

ESTUDIO DEL AREA METAMORFICA DEL NW DE SALAMANCA. (CORDILLERA HERCINIANA, ESPAÑA)

Por
FRANCISCO J. MARTINEZ (*)

CONTENIDO

	Págs.		Págs.
ABSTRACT	3	Posibilidad de existencia de reacciones univariantes en la génesis de la asociación kinzingítica	33
INTRODUCCION	4	Los fundidos anatéticos en los gneises kinzingíticos	36
CRITERIOS DE ESTUDIO DEL METAMORFISMO	5	Condiciones de formación de las paragénesis Kinzingíticas	37
ZONAS DE METAMORFISMO	7	CONCLUSIONES	39
Zona de la clorita	8	Características del metamorfismo en las rocas pelíticas y psamíticas	39
Zona de la biotita	8	Condiciones y tipo de metamorfismo	42
Zona de la andalucita-cordierita	9	Significado de las subfacies con granate y estaurolita. La evolución temporal del metamorfismo	44
Subfacies granate-estaurolita. Relación con las subfacies con cordierita andalucita	14	Evolución espacial y temporal del metamorfismo	44
Zonas de la sillimanita y sillimanita-feldspato potásico	17	¿Metamorfismo plurifacial o polimetamorfismo?	46
GNEISES KINZINGITICOS	24	Causas del metamorfismo	47
Control químico de las paragénesis granate-cordierita	25	BIBLIOGRAFIA	47
Condiciones de formación de la paragénesis granate-cordierita	27		
Relaciones entre la textura y la paragénesis mineral en las rocas de afinidades kinzingíticas	32		

ABSTRACT

In this paper the metamorphism of an area within the Central Western part of the Iberian Peninsula, is described. In the area studied three groups of rocks can be distinguished from the lithostratigraphical point of view: 1) Scarce quartzites and slates, Arenigian in age, resting unconformably on older rocks. 2) thick sequence of schists, sandstones and calc-silicate layers of probably Precambrian age («complexo xisto-grauvaquico» after portuguese authors). A gneissic sequence (Olla de sapo), mostly migmatized, also of precambrian age, and forming the lower-most unit to crop out. All these rocks have been deformed and metamorphosed during the Hercynian orogeny. Several metamorphic zones, defined by the occurrence of chlorite, biotite, andalusite-cordierite and sillimanite-potassic feldspar have been established and mapped in the area. Frequent anatectic mobilizates occur in the sillimanite-K feldspar zone.

Pelitic rocks can be regarded from the point of view of their metamorphism as a 6 major component system, observing the phase rule: $SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO, K_2O, H_2O$ (\leq inert components), being MgO, FeO, Al_2O_3, K_2O the inert components. For the analysis of the metamorphic parageneses the triangular representation of Thompson and Barker has been employed.

The mineral parageneses found are: 1) In the chlorite zone.
Chlorite-muscovite.

(*) Dpto. de Geotectónica, Universidad de Oviedo.

- 2) In the biotite zone.
 - Biotite-chlorite-muscovite
 - Biotite-muscovite
- 3) In the andalusite-cordierite zone.
 - Biotite-chlorite-cordierite?-muscovite
 - Biotite-chlorite-andalusite?-muscovite
 - Biotite-andalusite-cordierite-muscovite
 - Biotite-andalusite-muscovite
 - Biotite-cordierite-muscovite
 - Biotite-muscovite
 - Biotite-chlorite-muscovite-garnet-staurolite
- 4) In the sillimanite without K feldspar zone.
 - Sillimanite-andalusite-biotite-muscovite
 - Sillimanite-biotite-muscovite
 - Sillimanite-andalusite-cordierite-biotite-muscovite
- 5) In the sillimanite-K feldspar zone.
 - Sillimanite-cordierite-biotite- K feldspar
 - Sillimanite-biotite-K feldspar
 - Sillimanite-andalusite-biotite-cordierite-K feldspar
 - Sillimanite-andalusite-biotite-cordierite-muscovite-K feldspar.
 - Sillimanite-andalusite-biotite-muscovite-K feldspar
 - Sillimanite-biotite-cordierite-(garnet)-K feldspar
 - Sillimanite-biotite
 - Sillimanite-biotite-cordierite
 - Muscovite-biotite-K feldspar

Kinzingitic association (sillimanite-K feldspar-oligoclase-biotite-garnet-cordierite) appears in the higher metamorphic rocks, although the garnet is included in plagioclase as an armoured relict. The garnet-cordierite association should have been stable in relation with some earlier metamorphic event as it is inferred from the comparison between the textural relations, the chemical compositions and the experimental equilibriums. A subsequent decreasing in pressure has caused the instability of the garnet. A regional temperature of about 660-700°C and a lithostatic pressure in the order of 5-5.5 Kbars have been deduced from the garnet-cordierite kinzingitic association for $P_{H_2O} < P_{total}$ conditions.

A suite of subfacies characterizing a low pressure metamorphism of «cordierite-andalusite type» is defined by the prograde metamorphic parageneses. The P, T conditions of this metamorphism are estimated in 3.5-4 Kbars, and 660-680°C (Abukuma type metamorphism) similarly to those found in most of the Central Northwestern part of the Iberian Peninsula.

The sporadic presence of garnet-staurolite and kinzingitic associations in relation with hercynian deformation phases imply a plurifacial metamorphism.

AGRADECIMIENTO

Agradezco al Profesor L. C. García de Figuerola el estímulo recibido para la elaboración de este trabajo durante mi estancia en la Universidad de Salamanca. Igualmente agradezco al Dr. R. Capdevila de la Universidad de Rennes la ayuda y sugerencias que ha hecho durante su realización. A F. Bea le agradezco particularmente la realización de los análisis químicos.

INTRODUCCION

La región objeto de este trabajo se encuentra en el extremo centro-occidental de la Meseta Norte Castellana, comprende una parte al NW de las provincias de Salamanca y SW de la de Zamora e igualmente una pequeña área al Este de Tras-Os-Montes (Portugal).

Geológicamente se sitúa dentro de la zona Centro-Ibérica (fig. 1) y se encuentra al NW en contacto con el Silúrico cabalgante que rodea al macizo de Morais (RIBEIRO 1970).

Estratigráficamente los terrenos más modernos son de edad Arenig y están constituidos por areniscas y cuarcitas. Por debajo de estos existe una serie de pizarras con intercalaciones de areniscas, cuarcitas y algunos niveles discontinuos de rocas calcosilicatadas. Estos materiales son equivalentes al complejo esquistograuváquico (CARRINGTON DA COSTA 1950). Su edad es discutible, si bien, en opinión del autor, debe tratarse de materiales precámbricos en su mayor parte.

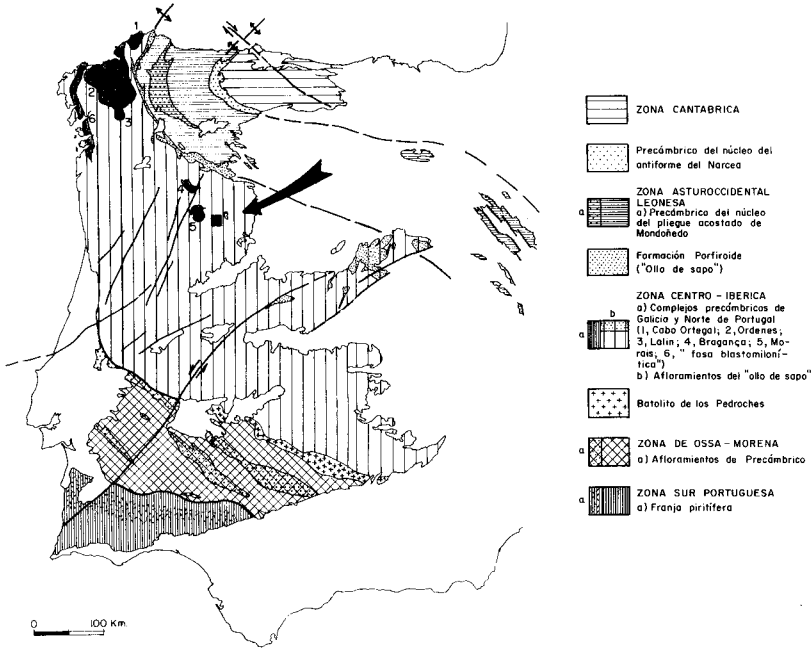


Fig. 1.—Situación del área estudiada en relación con las zonas en que se ha dividido el herciniano de la Península Ibérica según JULIVERT, FONTBOTÉ, RIBEIRO Y CONDE (1972) basada en la división de LOTZE (1945).

Como terrenos más antiguos afloran unos complejos de gneises bandeados y glandulares de edad precámbrica, que se encuentran fuertemente metamorfizados y migmatizados y cuyo aspecto, en parte, es semejante a la formación «Olla de Sapo» de las zonas más externas del orógeno.

En esta región hay igualmente numerosos afloramientos graníticos que ocupan más del 50 % de su superficie. Estos granitos forman parte de dos series (MARTÍNEZ 1974): una de tendencia alcalina, estrechamente relacionada con el metamorfismo regional, y otra calcoalcalina de origen más profundo.

CRITERIOS DE ESTUDIO DEL METAMORFISMO

Los terrenos anteriormente citados han sido sometidos a un metamorfismo cuyas paragénesis serán estudiadas con los siguientes criterios:

a) Las rocas pelíticas presentes en esta región se consideran como un sistema de seis componentes mayores: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , K_2O y H_2O (THOMPSON 1957).

El Na_2O y CaO se encuentran presentes en las plagioclasas, que forman generalmente parte de las paragénesis observadas, y se consideran como componentes en exceso y no determinantes. Su cantidad en otros minerales es despreciable.

