentra como porfidoblastos albiticos con inclusiones rotacionales. El origen de estas plagioclasas en la roca, composicional o metasomático es por el momento problemático. No obstante, Watkins (1983) describe porfidoblastos semejantes también albiticos, en relación con el Moine Thurst que interpreta como producto de reacciones progresivas entre los minerales de la roca al cambiar las condiciones metamórficas, como ocurre cuando se produce el funcionamiento de una zona de cizalla.

En esta subzona existen numerosos tipos de venas, que se pueden dividir en:

- Venas con albita, son de carácter pegmatítico y tempranas (pre-F₂) pues están deformadas por esta fase.
- Venas pegmatíticas con Andalucita (Fig. 1E). Son venas muy numerosas, siempre de carácter tardío, en ellas se observa como la andalucita es pos-F₂, ya que ésta atrapa en su interior sillimanitas, estauroлитas y granate del borde fémico de la vena, presentando sus cristales un alto grado de idioblastismo. Las andalucitas están creciendo también clara-

mente sobre los cristales de plagioclasa existentes en estas venas, y de génesis más antigua. Por todo ello pensamos que la andalucita tiene un claro crecimiento post-F₂.

En estas venas y con posterioridad a la génesis de la andalucita, existe una importante etapa hidrotermal en la cual se forman moscovitas, que reemplazan a la andalucita. Por último las moscovitas son reemplazadas por clorita.

- Venas de segregación con sillimanita, estas venas solo contienen cuarzo con fibrolita, en masas fuertemente orientadas o inclusiones con pequeños plieguecillos, sin mostrar relación alguna de transformación con otros polimorfos de silicato aluminico.

Subzona de distena

Discurre paralela a la traza de la falla, en su labio occidental, con una importante anchura (Fig. 1F y 1G). Se caracteriza principalmente por la presencia de distena en roca, y en venas de segregación. La paragénesis habitual es:



La sillimanita se asocia normalmente a la biotita, con una marcada orientación con respecto a la esquistosidad.

No se observan reacciones de transformación a distena, por lo cual esta puede tener el origen propuesto por Arenas *et al.*, (1980) a partir de pirofilita. No obstante si se observan transformaciones muy localizadas de distena a andalucita y de esta a fibrolita, como las descritas por Arenas (1979). Los granates pueden estar incluidos en estauroлита y comienzan a observarse transformaciones retrometamórficas de este mineral.

Las venas de segregación que se encuentran en esta subzona (Fig. 1G), muestran una cierta polaridad, así hacia el Este dominan las venas con distena, andalucita y sillimanita, en ellas se observa siempre un orden de transformación igual al descrito en rocas pelíticas, en el sentido distena, andalucita, sillimanita. La distena está fuertemente orientada según L₂, muestra un crecimiento sin-F₂, mientras que los reemplazamientos de andalucita y sillimanita, son más tardíos, probablemente sin-F₂ (tardío) y tardía post-F₂, respectivamente.

En el límite Oeste de esta subzona, dominan las venas con distena transformada en parte o del todo a sillimanita, definiendo agregados de sillimanita pseudomorfos de distena. Por último exis-

ten en toda esta región alteraciones hidrotermales tardías de distena a moscovita, al igual que ocurría en el otro flanco de la zona de cizalla.

Las venas de segregación con sillimanita solamente, bordean a esta subzona, ya fuera de la misma, en su parte occidental.

Las andalucitas de este sector muestran casi siempre importantes polygonizaciones, originadas probablemente al final de la segunda fase.

Relación blastesis-deformación

Los autores que estudiaron las relaciones entre la génesis mineral y la deformación (García Cacho, 1973; López Ruiz *et al.*, 1975; Fernández Casals, 1976; Arenas, 1979), muestran las relaciones existentes entre las dos primeras fases hercínicas y la blastesis en la región de Buitrago-Riaza.

Posteriormente se observan las importantes relaciones existentes entre la Z.C.B. y la blastesis mineral. Siendo el primer intento de relacionar la blastesis mineral con el funcionamiento de la Falla de Berzosa, el realizado por González Casado (1982) en el Macizo de Honrubia.

En este capítulo se reinterpreta sobre la base del análisis textural, las relaciones blastesis deformación a lo largo de todo el tramo de la Z.C.B. incluido en este trabajo. Se proponen para la representación de dichas relaciones, un nuevo tipo de diagrama que permiten resaltar el factor espacial (Casquet y Navidad, 1985).

