

EL METAMORFISMO DEL SECTOR DE RIAZA (SOMOSIERRA, SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL). IMPLICACIONES GEOQUIMICAS Y PETROLOGICAS.

Por Arenas, Ricardo; Casquet, César y Peinado, Mercedes.

R E S U M E N

Mediante el estudio de una pequeña región del norte de Somosierra, se pone de manifiesto la decisiva influencia que la litología premetamórfica ha tenido en el desarrollo de las paragénesis metamórficas hercínicas en el Guadarrama oriental. Al mismo tiempo se describe una zona metamórfica de andalucita en forma de venas ricas en cuarzo, que había pasado desapercibida y que confirma la superposición, también en este área, de una serie de facies intermedia de baja presión sobre otra de tipo barrowiense.

En base a criterios composicionales y metamórficos se propone una correlación con áreas próximas (Hiendelaencina) así como más alejadas, a lo largo de la misma zona geotectónica (Galicia oriental-Dominio del Olló de Sapo).

A B S T R A C T

By studying a small area in the northern part of the Somosierra range, we demonstrate influence that pre-metamorphic pelitic compositions had upon the paragenesis developed during the Hercynian metamorphism in eastern Guadarrama. Furthermore an andalusite zone displayed by tensional quartz-rich veins, is for the first time established and confirms the superposition in this area too, of a low-pressure intermediate type facies series on a barrowian type one.

On the grounds of compositional and metamorphic criteria, a correlation is tempted with neighboring areas (Hiendelaencina) as well as more distant ones along the same geotectonic zone (Eastern Galicia-Olló de Sapo Zone).

INTRODUCCION.

La Sierra de Guadarrama que ocupa una posición central dentro del Hercínico Ibérico, se divide en dos sectores netos separados por el meridiano de Somosierra. Al oeste de este límite las rocas plutónicas, graníticas calcoalcalinas, se hacen progresivamente más abundantes, hasta llegar a dominar sobre las metamórficas; mientras que hacia el E (zona de Somosierra) las que predominan son las segundas, estando los granitoides prácticamente ausentes. Esta característica del Guadarrama oriental y el hecho de que presente una zonación metamórfica muy completa, hace de la región una de las más privilegiadas de la cadena Varisca Ibérica para el estudio del metamorfismo Hercínico.

(*) Facultad de Geológicas. Departamento de Petrología. Ciudad Universitaria, Madrid 3.

En el plano estratigráfico, los materiales dominantes en Somosierra son los derivados del metamorfismo de pelitas y semipelitas con variable contenido samítico (pizarras, esquistos y paragneises), siendo también comunes las metasamitas, gneises glandulares y leucogneises de diferentes tipos, anfibolitas, rocas de silicatos cálcicos y venas de segregación; estando la edad del conjunto comprendida entre el Devónico y un probable Precámbrico Superior (Capote et al. 1977 a).

Un hecho fundamental, es el carácter discordante con que se produce la sedimentación del Ordovícico más bajo (Capote y Fernández Casals, 1975); motivado probablemente por los movimientos epirogénicos Sárdicos (IGME, Hoja geológica de Hiendelaencina in press.).

Dentro del sector de Riaza (fig. 1 y 2), la cuarcita de facies Armoricana representa la litología más moderna aquí tratada. El conjunto inferior a estas cuarcitas, con carácter flyschoides muy marcado y probable edad Tremadociense, es discordante cartográficamente sobre los materiales más profundos de edad preordovícica indeterminada (Arenas, 1979).

En Somosierra, la sucesión metamórfica existente desde el núcleo del sinclinatorio del Campillo hacia el oeste, pasa, en rocas pelíticas, por las zonas de la clorita, cloritoide, estaurolita, distena y sillimanita, alcanzándose migmatización generalizada y ausencia de moscovita primaria (Fúster y García Cacho, 1970 y 1971; García Cacho, 1973; Fúster et al., 1974; López Ruiz et al., 1975).

En el tránsito entre el grado bajo (zona del cloritoide) y el principio del grado medio (parte alta de la zona de la estaurolita), existe una estrecha banda con coexistencia generalizada de cloritoide y estaurolita (García Cacho, 1973) y, ocasionalmente, clorita.

El metamorfismo abarca desde el comienzo de la primera, y principal, fase de deformación Hercínica, hasta el final de la segunda.

Dentro del sector tratado por nosotros sólo están presente las tres zonas más profundas citadas, siendo únicamente la zona con distena la que está completa en anchura (fig. 2).

En los trabajos de Schäfer (1969), Bischoff et al. (1973), Capote et al. (1977 a y b), Navidad (1978 a y b) y Arenas (1979), puede encontrarse más información sobre la región tratada y sus alrededores.

METAMORFISMO DE ROCAS PELITICAS.

Los esquistos derivados del metamorfismo de rocas «pelíticas» son la litología más abundante en el sector tratado; siendo a partir de sus paragénesis como se puede establecer el estudio más completo del proceso metamórfico.

En base a estas rocas, se distinguen tres zonas metamórficas ordenadas en función del metamorfismo creciente que quedan delimitadas por las siguientes isogradas: Estaurolita (+) (definida al E del área estudiada), distena - sillimanita (+) y distena - estaurolita (—), y que denominaremos zona de la estaurolita, zona de la distena y zona de la sillimanita, respectivamente.