El SiO_2 en las rocas pelíticas es también un constituyente en exceso, ya que estas rocas siempre contienen cuarzo. Una variación en el contenido de SiO_2 solo traerá como consecuencia un aumento o disminución en la cantidad de cuarzo presente.

b) El H_2O , podría ser considerado como una fase en exceso si el sistema es abierto para el agua. En este caso $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$.

Igualmente si el agua fuese un constituyente idealmente móvil, es decir caracterizada por sus parámetros intensivos (KORZHINSKII 1957) y tal que $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq P_s$, tampoco puede ser considerada como una variable de composición pues su potencial químico ($\mu_{\text{H}_2\text{O}}$) junto con P_s y T son factores de equilibrio o parámetros intensivos. Esto significa que el agua no podría ser considerada como una fase más en la roca según la regla de las fases de Korzhinskii que expresa $\varphi \leq C_i$, siendo C_i el número de constituyentes inertes.

Por consiguiente despreciando el SiO_2 y el H_2O como componentes, el sistema en las rocas pelíticas queda reducido a: Al_2O_3 , MgO , FeO , K_2O . El número de fases presentes que incluyan estos componentes no puede ser superior a cuatro para que se cumpla la regla de las fases.

c) Las relaciones entre componentes y fases presentes pueden ser representadas gráficamente por medio de los triángulos AFM de THOMPSON (1957).

En estos triángulos el máximo número de fases compatibles y ligadas por «tie lines» es tres, con cuarzo y moscovita en exceso. La aparición o desaparición de una fase o el cambio en la compatibilidad de las asociaciones representan reacciones discontinuas y pueden expresarse por medio de una reacción química sin que signifique que tal reacción se lleva a cabo necesariamente o sea la única posible. En este sentido el cambio en la topología de los triángulos AFM permite un análisis de la evolución de las diferentes paragénesis, ya que representa una serie de posibilidades de reacciones cuya existencia debe ser comprobada.

También hay reacciones continuas en las paragénesis representadas. Estas reacciones traen como consecuencia desplazamientos de las líneas de unión de dos minerales («tie lines»), o bien desplazamiento de los campos de tres fases. Esto es debido a la diferente distribución de los componentes químicos o constituyentes inertes considerados entre los minerales presentes.

d) Para aplicar la regla de las fases es preciso que los minerales presentes en la roca se encuentren en equilibrio químico, es decir que las fases minerales estén coexistiendo. En consecuencia es necesario distinguir en lámina delgada los minerales tipomorfos que constituyen la paragénesis estable de la roca de los histerógenos y relictos que son originados posteriormente o bien heredados.

e) La zonación metamórfica se establece basándose en la aparición de deter-

minados «minerales índice» que estén presentes en una extensión de terreno suficientemente amplia y cuya aparición sea fácilmente controlable.

La entrada de estos minerales índice define las diferentes isogradas sobre el terreno. En un diagrama P-T una isograda vendría representada por una línea de equilibrio univariante. La entrada de uno o dos minerales índices asociados, o la aparición de una isograda vendrá producida por una reacción metamórfica en la que participan varias fases minerales preexistentes. Ya que la reacción es un equilibrio univariante, a ambos lados de la isograda las fases minerales presentes tienen que cumplir la regla de las fases ($\varphi \leq c - i$). Solamente en la misma isograda el número de fases presentes puede exceder al número de constituyentes inertes.

Dentro de las zonas metamórficas definidas existen también reacciones entre las fases minerales presentes que pueden variar las relaciones entre ellas. Es decir hay unas isogradas no cartografiables que separan unas superficies en las que coexisten una serie de fases en equilibrio, o sea en las que hay una paragénesis estable. Estas superficies representan un campo divariante de P-T en el que las paragénesis estables definen subfacies metamórficas.

f) Ya que una subfacies solamente está definida por unas condiciones de P y T, las asociaciones minerales estables pueden variar al hacerlo la composición química total de la roca. En consecuencia puede haber asociaciones posibles no observadas en la realidad, o bien puede haber minerales solamente presentes en determinados casos en los que la composición química es favorable, como es el caso de la cordierita en el presente trabajo.

g) Solamente se han analizado las composiciones de la roca total en los grados más elevados de metamorfismo, por encima de la isograda de sillimanita-feld. K, por tanto las composiciones de los minerales que se representan en las diferentes subfacies son solo aproximadas, y están basadas en los datos obtenidos por otros autores. De esta manera aquellos casos en que se consideren reacciones continuas se trata simplemente del análisis de una posibilidad desde un punto de vista especulativo.

ZONAS DE METAMORFISMO

La región estudiada se encuentra en su mayor parte afectada por un metamorfismo de alto grado. Únicamente al Sur de Saucelle (Salamanca) se encuentran rocas que presentan asociaciones minerales pertenecientes a la facies de los esquistos verdes y, parcialmente, a la zona de la clorita. Hacia el N y el E aparecen minerales y asociaciones minerales propias de grados más elevados de metamorfismo. Se distinguen cuatro zonas de metamorfismo que son en orden progrado las siguientes:

- 1) Zona de la clorita (isograda clorita +)
- 2) Zona de la biotita (isograda biotita +)
- 3) Zona de la andalucita-cordierita (isograda andalucita-cordierita +)
- 4) Zona de la sillimanita-feldespato potásico (isograda sillimanita-feld. K +).

La distribución espacial de estas zonas se muestra en la fig. 2. A continuación se exponen las diferentes paragénesis en cada una de las cuatro zonas de metamorfismo,

así como las isogradas que las limitan. Estas paragénesis y el paso de unas a otras se analizará por medio de la representación gráfica triangular de Thompson (op. cit.).

ZONA DE LA CLORITA

Únicamente esta representada esta zona en el extremo SW de la región. La identificación de las fases minerales presentes se ha hecho microscópicamente.

Las rocas pelíticas en esta zona, son filitas con una esquistosidad de tipo «slaty cleavage». La asociación mineral existente es únicamente:

A. 1 Clorita-moscovita.

Ambas micas se disponen paralelamente a la esquistosidad (S_1). La textura de la roca es generalmente de grano fino, tiene una marcada orientación de las micas y una disposición alargada del cuarzo, paralelamente a las micas.

Otros minerales presentes son: cuarzo, albita y en algunos casos turmalina, zircón y minerales opacos; también parece haber grafito en algunas ocasiones.

ZONA DE LA BIOTITA.

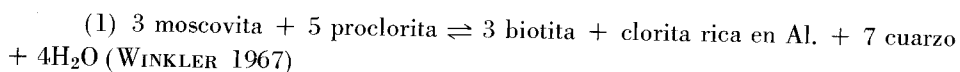
Las asociaciones observadas son:

B.1 Biotita-clorita-moscovita.

B.2 Biotita-moscovita.

Otros minerales presentes son: plagioclasa (albita), existente en varias muestras y turmalina en cristales subidiomorfos de hábito tabular o redondeado. También hay minerales opacos y zircón.

El nuevo mineral presente en las paragénesis es la biotita, lo cual significa que se ha traspasado su isograda. La reacción que da lugar a la formación de este mineral, no es conocida; si bien la reacción:



es la más probable, puesto que en la roca existían clorita y moscovita, y además los primeros cristales formados de biotita parecen estar desarrollados sobre otros de clorita preexistentes.

Esta zona de la biotita, individualizada en el terreno, sólo se observa en el área esquistosa entre Saucelle y Vilvestre. La textura de la roca tiene las mismas características que en la zona de la clorita. La biotita es un mineral tardío que crece por un efecto térmico posterior al desarrollo de la esquistosidad S_1 . Se dispone miméticamente paralela a esas superficies y también según una disposición isotropa (Lám. I,a).

La zona que se ha cartografiado como de la biotita puede que en algún punto no alcance este grado de metamorfismo, ya que en varias láminas se ha visto a la biotita post- S_1 en estado de formación muy incipiente. Sin embargo en 11 láminas delgadas siempre se ha encontrado biotita, incluso lejos de los contactos graníticos, por lo que se ha considerado todo este área como zona de la biotita.