Hay que resaltar que la mayor parte de las interpretaciones sobre las etapas de crecimiento mineral se basan en los nuevos modelos de "repartición de la deformación" (Bell, 1981; Bell *et al.*, 1986), los cuales expresan el hecho de que las componentes de cizalla simple y pura de la deformación se reparten diferencialmente en el interior de la roca. De manera que los crecimientos minerales son en general sincinemáticos durante una deformación (González Casado y Casquet, 1987).

Rocas pelíticas

Cuarzo

Dada la facilidad con que este mineral recrystaliza, el cuarzo experimenta importantes modificaciones de tamaño y forma, en todas las zonas metamórficas (González Casado, 1987).

En las zonas más externas pueden conservarse granos proterógenos detríticos o volcánicos (en los porfiroides) fuertemente recrystalizados.

Biotita

Este mineral es esencialmente sincinemático, con respecto a la segunda fase (sin-F_2), en las tres zonas próximas a la Z.C.B. (Fig. 2). También muestra un claro carácter inter-fase (inter $\text{F}_1\text{-F}_2$), bien como metablastos en la zona del granate, cloritoide y parte de la zona de la estaurolita, o en forma de restos de charnelas polygonizadas en el interior de microlitos, en la parte occidental de la Z.C.B. (Fig. 2).

Con posterioridad a la segunda fase, se observan crecimientos esporádicos, bien rellenando fracturas de tensión abiertas en estaurolitas más antiguas (sin-F_2), o como producto de transformaciones retrometamórficas de otros minerales (p.e. granate).

Moscovita

Al igual que ocurre con la biotita, este mineral define tanto la primera esquistosidad como la segunda, no existiendo prácticamente porfidoblastos inter-fase (inter $\text{F}_1\text{-F}_2$). Por tanto existe blastesis del mismo durante estas dos etapas.

Después de la segunda fase, hay una importante etapa de formación de moscovitas hidrotermales. Estas pueden aparecer bien como cristales armados que reemplazan a otros minerales, o como transformaciones hidrotermales de distenas y andalucitas.

Clorita

Existente en el extremo más oriental de la zona de trabajo, se presenta como pequeñas pajuelas definiendo la esquistosidad, o como metablastos pequeños cruzados y envueltos por la esquistosidad, con desarrollo de sombras de presión, de donde se deduce su probable carácter Pre- F_2 .

Existe también una importante etapa de formación de clorita, como crecimiento tardío a partir de otras fases minerales que se están desestabilizando (p.e. Biotita, Granate, Cloritoide, etc.). Esta etapa se produce con posterioridad a la segunda fase.

Granate

La blastesis del granate, parece mostrar una clara evolución espacio-temporal, como ya indican Casquet y Navidad (1985), este mineral crece en los puntos más alejados de la Z.C.B., durante

la interfase F_1 - F_2 , mientras que en las proximidades de este accidente tectónico es $\text{sin-}F_2$.

El análisis de las microestructuras del granate, indican un claro carácter $\text{sin-}F_2$ en zonas próximas al Z.C.B., tanto al Este como al Oeste del mismo, mientras que en puntos más alejados parece que existen casos de granates inter- F_1 - F_2 o incluso más antiguos (Fig. 2).

Cloritoide

Las inclusiones internas en el cloritoide en el caso de las áreas donde este mineral está más próximo a la zona de cizalla (Z.C.B.), muestran disposiciones sigmoides, que indican un crecimiento esencialmente $\text{sin-}F_2$, aunque también hay algunos que podrían ser algo más antiguos ($\text{pre-}F_2$). En puntos más alejados de la Z.C.B., existen ejemplos de metablastos crecidos sobre la esquis-

tosidad, y sin sombras de presión, que sugieren una blastesis tardi- F_2 . Estos cloritoides tardi- F_2 o post- F_2 , se encuentran bastante separados espacialmente de la zona de cizalla. No obstante en ejemplares más próximos la Z.C.B., se pueden apreciar en algunos casos recrecimientos en el borde los cristales (García Cacho, 1973), formados probablemente al final o después de la segunda fase (Fig. 2).

Estaurolita

La blastesis de estaurolita se produce fundamentalmente durante la segunda fase en las áreas situadas al Este de la zona de cizalla. Al Oeste de esta misma estructura el momento de formación de la estaurolita parece ser inter- F_1 - F_2 , aunque en las proximidades de la Z.C.B. existen también crecimientos $\text{sin-}F_2$ (Fig. 2).