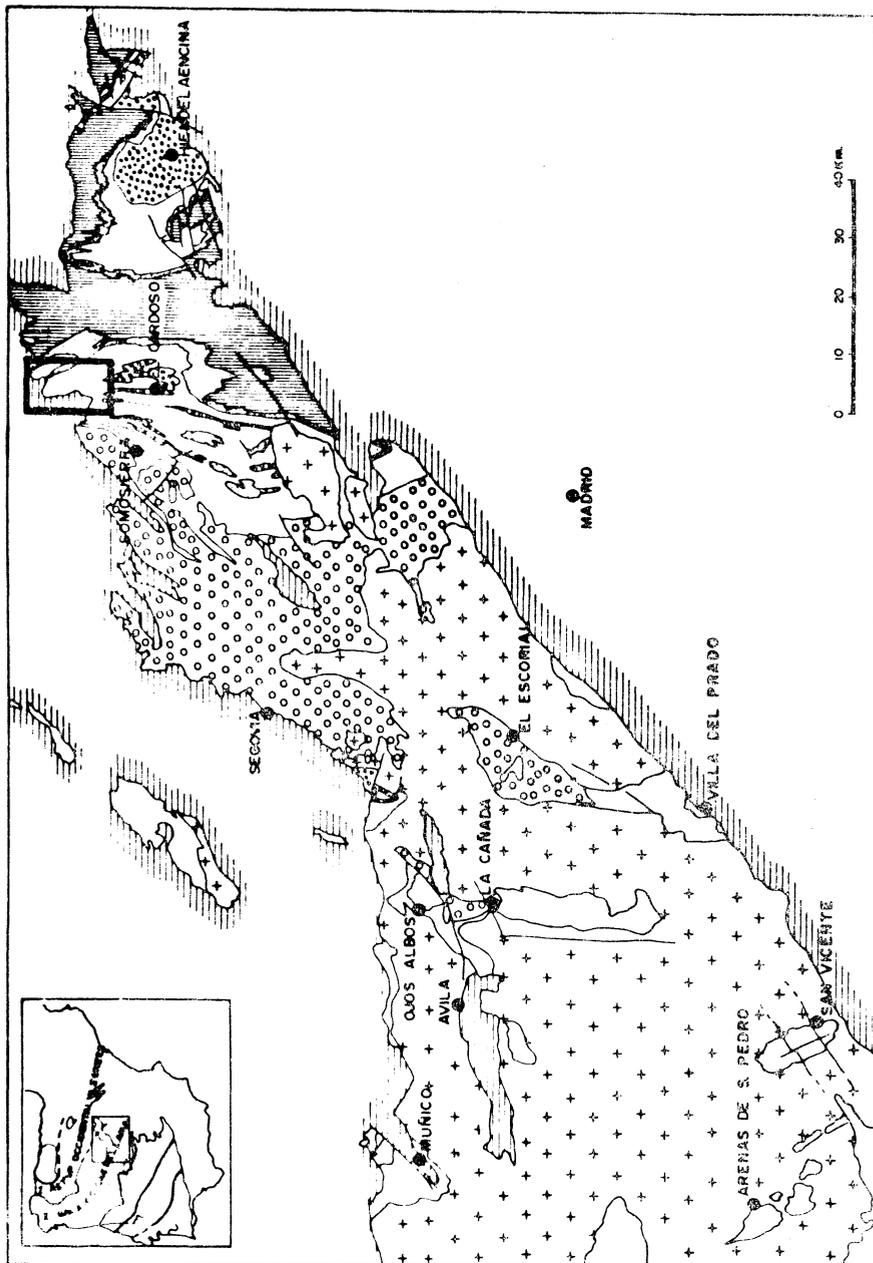


Fig. 1.—Localización del área estudiada

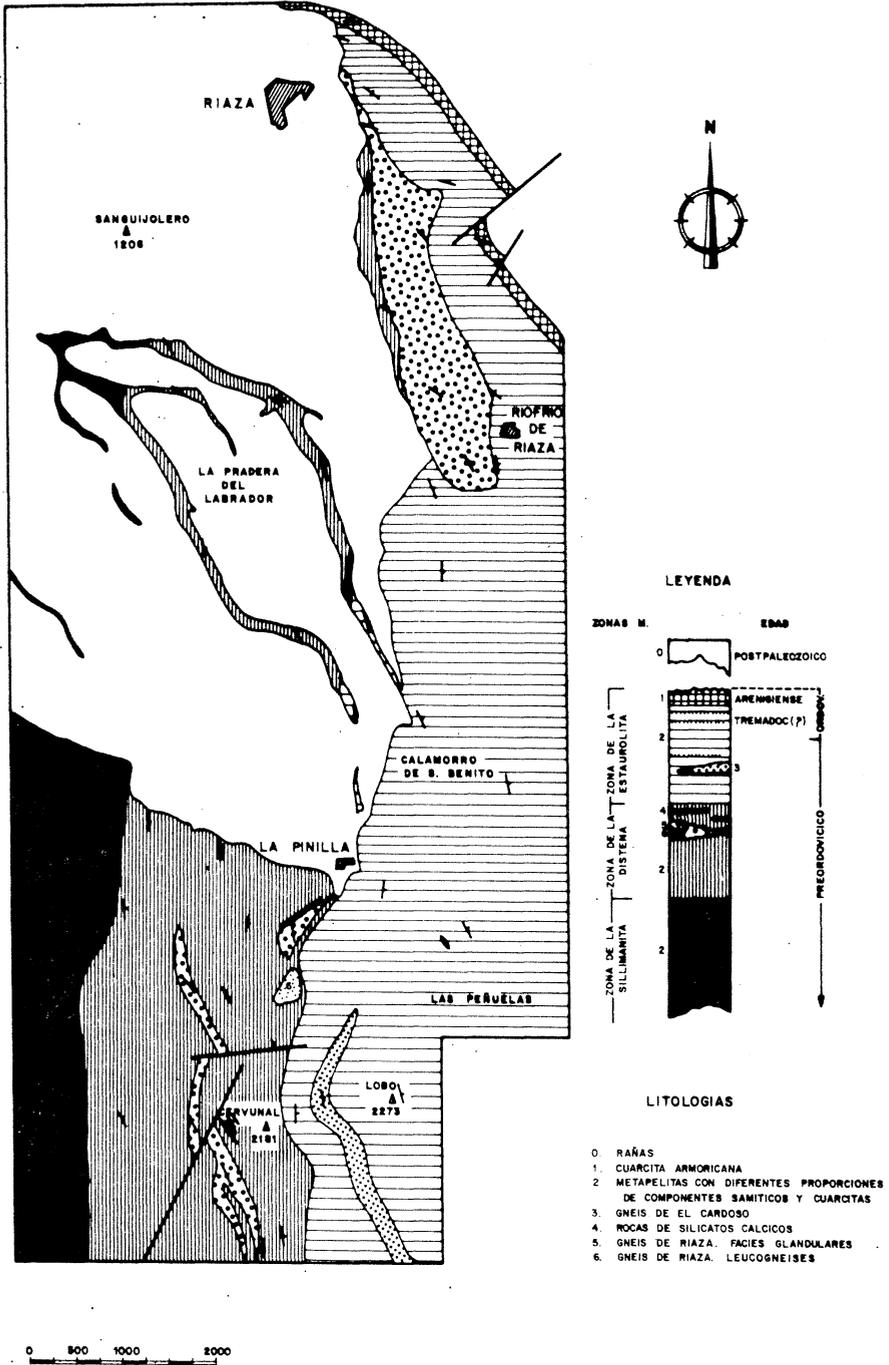


Fig. 2.—Mapa geológico de los alrededores de Riaza

La zona de la estaurólita es la que tiene una mayor representación espacial. La asociación representativa para este dominio es la siguiente:

Q + Biotita ± Moscovita ± Plagioclasa ± Almandino ± Estaurólita

La zona de la distena aparece inmediatamente al W de la estaurólita, y queda definida por todas aquellas litologías que tienen distena estable. La aparición de este mineral está acompañada por la de sillimanita y su desaparición, al final de la zona, por la de estaurólita. En función de las paragénesis estables en este dominio, es posible construir la siguiente asociación representativa para él:

Cuarzo + Biotita ± Moscovita ± Plagioclasa ± FK ± Almandino
± Estaurólita ± Distena ± Andalucita ± Sillimanita

El último dominio estudiado corresponde a la zona de la sillimanita, con paragénesis del tipo:

Cuarzo + Moscovita ± Biotita ± Plagioclasa ± FK ± Almandino
± Sillimanita

La zona de la sillimanita, con tan escasa representación en nuestra cartografía, se extiende ampliamente hacia el W, constituyendo el dominio metamórfico con mayor extensión en el Sistema Central Español (Fúster et al., 1974).

Como puede deducirse inmediatamente del estudio zonal, el grado metamórfico aumenta de E a W.

Mineralógicamente, hay que resaltar que la plagioclasa no aparece, de manera regional, hasta la parte media de la zona de la estaurólita; haciéndolo con composición de oligoclasa. La basicidad es algo mayor en las litologías de la zona de la distena, aunque no supera el valor de An_{30} .

La estaurólita sólo está presente en la zona que ella misma define y en la de distena, pero en esta última su abundancia se hace cada vez menor hasta su completa desaparición.

El granate almandínico se encuentra en todas las zonas, aunque disminuye hacia la zona de la sillimanita donde muestra, a veces, texturas de inestabilidad.

De los polimorfos de silicato aluminico, el más abundante es la sillimanita; la andalucita, excepcional, se restringe (siempre en rocas pelíticas) a la zona de distena. En la zona de la estaurólita no se observa variedad alguna de SiO_5Al_2 .

Por último, el feldespato potásico es un mineral escasísimo en el área estudiada y en absoluto representativo de la evolución metamórfica seguida por el macizo.

COMPOSICION DE LOS MATERIALES PELITICOS.

En el Cuadro I se expone la composición y mineralogía respectiva de cinco muestras de esquistos y paragneises de las zonas de distena

y sillimanita del sector estudiado. Estos análisis unidos a otros veintiuno obtenidos de López Ruiz et al. (1975) (composiciones pertenecientes al sector tratado o a su más directa proximidad geográfica), nos permite disponer de una población de 26 muestras que cubre satisfactoriamente las zonas de la estauroлита, distena y sillimanita.

Mediante el diagrama $Al/3 - W - Al/3 - Na$ de La Roche, 1968 (fig. 3), es posible clasificar las litologías premetamórficas y destacar la presencia de diferencias composicionales acusadas entre las rocas de las zonas metamórficas consideradas:

- Las litologías de la zona de la estauroлита son las más afines al campo de los esquistos; es decir, en esta zona dominan las composiciones pelíticas (maduras). La concentración de los puntos para este grupo es notoria.
- Los materiales de la zona de la distena están caracterizados por unos valores de $Al/3 - Na$, generalmente, menores que los de la zona de la estauroлита. Esta propiedad les acerca más al campo en que $Na > K$. Esto es, se trata de rocas intermedias entre pelitas y grauwacas, con cierta dispersión composicional.
- El quimismo de la zona de la sillimanita refleja una acentuación en la tendencia en profundidad hacia términos progresivamente menos maduros, parte de los cuales son ya clasificables como grauwacas. Persiste la dispersión composicional.

En otro orden de cosas, con el grado metamórfico aumentan, de manera general, las cantidades en Na_2O/Al_2O_3 y FeO . El Na_2O , Na_2O/K_2O y MgO sufren un fuerte aumento al pasar de la zona de la estauroлита a la de distena; manteniéndose (Na_2O y Na_2O/K_2O) o disminuyendo (MgO) a partir de ella. Los contenidos en Al_2O_3 y Fe_2O_3 sufren unas ligeras, pero continuadas, disminuciones, mientras que los demás elementos (K_2O , CaO , MnO , TiO_2) no muestran unas variaciones significativas o mantienen su concentración.

En nuestra opinión, las variaciones composicionales existentes entre las tres zonas de metamorfismo consideradas reflejan la variación composicional premetamórfica del prisma sedimentario afectado por el ciclo Hercínico. Estas diferencias en la sedimentación se han conservado formando auténticas paleofacies que han condicionado de diferente manera (como se verá más adelante) las paragénesis resultantes.

De acuerdo con lo anterior, podemos concluir que en Somosierra existe una polaridad composicional que va desde tipos poco maduros, grauwáquicos, en los niveles estructurales inferiores (zona de sillimanita) a rocas pelíticas próximas a medios confinados en los más altos.

Con objeto de valorar la influencia de la litología premetamórfica en las paragénesis desarrolladas, se han proyectado las composiciones de las diferentes muestras en los diagramas de Hoschek (1969) (fig. 4). Las rocas de la zona de la estauroлита se caracterizan, como cabría esperar, por su posibilidad química para formar este mineral. El cloritoide por el contrario, con condiciones más restrictivas, es fase potencial

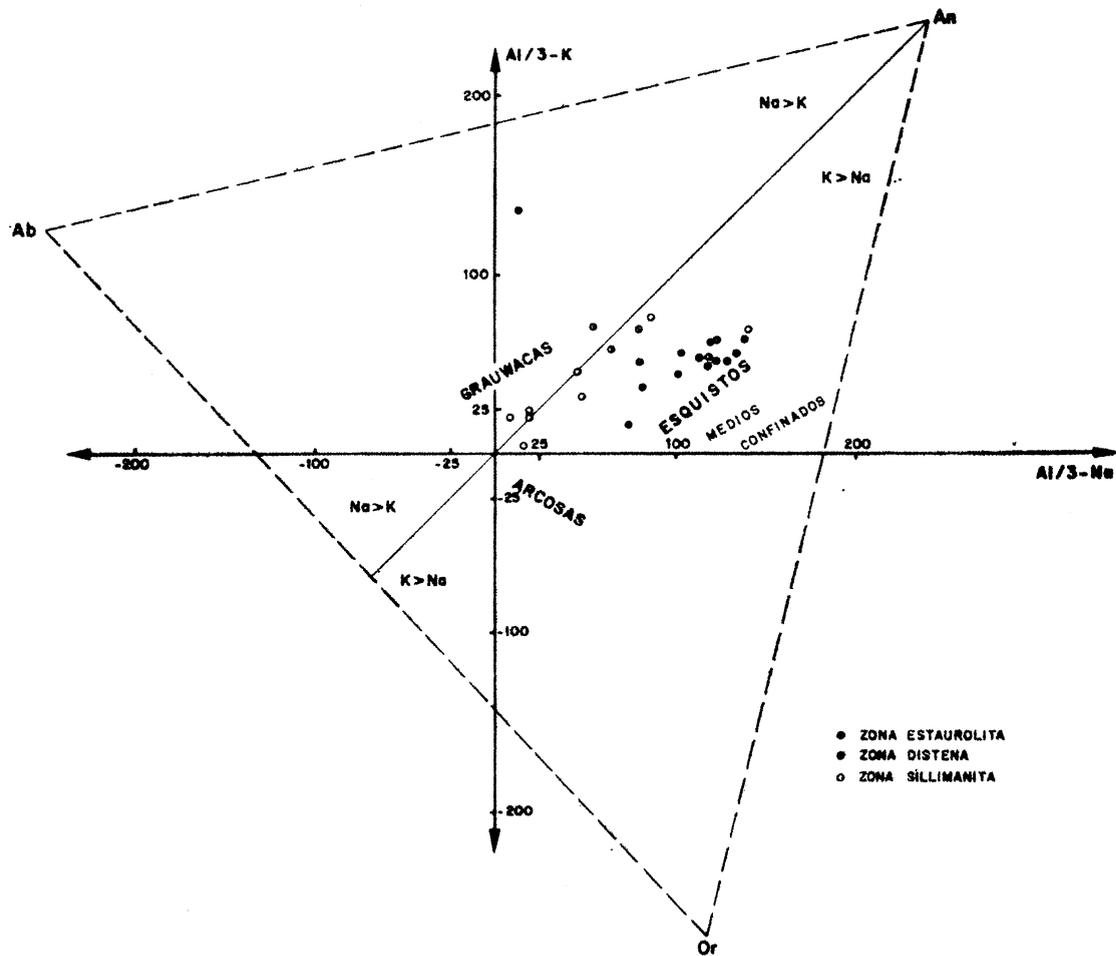


Fig. 3.—Diagrama A1/3 — K ——— A1/3 — Na de La Roche (1968) para muestras de las zonas de la estaurrolita, distena y sillimanita