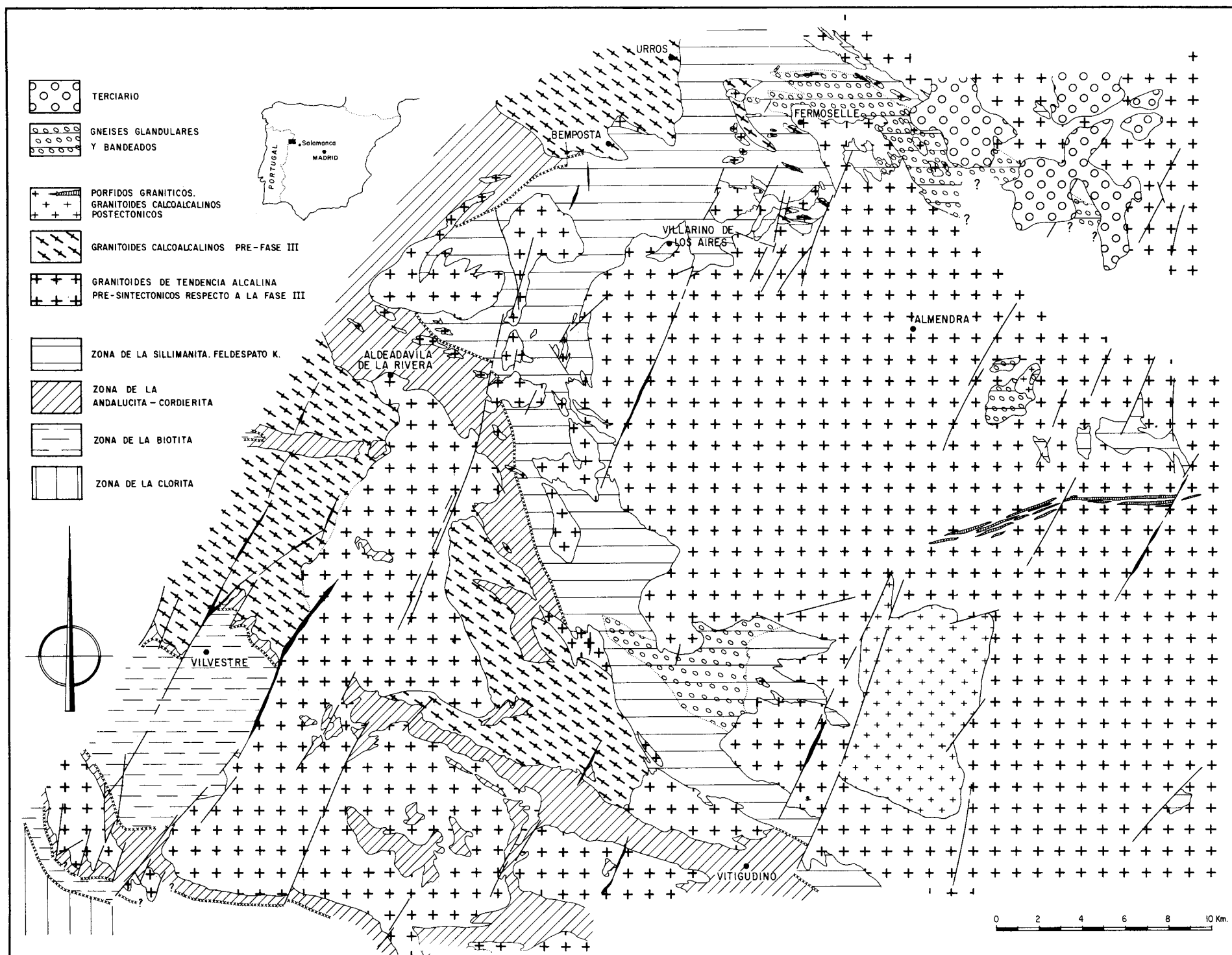


Fig. 2.—Distribución de las diferentes zonas de metamorfismo dentro del área estudiada.

ZONA DE LA ANDALUCITA-CORDIERITA.

Las paragénesis observadas son:

- C.1 Biotita-clorita- ¿cordierita? -moscovita.
- C.2 Biotita-clorita- ¿andalucita? -moscovita.
- C.3 Biotita-andalucita-cordierita-moscovita.
- C.4 Biotita-andalucita-moscovita.
- C.5 Biotita-cordierita-moscovita.
- C.6 Biotita-moscovita.

Además de estos minerales, en muchas muestras también hay presentes plagioclasas cuyo contenido en An las sitúa entre albita y oligoclasa ácida. En los bordes de los granitos también hay turmalina en pequeños cristales idiomorfos que parecen encerrar burbujas y en otros casos minerales indeterminables.

La distribución espacial de esta zona de la andalucita-cordierita está estrechamente relacionada con la situación de los granitos intrusivos y se interpreta esta paragénesis como efecto térmico de aquellos.

Textura.—La textura de la roca en esta zona se encuentra más recristalizada que en la anterior, mostrando un desarrollo mayor de las micas y un mayor tamaño del grano. La biotita puede llegar en algunos casos a presentarse en porfiroblastos pretectónicos en relación con la 3.^a fase de deformación (MARTÍNEZ et. al., in. litt.) y con frecuentes inclusiones de cuarzo. En los tramos pelíticos la reorganización textural de la roca es completa con la totalidad de las micas dispuestas paralelamente definiendo la esquistosidad S_1 (Lam. I, b). En los tramos psamíticos (*) se observa una textura con tendencia granoblástica, muy frecuentemente con relaciones cristalinas rectas entre las caras del cuarzo y de las plagioclasas.

Isograda andalucita-cordierita.—La isograda que define esta zona es la andalucita-cordierita. Ambos minerales no se presentan siempre juntos. La cordierita aparece solo en determinadas zonas de composición química favorable para su nucleación y, en algunos casos como en la zona metamórfica al N de Aldeadávila de la Ribera, forma nódulos alargados de gran tamaño. El hecho de definir esta isograda por la existencia de estos dos minerales asociados se debe a que su aparición en el terreno parece simultánea, aunque la cordierita posiblemente esté restringida a rocas de composición magnesiánica.

Generalmente en metamorfismos con un gradiente similar al presente se considera la aparición de andalucita ligeramente anterior a la de cordierita y formada a partir de pirofilita preexistente. Sin embargo, en este estudio es dudoso decir cuál de los dos minerales aparece antes y, por tanto, cuál es la reacción que les origina. En algunos casos parecen observarse en tránsito con la zona de la biotita pseudomorfosis micáceas muy similares a las formadas a partir de los porfiroblastos de cordierita, por lo que podría pensarse que este mineral aparece ligeramente antes que la andalucita. Este caso, aunque relativamente extraño en la literatura petrológica, ha si-

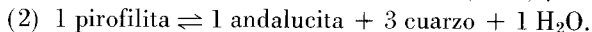
(*) Se considera una psamita cualquier roca compuesta de partículas de arena. (Geological nomenclature; Royal Geological & Mining Soc. Nether. 1959).

do citado por algunos autores como READ (1952), HIETANEN (1967), y GUITARD (1970).

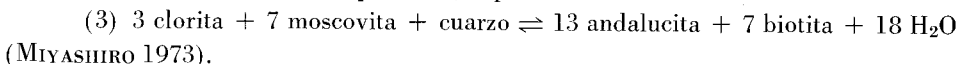
Las dos posibilidades de que aparezca primero andalucita o cordierita están representadas por las asociaciones C.1 y C.2.

a) En el caso de que fuese la asociación C.2 la existente, la andalucita es el primer mineral en aparecer.

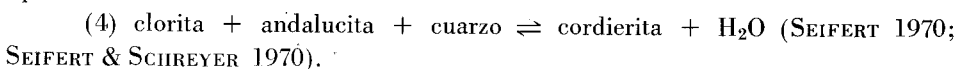
La aparición de andalucita ligeramente anterior a la cordierita podría estar causada por la reacción investigada por KERRICK (1968) y ALTHAUS (1966, 67, 69):



Ya que no se han hecho difractogramas de las micas blancas en esta zona para comprobar la existencia de pirofilita, es posible también la reacción:



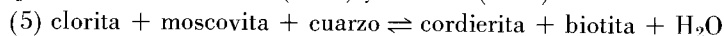
La cordierita que aparece posteriormente sería originada por una reacción del tipo:



La sucesión de subfacies en este caso sería la que se muestra en la fig. 3, de acuerdo con SEIFERT (1970).

b) Si se tratase de la asociación C.1 la cordierita aparecería antes que la andalucita. Este caso parece ser el más probable según se deduce de la observación microscópica y estaría representado por la subfacies «4» de la fig. 3.

En una roca con una composición total como la dada por el punto (*) de la fig. 3, las subfacies «2» y «3» estarían representadas únicamente por la paragénesis: biotita-clorita-moscovita. En este caso la reacción que originaría la cordierita sería la expuesta por SCHREYER & YODER (1961) y SEIFERT (1970):



La cual es una variación de la reacción (3) en la que no interviene la andalucita ya que no existe este mineral para esta composición total de la roca. Sin embargo, con composición química apropiada, la andalucita sería estable en una roca que se encontrase en las condiciones de P y T propias de las subfacies «2» y «3».

En resumen, la aparición de andalucita o cordierita en primer lugar puede ser simplemente un efecto de la composición de la roca. Aunque en general en un metamorfismo progrado, de acuerdo con los datos experimentales y para composiciones químicas adecuadas, la andalucita sería un mineral de aparición anterior a la cordieri-

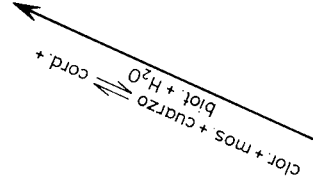
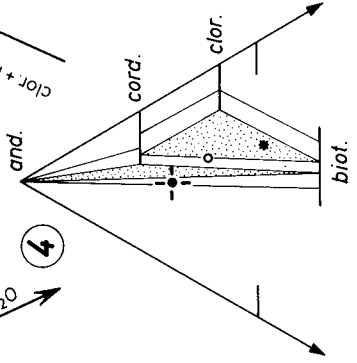
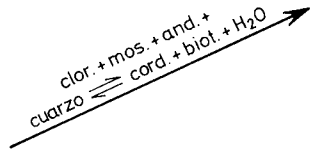
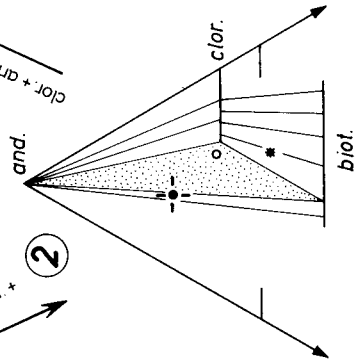
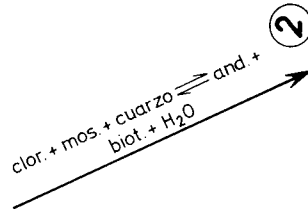
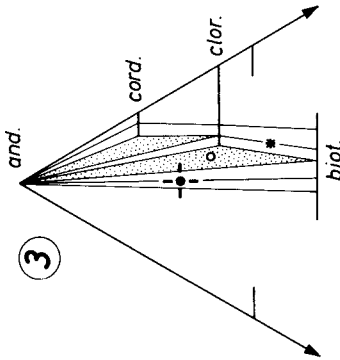
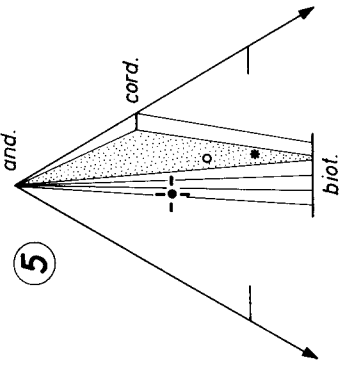
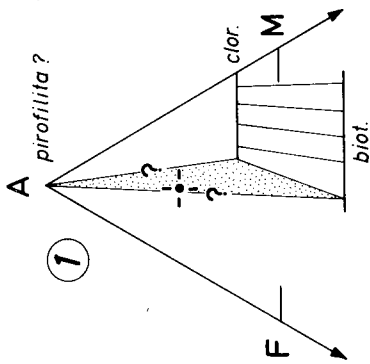


Fig. 3.—Subfacies de la zona de la andalucita-cordierita: El paso de la subfacies «3» a la «4» es debido a la disminución del contenido en Fe de la clorita con el aumento del grado de metamorfismo. En un momento determinado se rompe la «tie line» clorita-andalucita y es sustituida por la biotita-cordierita que anteriormente era incompatible.