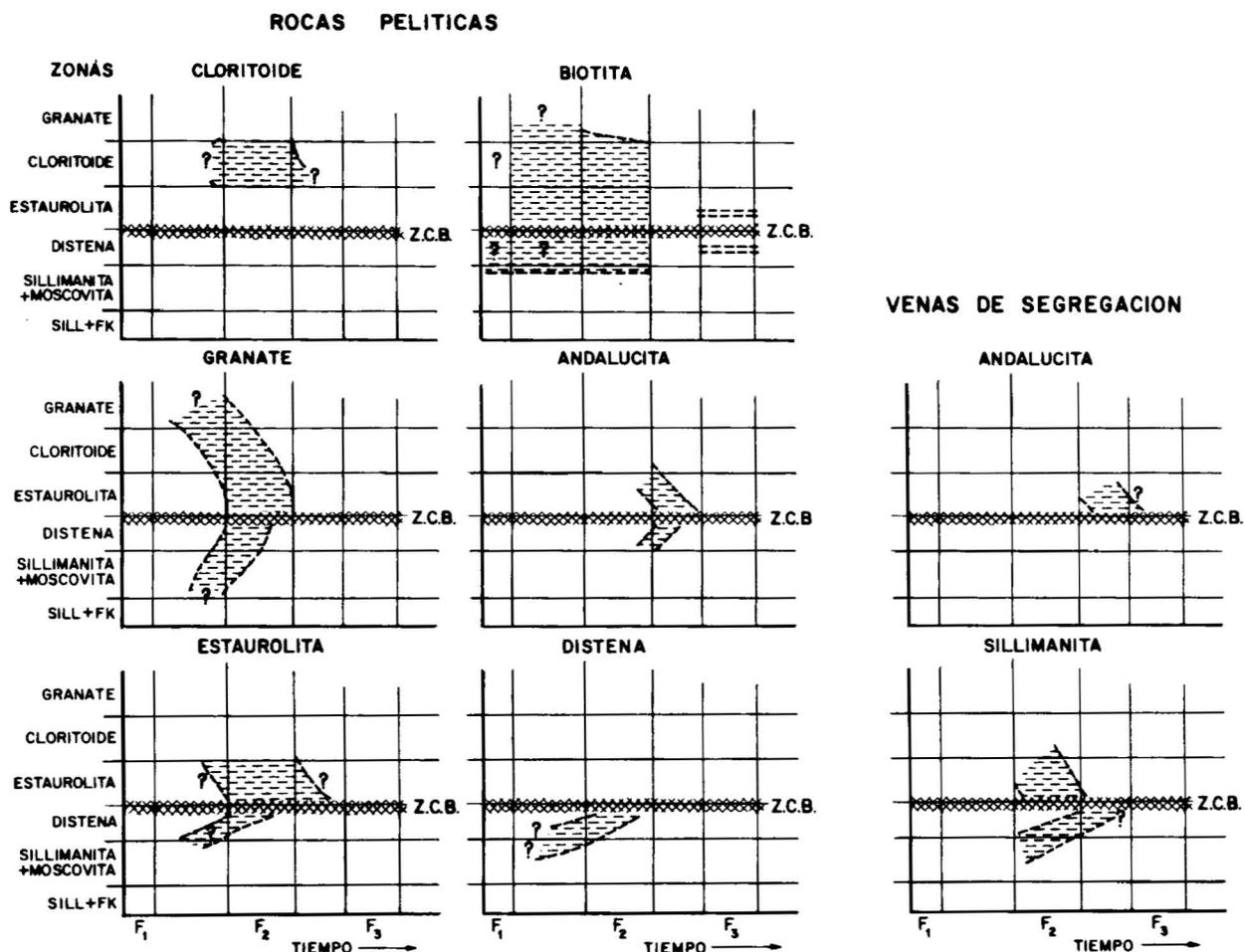


Fig. 2.—Relaciones blastesis-deformación. F_1 .— Primera fase; F_2 .— Segunda fase; F_3 .— Tercera fase; Z.C.B.— Zona de Cizalla de Berzosa.

Sobre la Z.C.B. y principalmente al Este de la misma existe una etapa de blastesis de estaurólitas post-cinemáticas (post- F_2), caracterizada por crecimientos idioblásticos sobre la esquistosidad S_2 . La relación espacial entre estos crecimientos tardíos y zona de cizalla es clara, pues estos crecimientos se disponen siempre jalonando la traza de la Z.C.B.