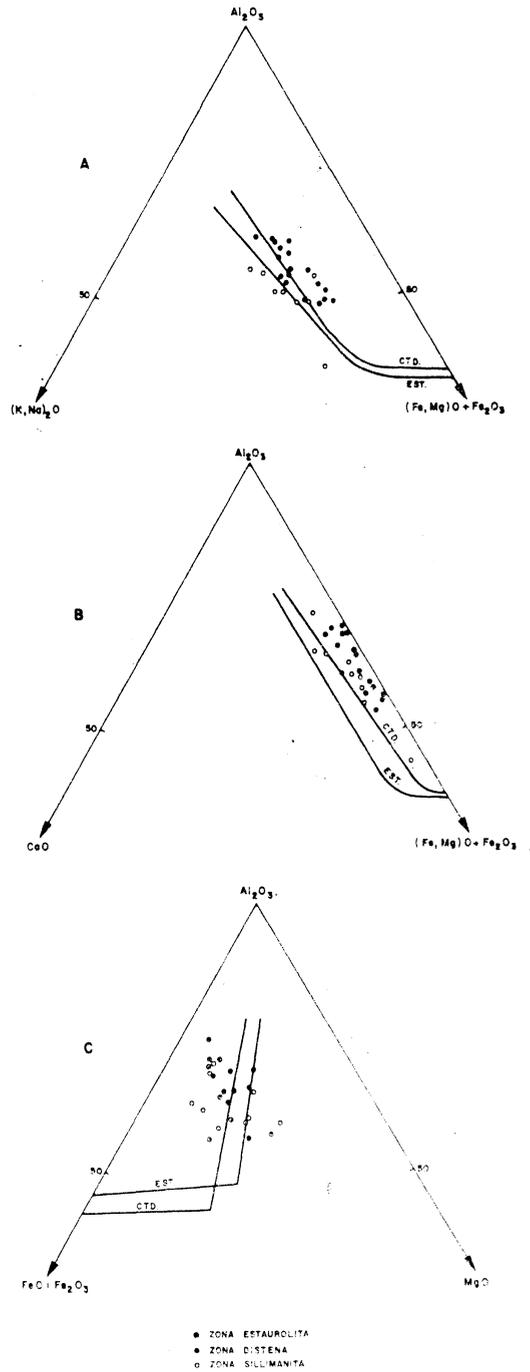


Fig. 4.—Proyección de las rocas de las zonas de la estaurolita, distena y sillimanita en los diagramas de Hoschek (1969)

en sólo el 50 % de la población considerada; lo que sugiere que en la formación de la estaurólita han participado reacciones con y sin este mineral como reactante.

Las rocas de la zona de la distena se caracterizan por tener, en todos los casos, estaurólita real o potencial. Este hecho podría inducir a pensar que la estaurólita es responsable de la formación de la distena; ahora bien, dado que en ningún caso hemos observado una relación de transformación entre ambos minerales, la conclusión es que forman paragénesis en equilibrio y que por lo tanto la aparición de distena no corresponde a una isograda de reacción en el sentido de Winkler (1978).

El 75 % de las litologías consideradas de la zona de la sillimanita son incapaces de tener estaurólita. Este hecho demuestra que la desaparición de este mineral en el límite inferior de la zona de la distena obedece, esencialmente, a motivos composicionales; es decir, la estaurólita no se formó nunca en la mayoría de las litologías que actualmente ocupan la zona de la sillimanita.

En el diagrama AFM de Thompson (1957) (fig. 5 A y B) se han proyectado las pelitas de la zona de la estaurólita y de la distena. Las composiciones de biotita y granates se han obtenido de López Ruiz et al. (1975). Cuando no disponíamos del análisis de estos minerales (caso de nuestras propias muestras) se han utilizado valores medios para las diferentes zonas.

En la fig. 5 B los campos paragenéticos considerados son los mismos de Winkler (1978) para el grado medio con almandino. Esta representación es resultado de proyectar cada roca en el campo limitado por las líneas de conjugación definidas por las composiciones de sus minerales, supuesta la estaurólita estequiométrica.

La fig. 5 A muestra un desplazamiento neto de las rocas de la zona de la distena hacia valores del parámetro M superiores a los de la zona de la estaurólita. Este desplazamiento es responsable de que en la figura 5 B la mayor parte de estas composiciones caigan dentro, o en las proximidades, del campo SiO_3Al_2 — estaurólita — biotita, mientras las litologías de la zona de la estaurólita se sitúan en el campo estaurólita — almandino — biotita.

La paragénesis de cuatro fases (estaurólita + almandino + biotita + silicato aluminico) comúnmente observada, se explica coherentemente tanto por el zonado del almandino (Winkler, 1978), como por sus elevados contenidos en CaO y MnO (López Ruiz et al., 1975).

La fig. 5 A y B demuestra, de manera concluyente, la influencia que las diferentes composiciones premetamórficas de los materiales de la zona de la estaurólita y de la distena tienen en las paragénesis desarrolladas. Las rocas de la zona de la estaurólita no presentan silicato aluminico, en ninguna de sus variedades, porque no tienen una composición compatible con la aparición del mismo, y no porque no se diesen las condiciones necesarias para su formación.

La fig. 6 A y B corresponde a las paragénesis de la zona de la sillimanita. La fig. 6 B representa condiciones de metamorfismo superiores a las de la fig. 5 B, pero siempre dentro del grado medio, pues en nuestro sector de estudio la moscovita siempre es primaria y no existe migmatización.

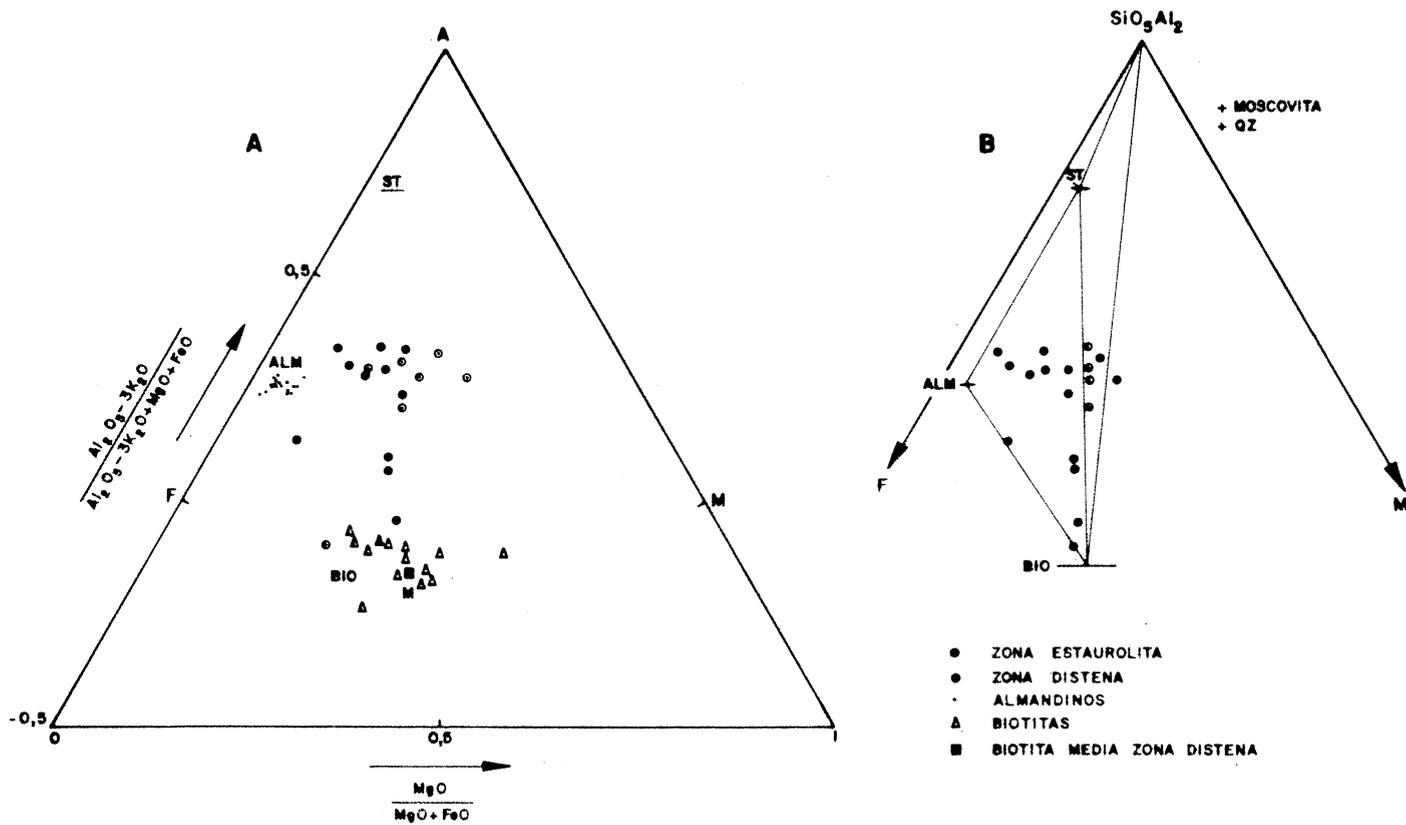


Fig. 5.—Diagrama AFM de Thompson (1957) para las rocas de las zonas de la estaurolita y de la distena