La sucesión de paragénesis para la composición (*) es: «2» biotita-clorita, «3» biotita-clorita, «4» biotita-clorita-cordierita, «5» biotita-cordierita-andalucita.

La sucesión de paragénesis para la composición (o) es: «2» biotita-clorita-andalucita, «3» biotita-clorita-andalucita, «4» biotita-cordierita, «5» biotita-cordierita-andalucita.

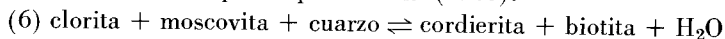
La sucesión de paragénesis para la composición (+) es biotita-andalucita en todas las subfacies.



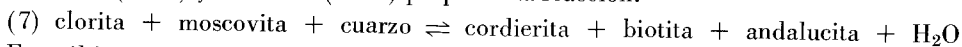
+ moscovita
+ cuarzo

ta. Es decir, la andalucita aparece potencialmente antes que la cordierita para presiones superiores a 1.5 Kbars (véase fig. 19).

La paragénesis C.3 sin clorita representa a la subfacies «5». Esto significa que entre la subfacies «4» y «5» está situada la isograda clorita (—). La reacción con la que está relacionada es la expuesta por SEIFERT (1970):



y supone el límite superior de estabilidad de la clorita. Igualmente HIRSCHBERG & WINKLER (1968) y WINKLER (1970) proponen la reacción:



Esta última reacción representaría el límite superior de estabilidad de la clorita y el inferior de estabilidad de la cordierita en rocas cuyas razón $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ varíe entre 0.4 y 0.8. Sin embargo en el presente caso es preferible considerar los equilibrios anteriores (4) y (6) de SEIFERT y SCHREYER (1970), debido al hecho de encontrar estable la asociación cordierita-clorita.

Respecto a las paragénesis C.4 y C.5, la primera podría pertenecer a cualquiera de las subfacies «2», «3», «4» o «5»; mientras que la segunda solamente podría aparecer después de que se hubiese roto la «tie line» clorita-andalucita, es decir solamente podría pertenecer a las subfacies «4» o «5».

En realidad, como se ha dicho anteriormente, estas subfacies son imposibles de distinguir en el terreno, y lo que se ve solamente es el paso de una zona con biotita-clorita a otra en la que a veces coexisten andalucita y cordierita; y a veces solamente uno de estos minerales junto con biotita.

Este hecho anterior es explicable si se tiene en cuenta que:

a) Los equilibrios que ligan estas subfacies han sido considerados en sistemas pobres en FeO y se supone (SEIFERT 1970) que al agregar FeO al sistema el equilibrio que representa el paso de la subfacies «2» a la «3»: clorita + andalucita + cuarzo \rightleftharpoons cordierita + H₂O, se desplaza hacia más altas temperaturas. Al mismo tiempo el equilibrio (6) que representa el paso de la subfacies «4» a la «5» se desplaza hacia bajas temperaturas. Es decir que el paso de la subfacies «2» a la «5» se hace en un margen de temperaturas muy reducido.

b) Este margen es menor en el caso concreto que se expone en este trabajo, ya que el gradiente de temperatura es alto como corresponde al efecto térmico de los granitos, y además la pendiente de los equilibrios anteriores es acusada.

En consecuencia, según se muestra en la fig. 19, desde la aparición de la andalucita (subfacies «2») hasta la desaparición de la clorita (subfacies «4») a bajas presiones, hay un margen de 30°C como máximo. Esto hace que la transición entre las diversas subfacies sea rapidísima.

Relaciones temporales de cristalización entre la andalucita y la cordierita.—En algunos casos hay criterios texturales para pensar que los minerales de la asociación andalucita-cordierita no se han formado simultáneamente. Se observa como la andalucita cristaliza en los intersticios de los cristales de cordierita (Lám. I, c), siendo por tanto posterior a ésta última.

En otros casos la posible cordierita se presenta en cristales pseudomorfoseados por un agregado de pinnita y sericita, sobre los que han crecido grandes blastos de

moscovita histerógena (Lám. I, d). En esta misma asociación se observa cómo la andalucita se encuentra perfectamente fresca sin presentar ningún síntoma de alteración.

De estos casos se deduce que, al menos, parte de la andalucita es de cristalización posterior a la cordierita, y a veces esta cristalización se realiza en condiciones en que la cordierita no era estable.

Se considera dos posibles causas de desestabilización de la cordierita:

1) De acuerdo con SEIFERT (1970), en las zonas de grado medio de metamorfismo, las paragénesis con cordierita deben estar limitadas a composiciones totales por debajo de la «tie line» biotita-moscovita (proyección A'KF), (fig. 4). Según análisis realizados en rocas de más alto grado, la serie pelítica del área estudiada cumple estas condiciones. En consecuencia una explicación para la pinnitización de la cordierita sería un aporte muy localizado de K⁺ (SEIFERT & SCHREYER 1970). Este aporte estaría en relación con el emplazamiento de granitos en zonas próximas, y tendría como consecuencia trasladar la composición química de la roca por encima de la «tie line» moscovita-biotita. Este aporte de K⁺ explicaría también el crecimiento de moscovita en pseudomorfosis sobre los antiguos cristales de cordierita.

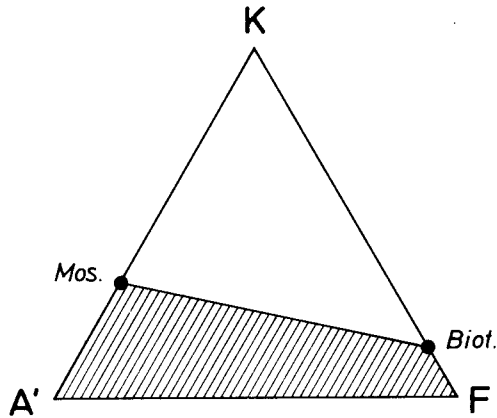


Fig. 4.—El área rayada muestra la composición total de las rocas con cordierita y con la asociación estable moscovita-biotita.

Sin embargo, incluso en las zonas migmatíticas, no parece haber un aporte importante de K y, por tanto, no es muy probable que la pinnitización esté relacionada con un proceso como el descrito.

2) Más de acuerdo con los datos de campo parece la explicación ofrecida por LAL (1969). Según este autor una reacción retrógrada igual que la (6) cordierita + biotita + H₂O \rightleftharpoons clorita + moscovita + cuarzo, teniendo lugar dentro del campo de estabilidad de la andalucita, daría lugar a una asociación:

clorita-andalucita-biotita-moscovita

Esta reacción explicaría la aparición de profiroblastos histerógenos de moscovita sobre pseudomorfosis de cordierita, así como la alteración parcial de esta última.

En la (Lám. I, d) se observa este hecho así como la aparición de clorita secundaria relacionada con este proceso.

Contra esta hipótesis, considerada como la única explicación, está el hecho de que en otros casos en los que hay andalucita cristalizada entre los cristales de cordierita (Lám. I, c), no existe clorita ni moscovita secundaria, y la asociación parece perfectamente progradada. En este caso parece más lógico pensar en una cristalización progradada de andalucita posterior a la cordierita. Esto último ocurriría para composiciones que en la fig. 3 (subfacies «4») corresponden a paragénesis con biotita-clorita-cordierita. Posteriormente por una reacción progradada como la (7), se originaría andalucita, la cual cristaliza después de la cordierita y entre los intersticios de esta última.

SUBFACIES GRANATE-ESTAULOLITA. SU RELACIÓN CON LAS SUBFACIES CON CORDIERITA-ANDALUCITA.

Solamente al W de la región estudiada y en las proximidades del pueblo de Vilarinho dos Galegos (Tras-Os-Montes), se ha encontrado la asociación:

granate (*)-estaulolita-biotita-clorita-moscovita ($\varphi - 5$)

De acuerdo con el número de fases que tiene (5 en vez de 4) debe de tratarse de una asociación en desequilibrio o reaccional. Del estudio microscópico se deduce que la estaulolita no es un mineral estable en esta paragénesis, ya que sus cristales se encuentran parcialmente transformados en un agregado de clorita o bien de clorita y moscovita histerógenas.

La estaulolita solamente es reconocible en el centro de estas pseudomorfosis o bien como relictos dentro de cristales de moscovita secundaria. Se trata de un mineral temprano, pretectónico en relación con la 3.^a fase de deformación ya que sus pseudomorfosis presentan colas de presión.

La clorita es un mineral tardío, aunque estable, respecto a la biotita y moscovita primarias. Esto se deduce ya que se encuentra en cristales alargados perpendicularmente respecto a la esquistosidad que viene definida por una disposición paralela de la moscovita y biotita y por un alargamiento en el mismo sentido de los cristales de cuarzo.

El granate aunque es un mineral temprano, ya que tiene sombras de presión, es estable en la actual paragénesis.