Plagioclasa

En este caso solo nos referimos a los porfidoblastos existentes al Este de la Z.C.B. (Macizo de Honrubia). En este sector los metablastos atrapan gran variedad de inclusiones orientadas, que parecen indicar un carácter sin- F_2 . No obstante también existe blastesis de plagioclasa más tardía (ligeramente post- F_2), reflejada en porfidoblastos de este mineral que atrapan a cristales sin- F_2 de otros minerales (p. ej. estaurólita).

Andalucita

Los porfidoblastos de andalucita, se observan solo al Este de la Z.C.B., en este sector son normalmente tardíos con respecto a la segunda fase. Es normal encontrar crecimientos sobre la esquistosidad S_2 , que reflejan la blastesis tardía de este mineral. Este carácter post- F_2 o inter F_2 - F_3 , queda determinado también por las andalucitas que engloban minerales sin- F_2 (por ejemplo estaurólita).

En las rocas que contienen distena, al Oeste de la zona de cizalla, se encuentran de manera esporádica algunas andalucitas procedentes de la transformación de distena (Arenas, 1979), fuertemente deformadas.

Distena

Este mineral solo se encuentra al Oeste de la Z.C.B., y es posible distinguir dos tipos:

Unas son relictos blindados dentro de otras fases, las cuales están rodeadas por la esquistosidad S_2 , siendo por tanto claramente pre- F_2 . Otras más abundantes, se disponen paralelas a la S_2 , y muestran una cierta deformación. Estas características indican una blastesis próxima a la segunda fase.

Sillimanita

Normalmente la fuerte orientación de los haces prismáticos de fibrolita o los micropliegues que

estos describen, indican un carácter sin- F_2 en las áreas próximas a la Z.C.B. También existe sillimanita formada durante procesos retrometamórficos tardíos claramente post- F_2 .

Resumen

Como se expone en la descripción anterior la mayor parte de la blastesis en las proximidades de la Z.C.B., y al Este de la misma, es *esencialmente sin- F_2* , aunque también existe otra etapa de blastesis menos importante cuantitativamente, que es de carácter tardío (post- F_2) y que está esencialmente marcada en las inmediaciones de la Z.C.B. en su flanco Este.

Al Oeste de la Z.C.B., es posible encontrar unas evidencias de crecimiento anteriores a la segunda fase.

En venas de segregación

Los principales minerales existentes en las venas de cuarzo, presentan una clara relación entre su etapa de blastesis y su posición con respecto a la zona de cizalla. Relaciones que se mantienen constantes a lo largo de toda la traza de la falla de Berzosa, desde Honrubia hasta Berzosa.

Cuarzo

Crece durante la segunda fase mientras se forman las venas (Capote *et al.*, 1981). Durante la interfase F_2 - F_3 , se produce otra etapa de crecimiento (crecimientos gigantes) por todo el área próxima a la Z.C.B. Por último y en relación con la tercera fase, se generan algunos subgranos.

Distena

Su blastesis se origina solo en las venas situadas al Oeste de la Z.C.B. y durante la segunda fase o ligeramente antes, pues se encuentra siempre orientada reflejando las directrices tectónicas de esta fase.

Andalucita

Se forma a ambos lados de la Z.C.B., generalmente en un período posterior a la segunda fase.

Al Oeste de la zona de cizalla, se encuentran reemplazando a distenas sin- F_2 , siendo por tanto

tardías con respecto a F_2 , pero todavía deformadas por F_2 .

Al otro lado de la banda de cizalla son más modernas (Inter F_2 - F_3), edad claramente puesta de manifiesto por crecer en parte sobre la S_2 a la que pueden englobar, o bien por incluir estaurolititas, ilmenitas, o sillimanitas, existentes en el borde de la segregación y de edad sin- F_2 . (Fig. 2).

Sillimanita

Este polimorfo de silicato alumínico es el que tiene un mayor período de formación, así al Oeste del Z.C.B. y en las inmediaciones del mismo crece sobre las Andalucitas y/o distenas de las venas, mostrando un carácter tardío a post- F_2 , en las segregaciones de la zona más profunda (Zona de la Sill + Mos.) se encuentra siempre orientadas según las directrices de la F_2 , son por tanto sin- F_2 . Al Este de la Z.C.B. también existen segregaciones con fibrolita, las cuales muestran un alto grado de orientación y pliegues intrafoliares, son por tanto sin- F_2 . (Fig. 2).