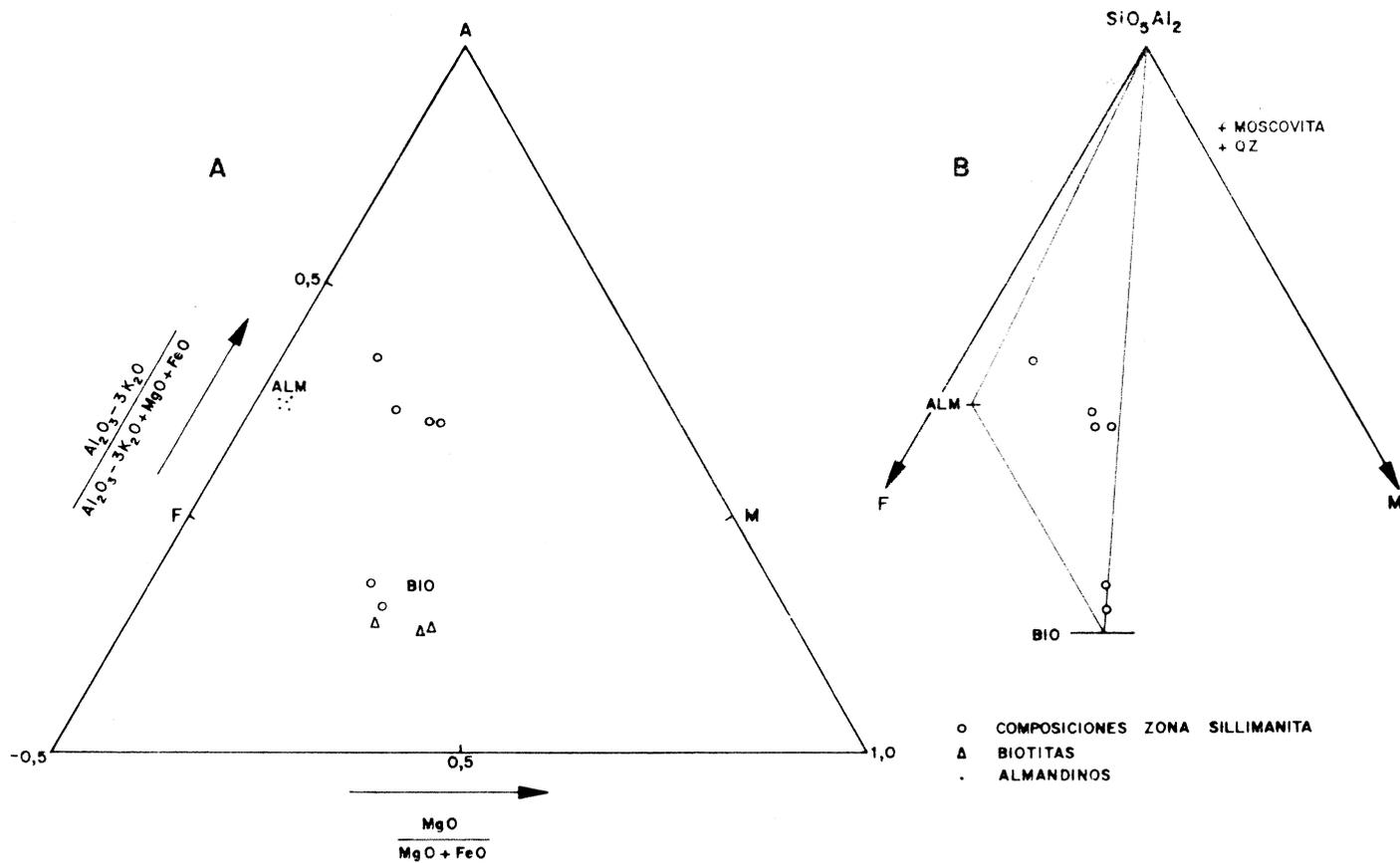


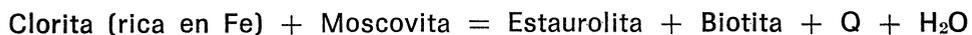
Fig. 6.—Diagrama AFM de Thompson (1957) para las litologías de la zona de la sillimanita

Como resumen de este apartado pueden extraerse los siguientes puntos:

- Las zonas de la estaurolita, distena y sillimanita son la respuesta metamórfica a unas composiciones premetamórficas diferentes en los tres dominios.
- Estas composiciones premetamórficas son las responsables, unido a las condiciones termodinámicas, de las paragénesis presentes en las diferentes zonas. De este modo, la ausencia de silicato aluminico en la zona de la estaurolita es debida a imposibilidad composicional; por la misma razón, es posible distinguir dentro del grado medio una zona de sillimanita sin estaurolita.

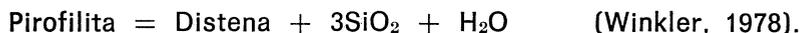
RELACIONES INTERMINERALES.

Como ha quedado demostrado en el apartado anterior, la estaurolita se formó en muchos casos a partir de rocas sin cloritoide. En Somosierra la reacción más probable generadora de estaurolita es del tipo:



estudiada por Hoschek (1969). Esto explica la completa desaparición de la clorita al pasar del grado bajo (zona del cloritoide) al grado medio (zona de la estaurolita), García Cacho (1973).

La aparición de distena no puede tener lugar a partir de ningún otro mineral del grado medio, puesto que es paragenética con todos ellos y nunca se observan relaciones de transformación. Estas consideraciones sólo dejan una posibilidad razonable para la formación de distena: inversión de pirofilita mediante la igualdad



Pese a que la pirofilita no debió formarse nunca en los niveles ocupados por la zona de la estaurolita (ver apartado anterior), su presencia si ha sido comprobada recientemente en los sectores más altos de Somosierra (Aparicio y Galán, 1978).

La andalucita sólo se ha encontrado (siempre nos referimos a pelitas) en la zona de la distena, y siempre formándose a partir de este mineral (fig. 7).

La sillimanita es el silicato aluminico que presenta las procedencias más variadas, puesto que se ha observado formándose sobre distena (fig. 8), andalucita, estaurolita, granate, plagioclasa y biotita. No obstante, es solamente la última de estas posibilidades la que origina unos volúmenes considerables de sillimanita, siendo la responsable de la mayor parte de la fibrolita de las rocas pelíticas. A este respecto, la reacción propuesta por Losert (1977) satisface perfectamente las cantidades de cuarzo que petrográficamente se encuentran asociadas a la sillimanita, y la existencia de opacos como subproducto de la transformación.

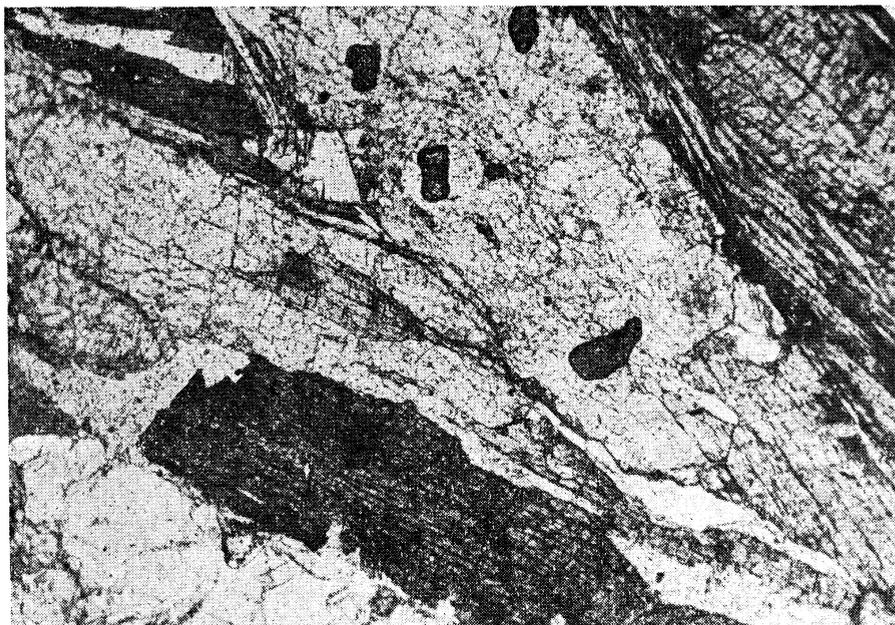


Fig. 7.—Transformación de distena en andalucita en un esquistó de la zona metamórfica definida por el primero

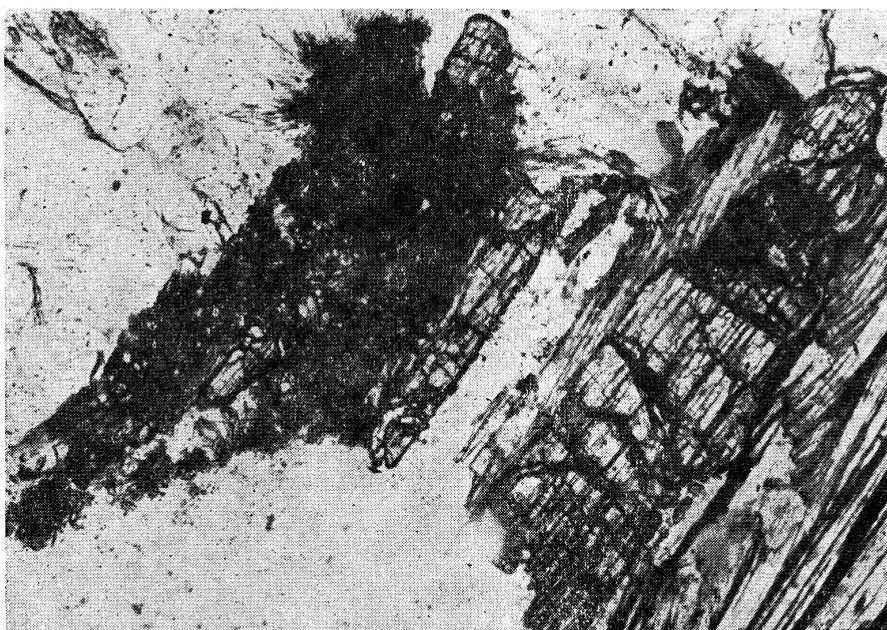
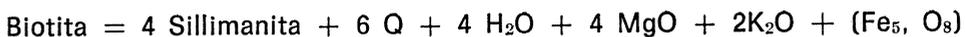


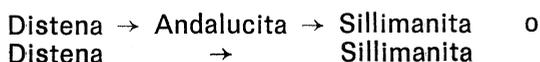
Fig. 8.—Transformación de distena en fibrolita en un esquistó plagioclásico de la zona del primer mineral



La génesis de sillimanita a partir de plagioclasa presenta la particularidad de que el silicato aluminico así formado tiene, generalmente, naturaleza prismática, a diferencia de la variedad fibrolítica que se suele encontrar por los otros caminos.

Respecto a la estaurólita, hay que puntualizar que su desaparición no se debe a una transformación en otros minerales, ya que como quedó demostrado con anterioridad esta ausencia corresponde más a un tope químico que termodinámico.

También hay que destacar que las inversiones de fase entre los tres polimorfos de silicato aluminico se realizan siempre hacia el mineral de mayor temperatura, según el esquema:



RELACIONES BLASTESIS DEFORMACION

En la fig. 9 se representan las relaciones entre las blastesis de los diferentes minerales y las dos fases de deformación Hercínica principales (F_1 y F_2).