Es posible deducir que hubo una paragénesis en equilibrio formada por:

granate-estaulolita-biotita-moscovita ($\varphi = 4$)

En la que el granate y la estaulolita estaban en equilibrio (***) (fig. 5). Posteriormente

(*) No se han hecho análisis del granate pero por su aparición en estas rocas de composición pelítica se le considera un granate piralspita.

(**) Esta afirmación no puede ser hecha con todo rigor, ya que no se han visto ambos minerales coexistiendo establemente en una lámina delgada. Sin embargo, puede deducirse su equilibrio anterior a partir de sus relaciones con la deformación (los dos son anteriores o sincinemáticos precoces con la 3.^a fase), así como de la ausencia de clorita primaria, ya que sólo hay moscovita y biotita.

te la estaurólita se desestabilizó y al mismo tiempo que se formaba clorita secundaria se pasó a una paragénesis formada por:

granate-clorita-biotita-moscovita ($\varphi = 4$).

De las relaciones topológicas tal como están expresadas en la fig. 5 se deduce que una reacción que ha podido efectuarse es:

(8) estaurólita + biotita + cuarzo + $H_2O \rightleftharpoons$ clorita + moscovita + granate (CARMICHAEL 1970).

Por medio de esta reacción deja de existir la «tie line» biotita-estaurólita y se origina la desestabilización de la estaurólita. Según se deduce de la fig. 5, la composición de la roca debe de caer a la izquierda de la «tie line» estaurólita-biotita y por debajo de la clorita-granate.

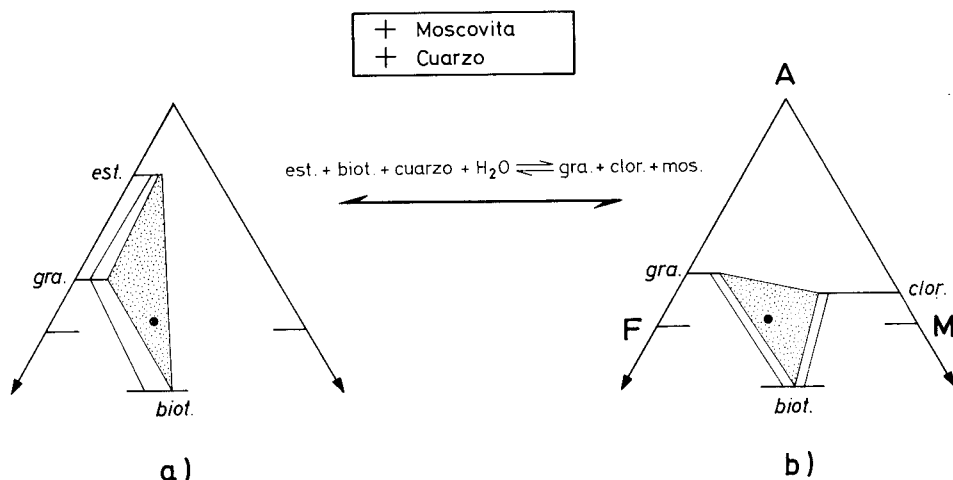
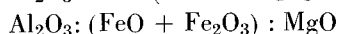
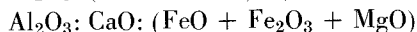
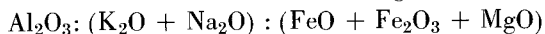


Fig. 5.—Representación de las paragénesis con y sin estaurólita (CARMICHAEL, 1970). El punto muestra la composición total necesaria para que exista el equilibrio representado.

La existencia de estaurólita y granate en un área muy restringida y la ausencia de estos minerales en zonas próximas con el mismo tipo de metamorfismo de grado medio plantea una serie de problemas respecto al origen de la estaurólita. Hay varias explicaciones para su ausencia del resto de las paragénesis metamórficas:

1) Efecto de la composición química. HOSCHECK (1967) demuestra que las rocas con estaurólita tienen una composición química definida, y que por tanto la existencia de estaurólita está restringida a un campo que puede ser representado gráficamente con la ayuda de tres triángulos de composición, en los que se expresan las proporciones moleculares reducidas a 100 de los siguientes elementos:



En el caso presente esta explicación no parece ser válida, ya que la composición de varias rocas ha sido proyectada de acuerdo con el método expuesto (fig. 6),

y todas las composiciones caen dentro del campo favorable para la aparición de la estaurólita.

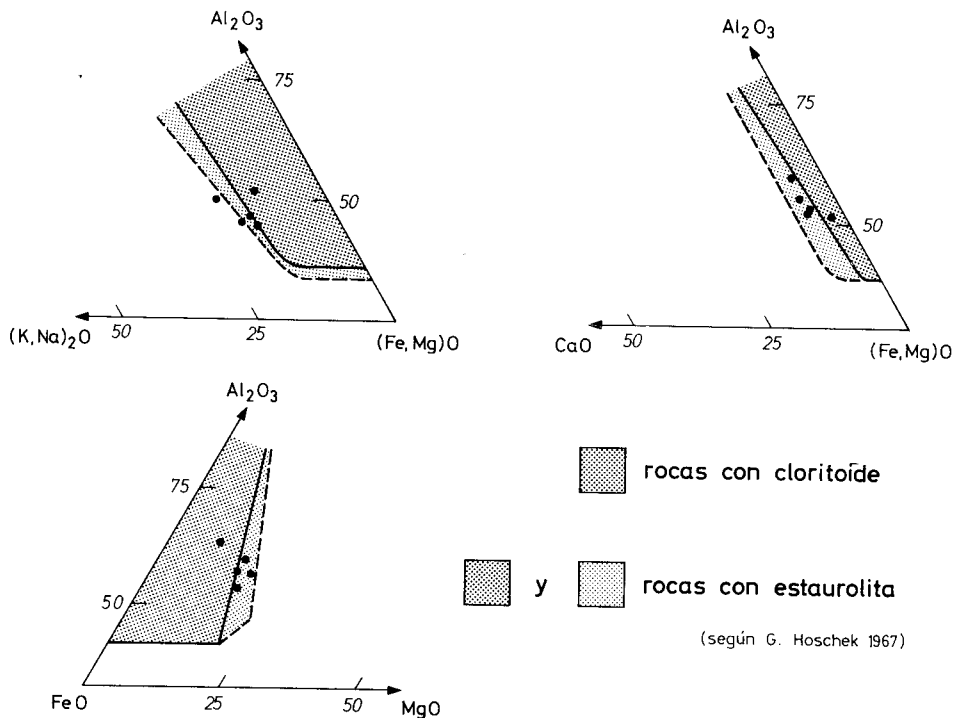
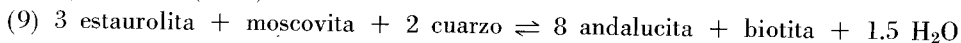


Fig. 6.—Composición química de las rocas con cloritoide y estaurólita según HOSCHEK (1967). Los puntos representan muestras analizadas.

2) Existencia de condiciones físicas P, T desfavorables para la formación de estaurólita. Este hecho sería debido a condiciones de P inferiores a 2-3 Kbars, para temperaturas comprendidas entre 500-600°C, que representan el límite inferior de existencia de la estaurólita (RICHARDSON 1968). Este límite debe de corresponder a presiones mínimas, aunque en realidad estas presiones pueden haber sido algo más altas sin que aparezca estaurólita debido al aumento de la relación Mg^{2+} / Fe^{2+} .

De acuerdo con lo anteriormente expuesto las paragénesis libres de estaurólita deben haber estado sometidas a unas presiones inferiores a los 3-3,5 Kbars, dentro del rango de temperaturas citado.

Esta última explicación parece la más razonable, ya que se observan en algunos lugares dentro de la zona de la andalucita-cordierita asociaciones de andalucita y biotita en placas que parecen constituir pseudomorfosis de minerales anteriores (Lám. II, a). Esta asociación estaría originada por la reacción propuesta por GUITARD (1965) y SUZUKI (1930):



Topológicamente (fig. 7), podría suponerse que se parte de una asociación:

biotita-moscovita-estaurólita-andalucita

al aumentar la temperatura al mismo tiempo que disminuye la presión, el campo de

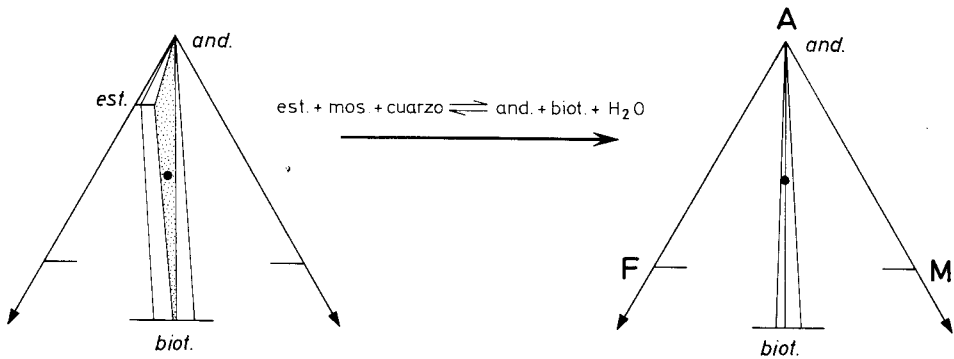


Fig. 7.—Relación entre las paragénesis con y sin estauroлита al disminuir la presión y aumentar la temperatura.

tres fases andalucita-biotita-estauroлита se desplaza hacia el polo F del triángulo, de forma que una roca cuya composición en un principio podía caer en el campo anterior llega a encontrarse sobre la «tie line» andalucita-biotita (HESS 1969). Reacciones de este tipo han sido observadas en los enclaves metamórficos de los granitos del SE de la provincia de Salamanca (GARCÍA DE FIGUEROLA y UCIDOS, com. pers.) donde la estauroлита se encuentra como relicto blindado dentro de la andalucita y esta última está asociada con placas de biotita.