Conclusiones

Se puede afirmar que el segundo episodio metamórfico (M_2), guarda una cierta relación con la Zona de Cizalla de Berzosa, asociación que se pone de manifiesto por:

A) La relación espacial existente entre las zonas donde se producen crecimientos minerales, sin- F_2 y la zona de cizalla (Gr, St, Plag., etc.).

B) La disposición de los crecimientos minerales posteriores a la etapa de movimiento, que se sitúan bordeando a la zona de cizalla y al Este de la misma, ensanchándose estas zonas hacia el N.E. (Zonas estaurolititas post- F_2 y Andalucita y sillimanita en venas).

C) La geometría de las zonas minerales descritas, mantienen una fuerte simetría con respecto a la zona de cizalla.

D) Se establece la sucesión de transformaciones principales del silicato alumínico en venas de cuarzo que es $Ky \longrightarrow Sill$ y $Ky \longrightarrow And \longrightarrow Sill$ en el labio occidental, y $Sill \longrightarrow And$ en el oriental.

E) Existe una importante etapa, caracterizada por procesos retrometamórficos e hidrotermales, posteriores a la segunda etapa metamórfica,

que también asocia espacialmente con la falla de Berzosa.

Referencias

- Arenas, R. 1979. "Petrogénesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza". Tesis de Licenciatura, Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense. Madrid.
- Arenas, R., Casquet, C. y Peinado, M. 1980. "El Metamorfismo del Sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones Geoquímicas y Petroológicas". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 1, 117-146.
- Bell, T.H. 1981. "Foliation development: the contribution, geometry and significance of progressive bulk inhomogeneous shortening". *Tectonophysics*, 75, 273-296.
- Bell, T.H., Rubenach, M.J. y Fleming, P.D. 1986. "Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development". *J. Metamorphic Geol.*, 4, 37-67.
- Capote, R., Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. 1982. "La tectónica Hercínica de Cabalgamientos en el Sistema Central Español". *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, 455-469.
- Casquet, C. 1986. "C-O-H-N- fluids in quartz segregation from a major ductile shear zone: the Berzosa Fault, Spanish Central System". *J. Metamorphic Geol.*, 4, 117-130.
- Casquet, C. y Navidad, M. 1985. "El Metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del Granate". *Rev. Real Acad. Ciencias Ex. Fisi. y Nat.* 79, 523-548.
- Fernández Casals, M.J. 1976. "Estudio Meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico metamórfico de Somosierra (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 305 págs.
- Fernández Casals, M.J. y Gutierrez Marco, J.C. 1985. "Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central". *Rev. Real Acad. Ciencias Ex. Fisi. Nat.* 79, 487-509.
- García Cacho, L. 1973. "Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español". Tesis Fac. Ciencias Uni. Complut. Madrid. 319 pp.
- González Casado, J.M. 1982. "Estructura y metamorfismo del núcleo cristalino del anticlinal mesozoico de Honrubia". Tesis Licenciatura U.C.M. 195 págs.
- González Casado, J.M. 1986. "Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia (S.C.E.)". Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 2-87.
- González Casado, J.M. 1987. "Microestructuras del cuarzo en venas de segregación y cuarcitas, en la Zona de Cizalla de Berzosa (S.C.E.)". *Rev. Mat. Proc. Geol.* 5, (en prensa).
- González Casado, J.M., Casquet, C. 1987. "Realizaciones Blastesis Deformación del Granate en la Zona de Cizalla de Berzosa". *Geogaceta*, 2, (en prensa).
- González Casado, J.M. 1987. "Los metasedimentos de la región de Somosierra" (S.C.E.)". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe* (en prensa).
- López Ruiz, J., Aparicio, A. y García Cacho, L. 1975. "El metamorfismo de la Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español". Mem. Inst. Geol. Minero de España, 86, 127 págs.
- Tornos, F. 1981. "Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (S.C.E.)". Tesis Licenciatura, Univ. Complutense. Madrid. 152 págs.
- Watkins, K.P. 1983. "Petrogénesis of Dalradian Albite porphyroblast schist". *J. Geol. Soc. London.*, 140, 601-618.

Recibido el 18 de Febrero de 1987
Aceptado el 22 de Mayo de 1987