La cristalización de estaurólita exige importantes matizaciones que no quedan suficientemente aclaradas en la fig. 9. Este mineral comienza a formarse, en las dos zonas en que aparece y siempre en el sector estudiado, en la interfase tectónica. Durante F_2 , la blastesis de estaurólita ha finalizado, casi completamente, de la parte media y baja de la zona de la distena, continuando con mayor intensidad hacia la zona de la estaurólita. Por último, después de la segunda fase de deformación sólo aparecen estaurólitas frecuentes en el sector más alto de la zona de la distena, casi en el límite de la isograda, y, sobre todo, en la zona definida por este mineral*.

A la vista de los datos anteriores, queda claro el desfase existente en el crecimiento de estaurólita entre los sectores más profundos y los más someros, así como su variación lineal con el tiempo; las estaurólitas más «viejas» predominan en los niveles más profundos, mientras que en los más altos abundan las más «jóvenes». En nuestra opinión, este desfase temporal en la cristalización de estaurólita entre los diferentes niveles se debe a una interrelación entre implicaciones composicionales y la evolución dinámica tanto espacial como temporal de las isotermas durante el metamorfismo.

La sillimanita presenta también un ligero desfase en su blastesis según las diferentes profundidades de aparición; situándose las más antiguas (IF) en los niveles más profundos a los que hemos tenido acce-

* Al sur del área tratada las muestras de la parte alta de la zona de la estaurólita presentan, esencialmente, dos momentos de blastesis. La primera sin F_2 y la segunda tarditectónica (tardí F_2) como recrecimientos y como blastos discordantes.

MINERAL	ZONA	PF ₁	F ₁	IF	F ₂	PF ₂
CUARZO	1	?				
	2	?				
	3	?				
MOSCOVITA	1	?				
	2	?				
	3	?				
BIOTITA	1	?				
	2	?				
	3	?				
PLAGIOCLASA	1					?
	2					?
	3					?
GRANATE	1		?	?		
	2		?	?		
	3			?	?	
ESTAUROLITA	1					
	2					
DISTENA	2					
ANDALUCITA	2					
SILLIMANITA	2					
	3					

1 zona estaurolita
2 zona distena
3 zona sillimanita

DIAGRAMA DE BLASTESIS DEFORMACION

Fig. 9.—Diagrama de blastesis-deformación para las zonas consideradas

so. En esta ocasión, dada la marcada independencia genética de este mineral de la composición premetamórfica, este desfase es sólo debido al ascenso progresivo de las temperaturas hacia los niveles más altos, alcanzándose antes en las zonas profundas las condiciones necesarias para la formación del mineral.

FORMACIONES GLANDULARES.

En el sector estudiado afloran dos formaciones con facies glandulares dominantes: el gneis de El Cardoso de Schäfer (1969) y García Cacho (1973), y los gneises de Berzosa-Nazaret-Riaza, definidos por García Cacho (1973) y Bischoff et al. (1973). Dado que el número de trabajos acerca de estas rocas es muy elevado, no describiremos aquí su mineralogía ni quimismo que han sido tratados ampliamente por Navidad (1978 a y b).

En la zona tratada, los gneises de Riaza están constituidos, esencialmente, por un conjunto de gneises glandulares y leucogneises que aparecen en cinco afloramientos. Siempre se sitúan dentro de la zona metamórfica de la distena, ya sea muy cerca de su límite superior o hacia el centro de la misma. Los gneises de Riaza, que tienen su continuación meridional en los de la Ermita de Nazaret y en los de Berzosa, se prolongan hacia el norte en los gneises glandulares más profundos de la región de Honrubia, donde también se sitúan dentro de una zona con distena.

Otra característica propia de la formación Riaza es su sistemática asociación espacial con sedimentos de tipo margoso (rocas de silicatos cálcicos, ver p.p.).

La gran heterogeneidad de las facies glandulares de los gneises de Riaza, tanto en el tamaño de glándulas como en la composición y naturaleza de la matriz, así como sus características químicas y mineralógicas (Navidad op. ct.), sugieren una génesis derivada de la removilización de antiguos materiales ígneos.

Los leucogneises siempre tienen un volumen muy subordinado frente a los tipos glandulares. Su marcada homogeneidad, quimismo, mineralogía y el hecho de que presenten enclaves de naturaleza más biotítica que ellos mismos, apuntan a un origen ígneo primario para estas litologías.

Los gneises de El Cardoso no se asocian nunca a metamargas, si bien presentan en su interior frecuentes cuerpos anfibolíticos (ver p.p.). Sus características químicas y mineralógicas, heterogeneidad y tránsitos graduales hacia los esquistos encajantes, apoyan un origen volcano-sedimentario para los mismos.

ANFIBOLITAS Y ROCAS DE SILICATOS CALCICOS.

Las anfibolitas son rocas escasas en el sector tratado. Aparte de las anfibolitas ya citadas del gneis de El Cardoso (Schäfer, 1969; García

Cacho, 1973; Navidad, 1978 a y b), hemos encontrado otros afloramientos de dimensiones muy reducidas con condiciones pobres de observación.

La paragénesis general es la siguiente:

Anfibol + Plagioclasa + Cuarzo \pm Granate \pm Biotita, con
Opacos \pm Apatito \pm Rutilo \pm Circón \pm Esfena, como accesorios.

Las anfíbolitas del gneis de El Cardoso aparecen incorporadas en dicha formación gneílica con una distribución uniforme, no encontrándose nunca en los esquistos encajantes. Suelen presentarse como lenticiones y cuerpos tabulares delgados con una longitud no mayor de dos metros. Son generalmente concordantes con la foliación del gneis, aunque a veces se ven discordantes, y pueden mostrar, en algunas ocasiones, un bandeado y/o zonado con desarrollo variable.

Las anfíbolitas del gneis de El Cardoso se caracterizan por una mesostasis Q — plagioclásica en la que se distribuyen los anfíboles poiquiloblásticos de diferente tamaño (hasta cuatro centímetros) con frecuentes texturas en «haces».

Las rocas de silicatos cálcicos son litologías más comunes que las anteriores si bien su aparición no se produce más que por debajo del límite superior de la zona de la distena (en los niveles superiores sólo hemos encontrado un afloramiento de cuarcitas anfibólicas). Forman cuerpos lenticulares de reducida extensión (menos de 100 metros) y potencia variable (menos de 10 metros) perfectamente estratificados y concordantes con los esquistos envolventes.

Pese al carácter poco potente de estos niveles y su boudinado tectónico, forman alineaciones siempre en proximidad a los gneises glandulares de la formación Riaza. Esta relación que es corriente entre formaciones glandulares y mármoles y rocas de silicatos cálcicos en el Sistema Central Español, sugiere que su sedimentación estuvo, probablemente, condicionada por altos fondos originados por las formaciones gneílicas; lo que implica que muchas de estas capas pueden emplearse como auténticos niveles guías.

Las rocas de silicatos cálcicos muestran siempre una estratificación evidenciada por variaciones en las proporciones modales de los minerales componentes, y presentan dos tipos de paragénesis:

1. Clinopiroxeno + Granate + Cuarzo \pm Plagioclasa con
Esfena + Opacos como accesorios, y
Clinzoisita \pm Prehnita retrometamórficos.
2. Clinopiroxeno + Anfibol + Plagioclasa + Cuarzo \pm Granate con
Esfena + Opacos \pm Apatito \pm Circón como accesorios, y
 \pm Clinzoisita \pm Zoisita \pm Prehnita como accesorios.

Los clinopiroxenos determinados óptica y químicamente (1 análisis) son términos intermedios (salitas y ferrosalitas) muy puros de la serie Diopsido — Hedembergita.

La composición de tres anfíboles de la zona de la estaurólita (1), de

la distena (2) y de la sillimanita (3), se presentan en el Cuadro II. El primero de ellos pertenece a una anfibolita del gneis de El Cardoso, el segundo a un nivel de rocas de silicatos cálcicos y el tercero a una anfibolita de la zona de la sillimanita.

La clasificación de los anfíboles analizados (según normas de la A.M.I., Leake, 1978) corresponde, dentro del amplio grupo de los anfíboles cálcicos, a magnesio hornblendas (2 y 3) y magnesio hornblendas aluminíco — subcálcicas (1).

Aunque disponemos de pocos datos, parece claro que el Al^{IV} , Fe^{3+} (c), Mg total y Na (a) aumentan con el grado metamórfico. Una variación semejante en el primer y último elemento (en la misma posición estructural) es citada por Bard (1970) en la región de Aracena.

La fig. 10 compara nuestras hornblendas con las composiciones medias de las hornblendas Abukuma y Barrowienses establecidas por Bard (1970). Como puede observarse, las hornblendas de nuestro dominio se sitúan en un sector intermedio entre los dos campos (anfíboles de la zona de distena y sillimanita), o en una posición caracterizada por unos contenidos menores en Na (a) que los anfíboles Barrowienses (anfíbol del gneis de El Cardoso), aunque con más afinidad hacia estos que hacia los Abukuma.

Para acabar este apartado, queremos aclarar que el anfíbol de los gneises de El Cardoso que presenta unos contenidos bastante altos en Al total y Al^{VI} y bajos en Ca, parece tener un origen poco probable a partir de materiales margosos; sobre todo teniendo en cuenta que las propias texturas de las anfibolitas descartan una participación pelítica importante en ellas. Además esta procedencia a partir de sedimentos carbonatados parece también poco probable en función de su bajo contenido en calcio (que les hace diferenciarse claramente de los otros tipos entre los que aparecen algunos de clara procedencia metamargosa, anfíbol de rocas de silicatos cálcicos de la zona de la distena). Todos estos hechos unidos a las propias características de las anfibolitas y a su posición, a veces, estructuralmente discordante dentro del conjunto gneísico, parecen apuntar a un origen ortoderivado para las mismas.

VENAS DE SEGREGACION

Los tipos de venas que hemos distinguido son:

- 1) Venas de Q o de Q — plagioclasa.
- 2) Venas con Q — andalucita.
- 3) Venas con Q — distena.
- 4) Venas con Q — cloritoide — estauroлита.
- 5) Nódulos de sillimanita.

Los nódulos de sillimanita no pueden considerarse como una vena de segregación s.s., pero su inclusión en este apartado parece lo más correcto para su estudio.