En la fig. 8 se han señalado los puntos en los que se encuentran asociaciones de andalucita y biotita con las características descritas y de esta forma se intenta ver qué situación presentan las zonas de la andalucita-cordierita respecto a las anteriormente existentes en las cuales posiblemente existía estauroлита-granate. El significado de este hecho respecto a la evolución espacial y temporal del metamorfismo se expone más adelante.

ZONAS DE LA SILLIMANITA Y SILLIMANITA-FELDESPATO POTÁSICO.

Cartográficamente se ha representado solamente una isograda que viene definida por la aparición de la asociación sillimanita-feldespató potásico. Muchos autores consideran esta asociación como perteneciente a la catazona y su aparición señala el límite entre ésta última y la mesozona profunda.

Anteriormente a esta asociación se encuentra una zona irregular en la que aparece sillimanita, pero este mineral no se encuentra asociado al feldespató potásico. Esta zona no se ha considerado a efectos cartográficos debido a su irregularidad y a los problemas que presenta el establecer un límite entre las zonas de la andalucita y sillimanita.

1) Se consideran en primer lugar las paragénesis sin feldespató potásico, en las que está presente la sillimanita. Estas son:

D.1 Biotita-sillimanita-andalucita-moscovita.

D.2 Biotita-sillimanita-moscovita.

($\varphi = 5$) D.3 Biotita-sillimanita-andalucita-cordierita-moscovita.

A) En agregados fibrosos alargados paralelamente a la esquistosidad y espacialmente independientes de la andalucita.

B) En contactos con cristales de andalucita y formando un fieltro alrededor de este mineral (Lám. III, a-b).

C) En contacto con biotita (muy poco frecuente).

La asociación D.3 con cinco minerales no cumple la regla de las fases. Casos similares son muy frecuentemente citados, por ejemplo CHINNER (1966) sugiere que la aparición de sillimanita junto con andalucita, violando la regla de las fases, es una norma más que una excepción.

La sillimanita puede tener diversos orígenes (CHINNER op. cit., pp. 121). En el presente caso se considera como procedente de la inversión de la andalucita al pasar el equilibrio univariante andalucita \rightleftharpoons sillimanita. En el caso B, anteriormente considerado, el hecho de que se encuentre la andalucita junto con la sillimanita hace considerar a aquella como metaestable (CHINNER 1961, 1966; GREEN 1963; GUITARD 1970, etcétera).

Pero en el caso presente hay que considerar un nuevo factor como es la existencia de Fe^{3+} disuelto en la andalucita que viene puesto de manifiesto por el pleocroismo rosado de este último mineral. Esto significa que al entrar el ion férrico en el sistema, el número de componentes queda aumentado en uno y por tanto la recta univariante andalucita \rightleftharpoons sillimanita se transforma en un área divariante.

En el caso A, la sillimanita (fibrolita) está presente en una zona donde hay numerosos relictos de andalucita pero la fibrolita no se encuentra apenas en contacto con este último mineral, sino que se distribuye entre los granos alargados de cuarzo (Lám. II, b). Esta disposición sugiere una corta migración del Al_2SiO_5 procedente de la andalucita preexistente, la cual se disuelve en su mayor parte quedando únicamente algunos granos relictos (Lám. II, c). La alúmina y sílice disueltas son transportadas por la fase fluida a cortas distancias y cristalizan en los bordes de los granos de cuarzo así como en las superficies de discontinuidad definidas por la esquistosidad. En el caso presente no es necesario considerar un transporte más largo.

El Al_2SiO_5 en el caso explicado se comporta como un constituyente parcialmente móvil con lo que teóricamente el número de fases existentes debería quedar disminuido en una (KORZHINSKII 1957).

Un hecho de observación es que la sillimanita de las características descritas se encuentra preferentemente en una estrecha banda en el contacto con los granitos y también en zonas en las que no ha aparecido aún el feldespato potásico (500 m). La sillimanita en este último caso se superpone a una zona con porfiroblastos de andalucita y con gran abundancia de filones graníticos. En consecuencia es posible que el aporte de fluidos que suponen estos granitos haya favorecido la disolución y el transporte del Al_2SiO_5 preexistente en forma de andalucita. Un caso similar a éste ha sido descrito en el macizo de Canigou (Pirineos Orientales), por GUITARD (1970).

El caso C es excepcional en la zona en la que no está presente el feldespato potásico y podría ser debido a una nucleación de sillimanita sobre biotita. Esta nucleación solo ocurriría en los cristales de biotita que se encuentran en contacto con la andalucita metaestable descrita anteriormente en el caso B (Lám. II, a-b).

- 2) Paragénesis de la zona sillimanita-feldespato potásico:
- E.1 Sillimanita-cordierita-biotita-feldespato potásico.
 - E.2 Sillimanita-biotita-feldespato potásico.
 - ($\varphi = 5$) E.3 Sillimanita-andalucita-biotita-cordierita-feldespato potásico.
 - ($\varphi = 6$) E.4 Sillimanita-andalucita-biotita-cordierita-moscovita-feldespato potásico.
 - ($\varphi = 5$) E.5 Sillimanita-andalucita-moscovita-feldespato potásico-biotita.
 - ($\varphi = 5$) E.6 Sillimanita-biotita-cordierita-(granate)-feldespato potásico.
 - E.7 Sillimanita-biotita.
 - E.8 Sillimanita-biotita-cordierita.
 - E.9 Moscovita-biotita-feldespato potásico.

Petrografía.—Según la textura y composición mineralógica, las rocas de esta zona son gneises pelíticos (*). También hay niveles psamíticos con una textura granoblástica muy recrystalizada en los que la cantidad de micas es mucho menor, siendo abundantes el cuarzo y las plagioclasas. Estos niveles posiblemente derivan de capas grauváquicas.

Casi inmediatamente que es traspasada la isograda sillimanita-feldespato potásico comienzan a aparecer movilizados anatéticos en los gneises pelíticos, por lo que se deduce que la zona de migmatización y la isograda sillimanita-feldespato potásico (+) están relacionados.

En esta zona las rocas pelíticas presentan una textura esquistosa con una recrystalización de micas muy importante en las superficies S. La esquistosidad más manifiesta en este tipo de rocas es la S₂ y generalmente la S₃. El tamaño del grano es mayor que en las rocas de las zonas anteriores. El cuarzo se presenta en placas xenomorfas con bordes muy irregulares.

Las plagioclasas forman cristales zonados, a veces con tendencia idiomorfa. Su zonación es débil y normal, excepto en algunos casos. Su contenido en anortita oscila entre An₂₁₋₂₅ como valores máximos. En ocasiones las plagioclasas presentan mirmequitas y bordes descalcificados siendo esto último más normal en el paleosome de las migmatitas.

El feldespato potásico es una microclina pertítica («vein-pertites») que se presenta en cristales poiquiloblásticos muy irregulares. Frecuentemente incluye cuarzo y plagioclasas. Su $2V_x = 79-84^\circ$ es igual que el de los granitos presentes en esta zona, los cuales por tanto deben estar en equilibrio con el metamorfismo.

Discusión de las asociaciones de la zona de la sillimanita y de la sillimanita-feldespato potásico.—Las asociaciones de la zona sillimanita-feldespato potásico junto con las anteriores, sin feldespato potásico, están representadas en la fig. 9. En las rocas sin moscovita primaria y conteniendo feldespato potásico se ha seguido la representación de BARKER

(*) También hay leucogneises y gneises bandeados y glandulares que no pertenecen a la secuencia pelítica.

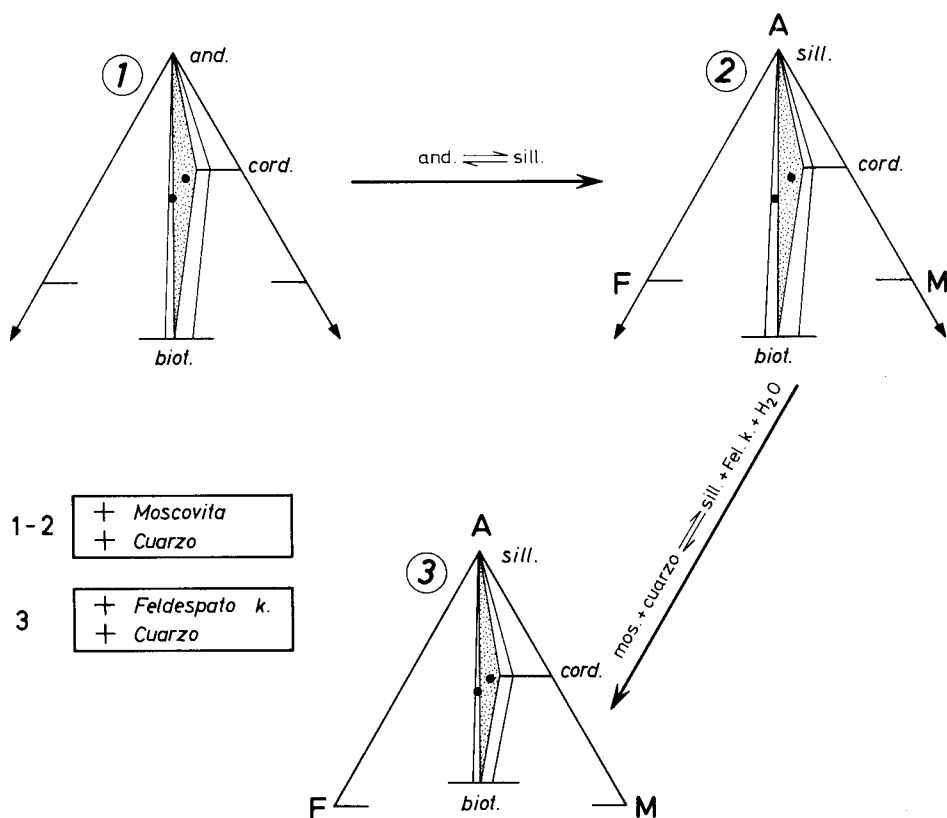


Fig. 9.—Relación entre las subfacies de las zonas de la andalucita-cordierita y sillimanita-feldespato potásico.