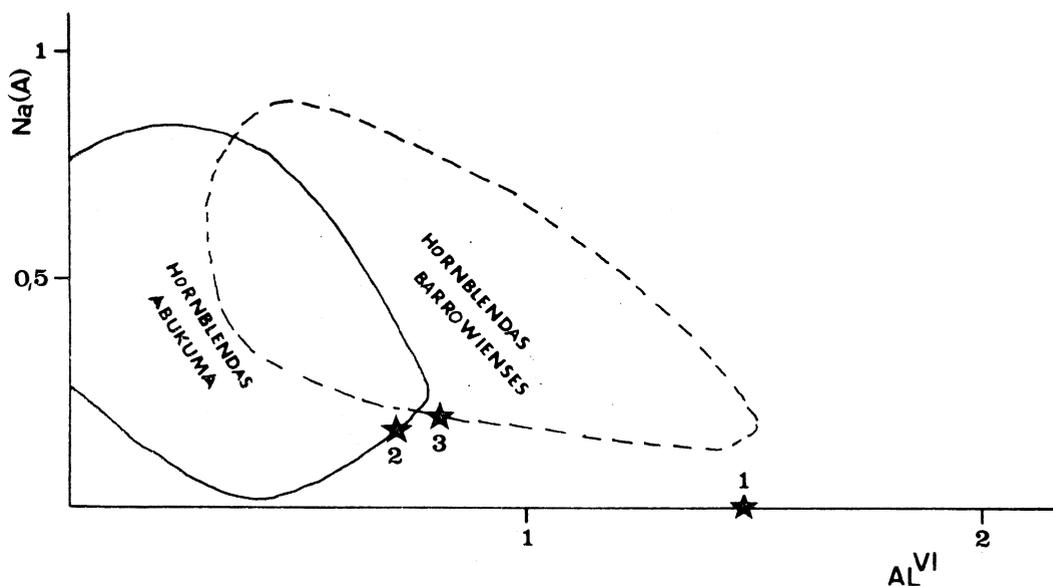


Fig. 10.—Campos composicionales de las hornblendas formadas bajo metamorfismo Abukuma y Barrowiense, según Bard (1970)

Las venas son cuerpos lenticulares de dimensiones muy variadas concordantes con S_1 y fuertemente boudinados por F_2 , marcando una lineación de estiramiento. Su momento de formación es pues la interfase $F_1 - F_2$.

1. Las venas con cuarzo o con Q — plagioclasa aparecen en todas las zonas metamórficas, alcanzando un mayor desarrollo en la zona de la estaurolita.

Es corriente que estas segregaciones, sobre todo en la zona de la estaurolita, muestren en el contacto una corona externa de productos micáceos (moscovita y sobre todo biotita) sobre la que crecen abundantes estaurolitas y almandinos idioblásticos con tamaños hasta centimétricos. Se pueden distinguir claramente las siguientes zonas composicionales (sobre todo en venas de cuarzo): a) vena de segregación formada exclusivamente por cuarzo; b) sector exterior a la vena, con anchura centimétrica, formado por biotita y moscovita sobre las que crecen estaurolitas y granates; c) esquistos encajantes.

En las segregaciones con cuarzo y plagioclasa también puede observarse una zonación, a veces bien definida, pasándose de un núcleo cuarcítico a un sector más externo (aún dentro de la vena) con predominio de plagioclasa. Las envueltas micáceas son también comunes.

2. Las venas con cuarzo y andalucita (fig. 11) aparecen en un pequeño sector situado inmediatamente al este del límite superior de la zona de la distena (fig. 12). Tienen unas dimensiones incluso métricas y una



Fig. 11.—Vena de segregación con cuarzo y andalucita

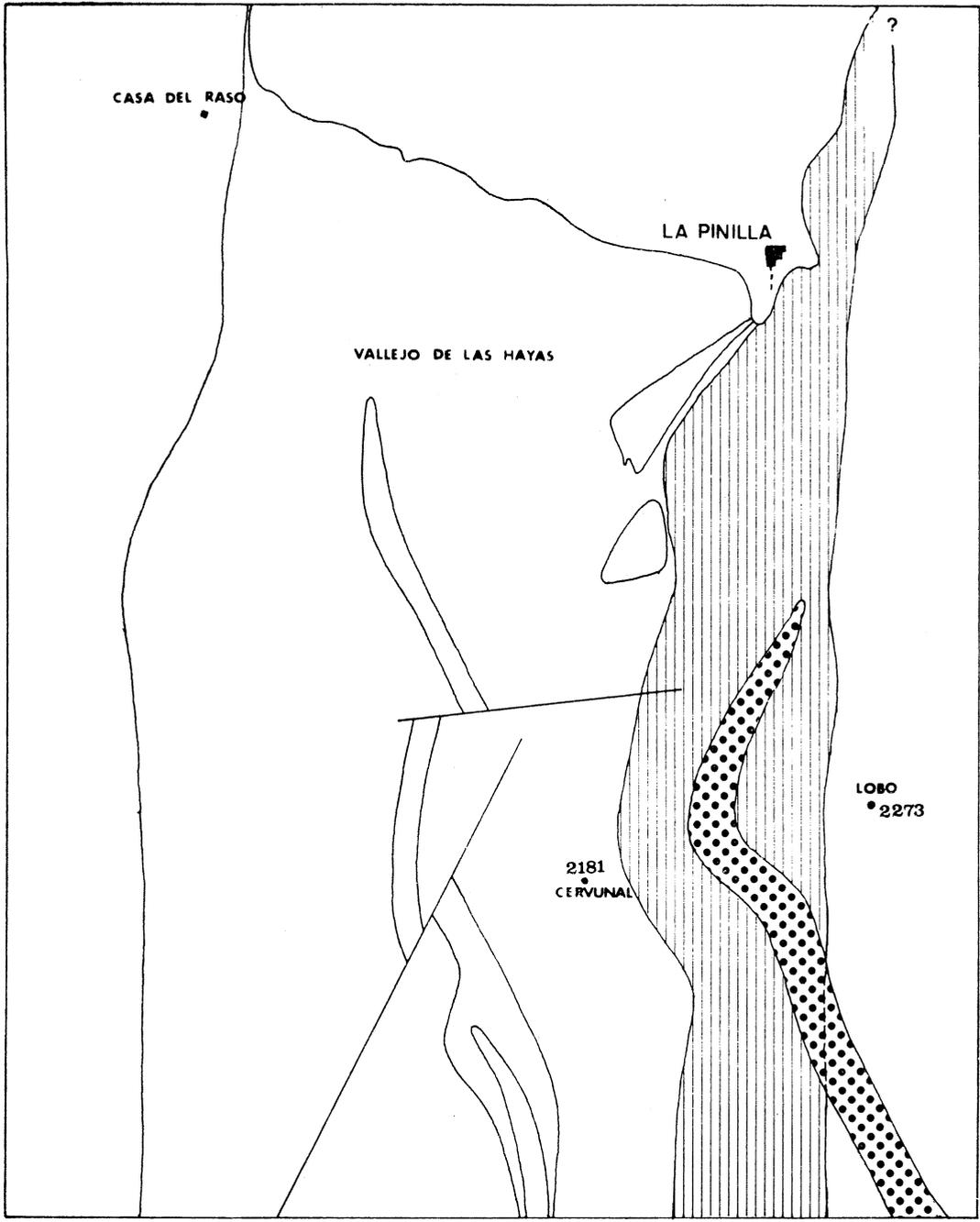
distribución escasa, aunque en algunos sectores de su zona de aparición llegan a ser muy abundantes.

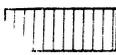
La andalucita en cristales idiomorfos de hasta 10 centímetros de longitud es el único silicato aluminico presente en estas segregaciones, y es siempre estable. La plagioclasa es un mineral que aparece más raramente en el interior de las venas, si bien cuando las condiciones de observación son buenas puede verse en el esquisto exterior a las segregaciones unas bandas plagioclásicas, de anchura no mayor a 2 ó 3 milímetros, que se distribuyen de manera irregular alrededor de la vena. La distancia máxima de la segregación a la que aparecen estas bandas plagioclásicas no suele superar los 15 a 20 centímetros. Las aureolas micáceas son también frecuentes.

Las venas con cuarzo — andalucita están rodeadas por la esquistosidad de F_2 , presentando sombras de presión bien desarrolladas. Su desarrollo es sincrónico con la formación de la andalucita de las metapelitas de la zona de la distena.

3. Las litologías del tercer tipo aparecen exclusivamente en la zona de la distena. Su abundancia es muy escasa y su mineralogía variada, ya que es frecuente la presencia de los tres polimorfos de silicato aluminico. Las fases que pueden aparecer en estas venas son las siguientes:

Q \pm Plagioclasa \pm Distena \pm Andalucita \pm Sillimanita \pm Biotita
 \pm Granate \pm Opacos



 VENAS CON Q-ANDALUCITA. (SECTOR DE APARICION).

0 500 1000m.

Fig. 12.—Sector de aparición de las segregaciones con Q-andalusita estable

Parte de estos minerales pueden interpretarse como residuales en el interior de la segregación (biotita, granate y opacos).

Las relaciones de transformación de los silicatos aluminicos son las mismas que las de las rocas pelíticas, es decir, hacia el polimorfo de mayor temperatura (sillimanita).

Como en los tipos anteriores, las envueltas micáceas son comunes.

4. El cuarto grupo de venas de segregación no han sido encontradas en nuestra zona de trabajo, sino al sur de la misma (La Hiruela); en un sector caracterizado por la coexistencia en metapelitas de cloritoide y estauroлита estables (García Cacho, 1973).

La característica principal de estas segregaciones es la presencia de abundantes cloritoides idioblásticos de varios centímetros de longitud que engloban, ocasionalmente, estauroлитas. La matriz está constituida por grandes cristales xenoblásticos de cuarzo.

5. Los nódulos de sillimanita son concentraciones de este mineral con forma elipsoidal y distribución muy irregular en toda la zona de la distena y de la sillimanita; su tamaño rara vez sobrepasa los 50 centímetros en su eje mayor.

Los minerales presentes en estos nódulos son:

Q \pm Sillimanita \pm Andalucita \pm Granate \pm Biotita \pm Opacos \pm Circón

Los opacos, circones, biotita y granate son minerales restíticos en los nódulos.

Todas las litologías anteriores se explican por la presencia de fenómenos de diferenciación metamórfica con participación de una fase fluida intergranular (Turner y Verhoogen, 1960; Fonteilles, 1965; Losert, 1968; Autran et al., 1970; Losert, 1977). Procesos conjuntos como desalcalinización de plagioclasas pueden tener un papel importante en la formación de algunas tipologías (caso por ejemplo de los nódulos de sillimanita, Losert, 1968 y 1977).

Los gradientes necesarios para la génesis de las segregaciones tratadas son muy importantes, aunque no muy extendidos; como demuestra la escasa e irregular distribución de cualquier tipo de vena. Estos gradientes pueden ser satisfechos por reacciones simultáneas que consuman álcalis y se realicen en la vecindad de las venas (Losert, 1977), por cambios en la acidez de la fase fluída (Losert, 1977), y sobre todo por pequeños gradientes de presión local generados por aplicación de esfuerzos tectónicos a medios heterogéneos (Fonerville, 1965; Losert, 1968 y 1977; Vidale, 1974).

Conviene aclarar que la movilidad de elementos que se deduce en este apartado no altera en absoluto el carácter isoquímico del metamorfismo, puesto que estas migraciones no van más lejos del dominio de la propia vena; además la escasa representatividad de estas litologías corrobora el hecho.

SIGNIFICADO DE LAS VENAS DE SEGREGACION

La presencia generalizada, aunque escasa, de venas de segregación demuestra que durante el proceso metamórfico ha estado presente una fase fluída rellenando los poros y tapizando las superficies granulares. Esta fase fluída, esencialmente acuosa, ha estado siempre en equilibrio con los esquistos encajantes, como queda demostrado al presentar las segregaciones desarrolladas a partir de ella unas paragénesis similares a las existentes en los esquistos que las incluyen (venas con cloritoide y estaurolita en zona de coexistencia de estos minerales, venas con distena en la zona de la distena, nódulos de sillimanita en zona de distena y sillimanita).

Las segregaciones con andalucita estable situadas inmediatamente al E. de la zona de la distena no tienen equivalentes paragenéticos en los esquistos encajantes (como cabía esperar ante la imposibilidad composicional de estas pelitas para formar silicato aluminico, ver apartado de geoquímica de pelitas); pero definen una «auténtica zona metamórfica de andalucita», puesto que este mineral aparece perfectamente estable y sin coexistir con ningún otro de los que definen zona. Esta zona de andalucita queda situada entre la de estaurolita sin andalucita y la de distena, ya que este es el único sector donde aparecen las segregaciones con andalucita estable (fig. 12).

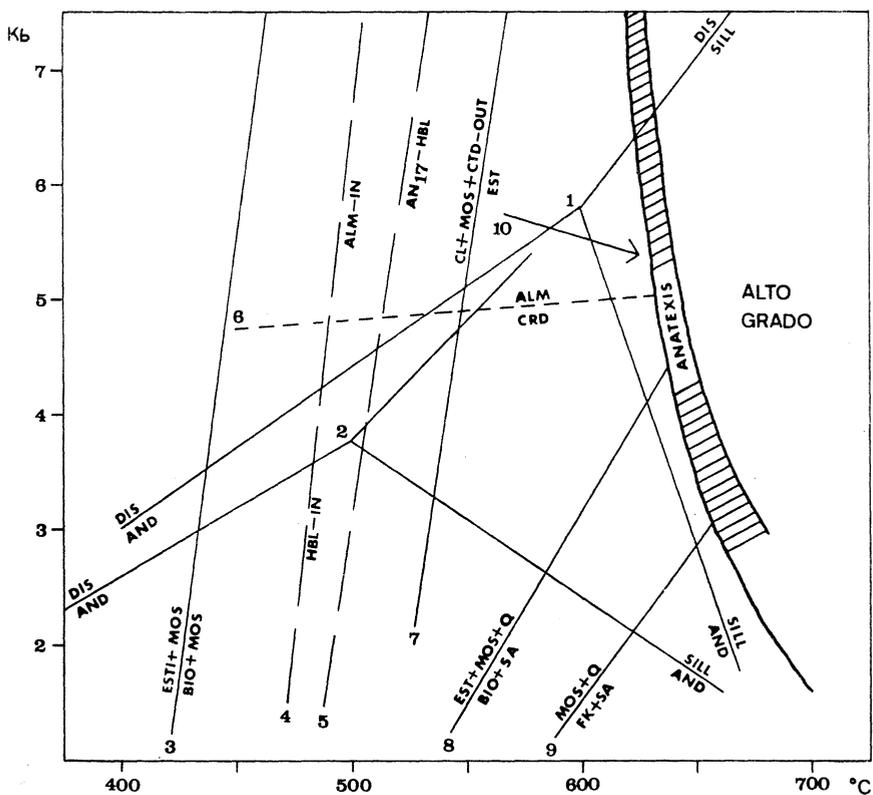
Las transformaciones entre los diferentes polimorfos de silicato aluminico permiten seguir las variaciones térmicas que han caracterizado el proceso metamórfico; proceso que ha evolucionado hacia mayores temperaturas. En este sentido, la zona de la andalucita tiene un significado petrogenético claro, al representar el ascenso de las isotermas durante el evento metamórfico que forma la andalucita y sillimanita sobre las distenas en rocas y venas.

CONDICIONES DEL METAMORFISMO

El metamorfismo del sector tratado se ha desarrollado siempre por encima del límite superior de estabilidad de la asociación clorita + moscovita, y de la del cloritoide; lo que unido al carácter siempre primario de la moscovita y a la ausencia absoluta de migmatización nos sitúa en condiciones de grado metamórfico medio, en el sentido de Winkler (1978).

La entrada en las condiciones anteriores está avalada por la formación de estaurolita en detrimento de clorita y cloritoide, y la permanencia en las mismas (únicamente dentro del sector estudiado) por la ausencia de fenómenos de anatexis.

La evolución de las paragénesis primarias con distena, estaurolita y almandino hacia asociaciones de mayor T y menor P (con andalucita y sillimanita), está avalada por las inversiones de fase en los silicatos aluminicos, por la inestabilidad incipiente de algunos almandinos* y estaurolitas y por la presencia de una generación de venas con andalucita, por encima de la zona de la distena, que había pasado inadvertida hasta el momento.



- 1 PUNTO TRIPLE SEGUN MEDIA DE ALTHAUS (1967, 1968) Y RICHARDSON ET AL (1968, 1969).
- 2 PUNTO TRIPLE SEGUN HOLDAWAY (1971).
- 3 ESTILPNOMELANA+MOSCOVITA=BIOTITA+CLORITA+CUARZO+H₂O. SEGUN WINKLER (1978).
- 4 APARICION DE HORNBLENDA Y ALMANDINO. SEGUN WINKLER (1978).
- 5 APARICION DE ANORTITA 17+HORNBLENDA. SEGUN WINKLER (1978).
- 6 LIMITE APROXIMADO DE ALMANDINO-CORDIERITA. SEGUN WINKLER (1978).
- 7 ENTRADA DE ESTAUROLITA. SEGUN WINKLER (1978).
- 8 EST+MOS+Q = SiO₅Al₂+BIO+H₂O. SEGUN HOSCHECK (1969).
- 9 MOS+Q=FK+SiO₅Al₂+H₂O. SEGUN ALTHAUS ET AL 1970.
- 10 EVOLUCION DESDE EST+DISTENA.

Fig. 13.—Datos experimentales significativos en el metamorfismo del sector de Riaza

Esta evolución desde el metamorfismo de mayor presión ligado, esencialmente, a la interfase tectónica, hasta un metamorfismo de mayor T y menor P realizado al final de la interfase y durante la 2.ª fase de deformación, demuestra el carácter plurifacial y polifásico del metabolismo de este sector; de acuerdo con la opinión ya expresada anteriormente por Fúster et al. (1974).

Con objeto de cuantificar las condiciones del metamorfismo, hemos recogido en la fig. 13 una serie de curvas experimentales de diferentes equilibrios significativos en nuestro sector.

Mediante la utilización de una media entre los puntos triples del sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ de Althaus (1967, 1968; en Winkler, 1978) y Richardson et al. (1968 y 1969), se deducen unos valores de:

$$5,75 \pm 0,25 \text{ Kb y } 570 \pm 10^3 \text{ C.}$$

para las paragénesis con distena, almandino y estauroлита.

Las asociaciones posteriores con sillimanita necesitan un mínimo de

$$5 \pm 0,25 \text{ Kb y } 625 \pm 10^3 \text{ C.}$$

La distena necesita para su formación, en estos supuestos, una profundidad de $21 \pm 3 \text{ Km}$.

Los gradientes geotérmicos deducibles son de $25 \pm 5^\circ \text{ C/Km}$. y $30 \pm 5^\circ \text{ C/Km}$., para las asociaciones de mayor P y mayor T respectivamente.

Gradientes idénticos a los encontrados por nosotros fueron calculados por Fúster y García Cacho (1971) y Bard et al. (1971) (gradiente menor y mayor respectivamente), pero estos autores hacían responsable a un único gradiente de toda la zoneografía metamórfica observada; a diferencia de nosotros que consideramos que las paragénesis existentes se explican mejor dentro de una evolución del gradiente geotérmico desde los valores más bajos propuestos a los más altos.

Pese a que los datos de punto triple de Holdaway (1971) proponen unas presiones mucho más conciliables en la naturaleza que las de Althaus y Richardson et al., la aplicación de las mismas en nuestro sector parece poco real, ya que no permiten explicar las inversiones de distena a andalucita más que fuera de condiciones para formación de estauroлита, lo que no satisface las observaciones.

Del mismo modo, la evolución de las paragénesis de las metapelitas sólo puede ser explicada, según los datos de Holdaway, suponiendo un metamorfismo que no desarrolla gradientes progresivos, lo que implicaría unas interrupciones de las blastesis con saltos bruscos en las condiciones en que se realicen; lo que de acuerdo con los datos actuales parece poco probable.

Por todo lo anterior y a la vista de las ventajas e inconvenientes que plantea la utilización de unos u otros datos experimentales, consideramos que los valores obtenidos en un principio son los que mejor explican el conjunto de paragénesis del sector tratado.

La serie sedimentaria presente en el Guadarrama oriental no ha tenido nunca la potencia necesaria para la formación de la distena; ya que

aunque los tramos Paleozoicos superiores están actualmente muy erosionados o no existen, no es lógico suponerles un espesor «desmesurado», no conciliable con los observados en otras cuencas. La secuencia más completa que aflora en el Guadarrama oriental está situada en la región de Hiendelaencina, y presenta una potencia máxima, desde los tramos inmediatamente superiores a los gneises glandulares más altos hasta el Devónico, de unos 4.200 m. (calculada de Söers, 1972). El espesor real conseguido de la manera anterior, una vez repetido considerablemente por la primera fase de deformación, satisface probablemente las presiones necesarias para la formación de distena. Una estimación aproximada del espesor actual sobre la zona de la distena realizado sobre corte geológico hasta el núcleo del sinclinorio de El Campillo confirma esta posibilidad.

DISCUSION

Una de las conclusiones principales de este trabajo es la de la imposición composicional sobre las paragénesis metamórficas, lo que nos lleva a definir tres litofacies premetamórficas representadas en las zonas de la estauroлита, de la distena y de la sillimanita; la primera con composición típicamente pelítica y las otras dos progresivamente más grauváquicas.

Formaciones semejantes con abundante estauroлита más almandino que pasan en profundidad a litologías con sillimanita, vuelven a observarse en Galicia oriental en el dominio del «Ollo de Sapo» y en la zona del Domo de Lugo (Capdevila, 1969).