(1961) en los diagramas AKFM. En este caso la proyección sobre el plano Al_2O_3 , FeO , MgO se realiza a través de la composición del feldespato potásico (*).

En la zona de la sillimanita-feldespato potásico se observan cuatro paragénesis que violan la regla de las fases. Estas son: E.3, E.4, E.5 y E.6. Las posibles explicaciones para estas paragénesis desde el punto de vista petrográfico son:

A) La sillimanita por debajo de la isograda sillimanita feldespato potásico presenta diversos orígenes:

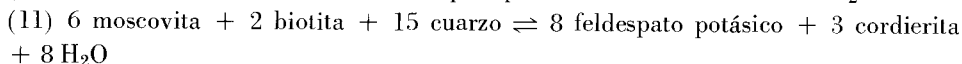
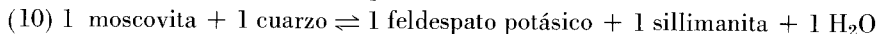
Puede formarse, como se ha expuesto anteriormente, a partir de la andalucita que se encuentra muy frecuentemente como mineral relicto y en algunos casos casi totalmente pseudomorfoseado por sillimanita (fibrolita) (Lám. II, d).

También existe sillimanita prismática la cual es exclusiva de la zona sillima-

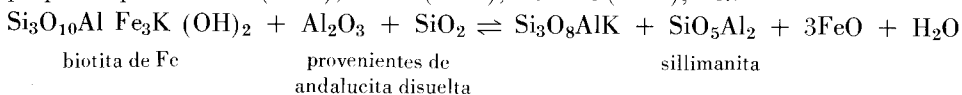
(*) El vértice A es recalculado como:

$$A = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})}{\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) + \text{FeO} + \text{MgO}}$$

nitafeldespato potásico. Cuando presenta esta textura su origen está relacionado con la génesis del feldespato por cualquiera de estas dos reacciones:



No parece que esta variedad de sillimanita tenga otro origen distinto del expresado, ya que en ninguna lámina se la encuentra asociada con biotita ni con óxidos de hierro que pudiesen hacer suponer que deriva de la biotita según la reacción propuesta por WATSON (1948), TOZER (1955), FRANCIS (1956), etc.:



La reacción (11) produce cordierita además de sillimanita. Esta cordierita es alotriomorfa con bordes ameboidales. Además de esta cordierita así formada también se conserva en esta zona la cordierita que existe anteriormente producida por el efecto térmico del granito.

La andalucita en esta zona de acuerdo con sus características petrográficas no se puede considerar nunca como un mineral estable sino como un relicto metaestable y además se encuentra mucho más transformada en sillimanita que la andalucita perteneciente a las subfacies anteriores de la zona de la sillimanita-feldespatos K.

B) La asociación moscovita primaria-feldespatos potásico, presenta mayor problema para su interpretación, ya que según EVANS (1965), ALTHAUS et al. (1970), DAY (1973) la reacción (10) en condiciones $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$ representa el límite superior de estabilidad de la asociación moscovita más cuarzo.

Una posible explicación es que se trate de una asociación reaccional, pero contra esta hipótesis está el hecho de que ambos minerales no se presentan juntos en una estrecha banda de terreno sino que la moscovita con características de ser un mineral primario se encuentra en varias ocasiones en la zona sillimanita-feldespatos potásico.

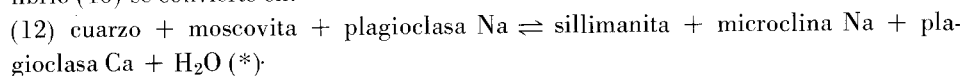
Hay varias explicaciones para la presencia de moscovita en esta zona:

1) Sería debida a la estrecha relación que presentan la aparición de fundidos anatéticos y la del feldespatos potásico en las rocas de esta zona. Es posible que lo que hasta este momento podía ser considerado como un sistema en el que $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{fluidos}} = P_s$ se convierta en determinados casos en otro sistema en el que $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_f$ podría ser ligeramente inferior a P_{total} (siendo el sistema relativamente abierto para el H_2O). Esto se explica ya que la génesis de movilizados necesita H_2O (según WINKLER 1967, a 3 Kbars. la proporción de H_2O en los fundidos alcanza el 8 % en peso). Por tanto en una extensión no muy ancha de terreno antes de comenzar la anatexia las condiciones podrían ser $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{total}}$ (*). En consecuencia la reacción (10) tendría tres de grados de libertad (P, T y $P_{\text{H}_2\text{O}}$), y la curva univariante de equi-

(*) En este caso la extensión en que coexisten estos minerales no puede ser muy amplia ya que, suponiendo el sistema abierto para el H_2O , el comienzo de la anatexia sería el límite de aparición de la moscovita.

librio se convertiría en una banda divariante debido a las variaciones locales de P_{H_2O} . De esto se deduce que en un mismo sector pueden coexistir moscovita-sillimanita-feldespato potásico-biotita-cordierita tal como se observa en las asociaciones E.3, E.4 y E.5, considerando que la andalucita es un mineral metaestable.

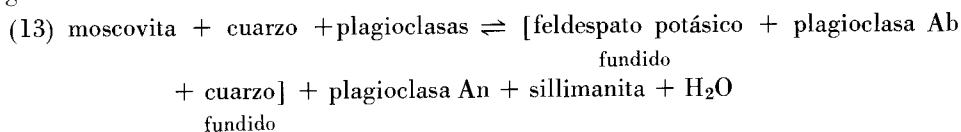
2) Otra explicación es que la plagioclasa participe en las reacción (10) (GUDOTTI 1963) que, a su vez, puede estar conectada con la génesis de movilizados. El equilibrio (10) se convierte en:



Esta reacción es continua y por tanto representa un equilibrio divariante en el cual al aumentar el grado de metamorfismo las plagioclasas se van haciendo cada vez más cálcicas. Así pues, en un intervalo de temperatura existen: plagioclasas-feldespato potásico Na-moscovita-sillimanita. Este equilibrio se rompe cuando la moscovita se consume totalmente en la reacción, lo cual es dependiente de la P_{H_2O} y de su relación con la P_{total} .

De esta forma se producen plagioclasas con un zonado inverso, con un contenido en An_{25} y además el feldespato potásico es perfitico lo que demuestra su contenido en Na. Excepto el zonado inverso, que es relativamente escaso, las otras dos características se cumplen en la región estudiada.

De acuerdo con WINKLER (1967, 1970) el límite superior de estabilidad de la moscovita en presencia de cuarzo, por encima del punto donde el equilibrio (10) intercepta la curva de comienzo de anatexia en gneises, vendría dado por esta curva de anatexia (fig. 19). En este caso la reacción que tiene lugar y que proporciona el feldespato potásico necesario para los fundidos anatecticos que aparecen es la siguiente:



En consecuencia la plagioclasa del melanosome se encuentra enriquecida en An.

Resumiendo se puede afirmar que ambas hipótesis son aceptables y, tal como se observa en el terreno, la asociación moscovita-sillimanita-feldespato potásico aparece a través de una zona no muy amplia cuya anchura no se puede precisar.

En esta zona en la que aparecen la moscovita y el feldespato potásico se encuentra también andalucita y sillimanita. La coexistencia de estos minerales restringida a una estrecha franja indica por una parte la proximidad del equilibrio andalucita-sillimanita como límite inferior y por otra parte la proximidad de la isograda sillimanita-feldespato potásico, sin moscovita primaria, como límite superior (fig. 19).

Si la asociación sillimanita-feldespato potásico aparece antes de la zona de migmatización es posible la existencia de moscovita primaria asociada a estos dos

(*) En el caso presente se supone que la moscovita no tiene componente paragonítico y todo el sodio del feldespato potásico proviene exclusivamente de las plagioclasas.

minerales como se observa al Sur de la zona estudiada. En el caso contrario, como ocurre en el NW de la zona estudiada Bemposta-Villarino, la aparición de feldespato potásico coincide con el comienzo de movilización que constituye el límite superior de existencia de la moscovita primaria.

El contenido en An de las plagioclasas tanto en el paleosome de las migmatitas como en en los gneises no migmatíticos tiene como valores frecuentes An₂₃₋₂₅.

GNEISES KINZINGITICOS

La asociación biotita-(granate)-cordierita-sillimanita-feldespato potásico (*), plantea una serie de problemas.

En esta paragénesis, cuya existencia se ha comprobado en dos localidades diferentes, el granate se presenta como relicto incluido en plagioclasas. En consecuencia la asociación estable es:

cordierita-biotita-sillimanita-feldespato potásico

La composición total de la roca en las dos localidades se expresa a continuación:

	14 E	31 E
SiO ₂	59.04	62.49
TiO ₂	1.06	0.39
Al ₂ O ₃	20.55	20.11
Fe ₂ O ₃	3.01	1.75
FeO	5.86	3.89
MgO	2.80	2.66
CaO	0.62	1.24
Na ₂ O	2.04	1.75
K ₂ O	3.40	4.40
P ₂ O ₅	0.21	0.17
MnO	0.07	0.01
Volat.	0.96	0.93
TOTAL	99.62	99.76

De acuerdo con la asociación mineral que presentan, la roca puede considerarse como de afinidades kinzingíticas (FISCHER 1960 in MEHNERT 1968) y se las podría denominar «pseudokinzingitas». El prefijo «pseudo» se introduce ya que el granate no es un mineral tipomorfo y por tanto no forma parte de la paragénesis de la roca.