La semejanza de litofacies entre esquistos y paragneises y la equivalencia unánimemente aceptada entre el conjunto Cardoso — Hiendelaencina y la formación Ollo de Sapo (Parga Pondal et al., 1964; Capote et al., 1977; Navidad, 1978 b) nos lleva a proponer una posible correlación entre Somosierra — Hiendelaencina y la primera de las dos zonas gallegas citadas más arriba; esto es la Galicia oriental del dominio Ollo de Sapo.

El Guadarrama situado al oeste de Somosierra y en su mayor parte localizado en la zona metamórfica de la sillimanita, en el que son frecuentes los procesos migmatíticos e ígneos tardihercínicos (intrusiones graníticas), correspondería plenamente a la Galicia occidental donde este mismo tipo de procesos es generalizado, aunque en ella la extensión alcanzada por las formaciones glandulares es más reducida.

A una escala menor es de destacar la identidad entre las sucesiones litológicas a un lado y otro del sinclinorio del Campillo, en Hiendelaencina y Somosierra respectivamente. Así en el anticlinal de Hiendelaencina, la zona de la estauroлита, en la que se sitúa la formación gneísica de Hiendelaencina (Schäfer, 1969; Navidad, 1975) equiparable en sus facies

* La inestabilidad en almandinos se acentúa progresivamente hacia el interior de la zona de la sillimanita, lo que se observa bien en otras áreas más al oeste del sector tratado.

de techo, con grano más fino, al gneis de El Cardoso (Capote et al., 1977), pasa en profundidad a una secuencia de esquistos con distena + estaurolita (Navidad y Peinado in litt.), cuarcitas y rocas de silicatos cálcicos (Grenz serie de Schäfer, 1969) a la que se asocia el gneis Antoñita (Schäfer, op. ct.).

La clara identidad entre las litologías de la Grenz serie en Hienda-laencina y las de la zona de la distena en Somosierra, nos lleva a pensar en la equivalencia entre el conjunto gneísico de Riaza, que se prolonga hacia el norte en el gneis más profundo del macizo de Honrubia y hacia el sur en la alineación Nazaret - Berzosa, y el gneis Antoñita.

A G R A D E C I M I E N T O S

Queremos expresar el agradecimiento más sincero a nuestros compañeros S. FERNANDEZ SANTIN, A. HERNANDEZ PACHECO y C. LOPEZ RAMOS por su continua y desinteresada ayuda a lo largo de las investigaciones que tienen como resultado el presente trabajo.

G. SEGOVIA, J. SANCHEZ y J. ARROYO se encargaron, respectivamente, de la mecanografía, fotografía y parte de la delineación. También para ellos es nuestro reconocimiento.

BIBLIOGRAFIA

- ALTHAUS, E.; NITSCH, K. H. y WINKLER, H. G. F. (1970). «An experimental Re-Examination of the stability limits of muscovite plus quartz». *Neves. Jb. Mineral.* 7, 325-336.
- APARICIO, A. y GALAN HUERTOS, E. (1978). «El metamorfismo de bajo grado en el área central del Macizo Hespérico Español (Sistema Central - Toledo)». *Bol. Geol. Min.* 89, 475-486.
- ARENAS, R. (1979). «Petrogénesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza». Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 145 págs.
- AUTRAN, A.; FONTEILLES, M. y GUITARD, G. (1970). «Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexis et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne Hercynienne des pyrénées orientales». *Bull. Soc. Geol. de France.* 4, 673-731.
- BARD, J. P. (1970). «Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain)». *Contr. Mineral. Petrol.* 28, 117-134.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. y MATT, PH. (1971). «Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo Hercínico en el Guadarrama oriental. (Sistema Central Español)». *Acta Geol. Hispánica.* 6, 46-48.
- BISCHOFF, L.; SCHAFFER, G.; SCHMIDT, K. y WALTER, R. (1973). «Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)». *Münster Forsch. Geol. Palaönt.* 28, 28 págs.
- CAPDEVILA, R. (1969). «Le métamorphisme progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne)». *These. Faculté des Sciences de Montpellier.* 430 págs.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975). «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. Min.* 86, 6, 581-596.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; MORENO, J.; NAVIDAD, M. y VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the central part of the Iberian massif». *Est. Geol.* 33, 343-355.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; GONZALEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977). «El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. Min.* 88, 6, 517-520.
- FONTEILLES, M. (1965). «Sur la profondeur de formation des veines à disthène géodique de la région de Baud (Morbihan) et sur la signification des veines à disthène en general». *Bull. Soc. Franc. Miner. Crist.* 88, 281-289.
- FUSTER, J. M. y GARCIA CACHO, L. (1970). «Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)». *Est. Geol.* 26, 327-329.
- FUSTER, J. M. y GARCIA CACHO, L. (1971). «Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama oriental. (Sistema Central Español)». *Acta Geol. Hispánica.* 5, 123-130.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974). «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español». *Est. Geol.* 26, 327-329.
- GARCIA CACHO, L. (1973). «Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español». Tesis. *Fac. Ciencias. Univ. Complutense de Madrid.* 319 págs.
- HOLDAWAY, M. J. (1971). «Stability andalusite and the aluminium silicate phase diagram». *Amer. Jour. Sci.* 271, 97-132.
- HOSCHEK, G. (1969). «The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks». *Contr. Mineral. Petrol.* 221, 208-232.
- I. G. M. E. «MAGNA». Hoja n.º 460, Hiendelaencina. In press.
- LEAKE, E. B. (1978) «Nomenclature of amphiboles». *Amer. Mineral.* 63, 1023-1052.
- LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español». *Mem. Inst. Geol. Min. de España.* 86, 127 págs.
- LOSERT, J. (1968). «On the genesis of nodular sillimanitic rocks». *23 Inter. Geol. Congr.* 4, 109-122.

- LOSERT, J. (1977). «Sillimanite fibrolitique du Moldanobicum du massifs de Boheme et ses analogies avec celle des massifs cristallins varisques de l'Europe occidentale». Coll. Intern. CNRS. 243, 329-340.
- NAVIDAD, M. (1975). «Caracterización petrológica de los gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina». Est. Geol. 31, 343-350.
- NAVIDAD, M. (1978). «Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores Nord-Occidental y Central del Macizo Ibérico». Tesis. Univ. Complutense de Madrid. 234 págs.
- NAVIDAD, M. (1978). «Las series glandulares Olló de Sapo en los sectores Nord-Occidental y Centro Oriental del Macizo Ibérico». Est. Geol. 34, 511-528.
- NAVIDAD, M. y PEINADO, M. «Las series infrabasales al Olló de Sapo en el macizo de Hiendelaencina. (Sector Oriental del Sistema Central Español)». In litt.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P. y CAPDEVILA, R. (1964). «Introduction a la geologie de l'Olló de Sapo. Formation porphyroide antesilurienne du Nord ouest de l'Espagne». Notas y Com. Inst. Geol. Min. de España. 76, 119-154.
- RICHARDSON, S. W.; BELL, P. M. y GILBERT, M. C. (1968). «Kyanite - sillimanite equilibrium between 700°C and 1500°C». Amer. Jour. Sci. 266, 513-541.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C. y BELL, P. M. (1969). «Experimental determination of kyanite - andalusite and andalusite - sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point». Amer. Jour. Sci. 267, 259-272.
- ROCHE, H. de LA (1968). «Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations métamorphiques et plutoniques». C. R. Acad. Sc. Paris. 267, 39-42.
- SCHAFER, G. (1969). «Geologie und petrographie im ostlichen kastilischen haupscheidegebirge. (Sierra de Guadarrama). Munster Forsch. Geol. Palaont. 10, 207 págs.
- SOERS, E. (1972). «Stratigraphie et geologie structurale de la parte orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Studia Geologica. 4, 7-94.
- THOMPSON, J. B. (1957). «The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists». Amer. Mineral. 42, 842-858.
- TURNER, F. y VERHOOGEN, J. (1975). «Petrología ignea y metamórfica». Omega, Barcelona. 726 págs.
- VIDALE, R. (1974). «Metamorphic differentiation layering in pelitic rocks of dutchess county, New York. En cheochemical Transport and Kinetics. Carnegie Institution of Washington. 273-286.
- WINKLER, H. G. F. (1978). «Petrogénesis de rocas metamórficas». H. Blume Ediciones, Madrid. 346 págs.

Cuadro I.—Composición y mineralogía de esquistos y paragneises de las zonas de distena y sillimanita.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	64,14	57,38	66,20	79,73	68,20
Al ₂ O ₃	18,67	21,91	15,12	9,64	15,12
Fe ₂ O ₃	1,96	3,06	2,88	0,95	0,85
FeO	3,56	4,23	4,14	2,45	4,17
MnO	0,07	0,04	0,09	0,04	0,04
MgO	2,29	2,43	2,10	1,14	1,53
CaO	0,66	0,00	0,94	0,93	1,87
Na ₂ O	1,77	0,75	2,45	1,72	2,53
K ₂ O	3,05	4,29	3,51	2,04	3,66
TiO ₂	0,64	1,13	0,53	0,32	0,64
P ₂ O ₅	0,19	0,24	0,34	0,15	0,22
H ₂ O	3,03	4,09	1,76	0,97	1,12
TOTAL	100,03	99,55	100,06	100,08	99,95
Cuarzo	55,34	35,62	24,89	69,41	38,86
Moscovita	5,48	27,51	25,24	11,34	11,92
Biotita	15,28	31,21	26,00	12,83	19,09
Plagioclasa	19,10	1,94	17,14	4,92	29,87
Granate	0,64	0,89	—	—	—
Estaurolita	1,22	0,81	—	—	—
Distena	2,39	1,35	—	—	—
Sillimanita	0,01	0,01	4,78	1,13	—
Fk	0,33	—	0,80	0,21	0,15
Opacos	0,17	0,30	1,01	0,03	0,06
Rutilo	—	0,15	—	—	—
Circón	0,01	0,01	—	0,04	0,03
Apatito	—	—	0,11	0,04	—
Turmalina	—	0,11	—	0,03	—

Números 1 y 2: Zona de la distena.

Números 3, 4 y 5: Zona de la sillimanita.

Cuadro II.—Composición de tres anfíboles correspondientes a la zona de la estaurolita (1), de la distena (2) y de la sillimanita (3).

	1	2	3
SiO ₂	48,97	47,37	47,91
Al ₂ O ₃	14,41	9,88	10,83
Fe ₂ O ₃	3,03	3,05	3,94
FeO	12,86	12,86	11,49
MnO	0,36	0,49	0,34
MgO	7,53	9,85	11,76
CaO	9,57	12,44	10,03
Na ₂ O	1,13	0,75	1,21
K ₂ O	0,52	0,84	0,43
TiO ₂	0,48	0,42	0,86
H ₂ O	1,63	1,82	1,52
TOTAL	100,49	99,77	100,32