(*) En todas las paragénesis a las que se va a hacer referencia más adelante se encuentran siempre presentes plagioclasas y cuarzo.

Las paragénesis de granate-cordierita-biotita-sillimanita-feldespató potásico han sido ampliamente descritas en la literatura geológica y su origen se ha atribuido a diversos factores.

BARKER (1962), CHINNER (1962), WYNNE & EDWARDS et al. (1963), DE WAARD (1966), FONTEILLES & GUITARD (1968, 1969), REINHART (1968), CURRIE (1971, 1974) OKRUSCH (1971), DALLMEYER (1971, 1972), etc., son diversos autores que se han ocupado de este problema.

La paragénesis citada en opinión de aquellos autores vendría a representar al tránsito entre la facies de las anfibolitas y de las granulitas. DE WAARD (1966) la denomina subfacies biotita-cordierita-alandino y representa para este autor la zona de más baja P_t y más alta T de la facies de las granulitas de hornblenda, en el límite de estas últimas con la facies de las corneanas piroxénicas. Es un hecho admitido que esta asociación kinzingítica se origina en condiciones especiales de P y T , así como en dominios deficientes en H_2O .

A continuación se considerará la posibilidad de que hayan sido verdaderas kinzingitas las que originan las paragénesis observables en la facies de las anfibolitas con cordierita de WINKLER (1967), en las que el granate se encuentra desestabilizado.

CONTROL QUÍMICO DE LAS PARAGÉNESIS GRANATE-CORDIERITA.

Se observa que la asociación mineral kinzingítica: cordierita-granate-sillimanita-feldespató potásico-biotita, en la que se considera el granate como fase estable junto con la biotita, viola la regla de las fases, ya que en este caso $\varphi = 5$. Es decir el número de fases es mayor que el número de constituyentes inertes.

Debido que la formación de cordierita es muy sensible a variaciones en la composición total de la roca, DALLMEYER (1972) basándose en los datos de WYNNE et al. (1963) y de DE WAARD (1966), intenta demostrar en que condiciones de composición química para asociaciones de alto grado se forma cordierita, granate, o ambos minerales a la vez.

Dallmeyer muestra como la representación triangular AFM no discrimina las composiciones que corresponden a paragénesis con cordierita y granate de las que corresponden a paragénesis solamente con cordierita o con granate. En el presente estudio se observa como las composiciones de las rocas con afinidades kinzingíticas caen en la zona de incertidumbre en un triángulo AFM (Fig. 10).

El método que propone DALLMEYER (op. cit.) se basa en la relación $K_2O/K_2O + MgO + FeO$ (prop. mol.) y en la relación FeO/MgO (prop. mol.). De esta manera se pueden separar tres campos de composición que corresponden a las asociaciones: cordierita-biotita-sillimanita, granate-biotita-sillimanita y cordierita-granate-sillimanita. Por tanto para este autor es la relación K_2O relativamente a FeO y MgO la que determina la presencia o no de la última de las tres paragénesis. Debiendo ser esta proporción menor que 0.23 para que aparezca granate-cordierita-sillimanita.

Proyectando las composiciones de los gneises kinzingíticos de que se dispone en un diagrama del tipo citado (fig. 11), solamente la composición 14E caería dentro

2) En el área donde se tomó la muestra hay algunas venas graníticas; es por tanto posible que se hayan incorporado estas venas a la cantidad recogida para analizar y de esta forma habrá subido la proporción de K_2O relativamente a la de $FeO + MgO$. Si esto último es cierto el punto correspondiente a la composición 31E habría que desplazarle hacia abajo en dirección vertical con lo que posiblemente caería dentro del campo cordierita-granate, igual que la muestra 14E.

3) Otra posibilidad es que exista una desviación del modelo propuesto por DALLMEYER, y rocas con $K_2O/K_2O + MgO + FeO > 0.23$ contengan también granate y cordierita debido a que han pasado por condiciones P, T que han permitido la aparición conjunta de estos dos minerales.

La última posibilidad es poco probable ya que rocas formadas a diferentes condiciones y con distintas proporciones de MgO/FeO como son las consideradas por DALLMEYER han dado siempre bajos contenidos de potasio en relación al magnesio y hierro.

CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LA PARAGÉNESIS GRANATE-CORDIERITA. SU PASO A PARAGÉNESIS SOLAMENTE CON CORDIERITA.

Como se señala anteriormente, las asociaciones kinzingíticas con granate-cordierita-biotita-sillimanita-feldespato potásico tienen $\varphi = 5$, lo que significa que hay una fase más de las que son deducibles del número de constituyentes inertes y representables en equilibrio en los triángulos AKFM. Una explicación para este hecho es la presencia del H_2O en las reacciones de deshidratación que originan esta paragénesis, así como el papel que juega este H_2O .

Hay una serie de posibilidades de formación de esta paragénesis.

1.º Por medio de la reacción univariante:

sillimanita + biotita + cuarzo \rightleftharpoons cordierita + granate + feldespato potásico + H_2O (DE WAARD 1966; etc.).

Es una reacción progradada de deshidratación y su topología está expuesta en el triángulo «1a» de la fig. 12; mientras que los resultados están expuestos en el triángulo «2».

Esta reacción anterior señala el paso de la facies de las anfibolitas de alto grado a la de las granulitas de hornblenda. El hecho de que existan en equilibrio las fases reaccionantes y los productos de la reacción es interpretado como consecuencias del paso del H_2O de componente móvil a componente inerte, debido a que en niveles relativamente profundos de la corteza terrestre los poros existentes entre las fases minerales se cierran y el H_2O queda atrapado en estos poros, de forma que su presión y por tanto su μ_{H_2O} (potencial químico) no están controlados por condiciones externas al sistema. De esta manera el sistema es cerrado con $P_{H_2O} < P_{total}$ y es posible la existencia de una fase más en equilibrio ($\varphi = c.$ inertes) en un amplio margen de terreno. Es decir la reacción anterior se hace divariante (DE WAARD op. cit.), y la asociación de cinco fases que antes solamente existía en una isograda se encuentra ahora en una amplia banda de terreno.

AUTRAN, FONTEILLES & GUITARD (1970) proponen un modelo parecido en el

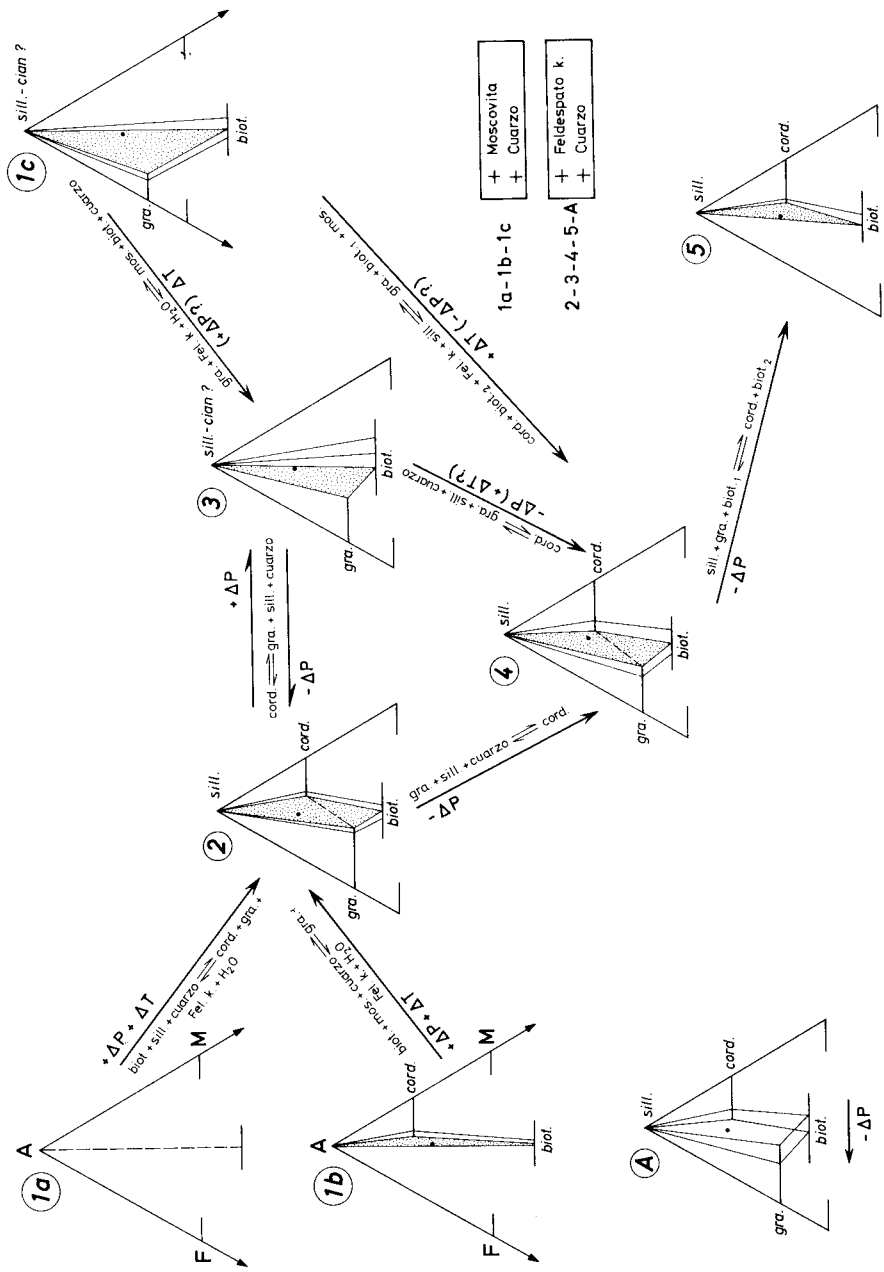
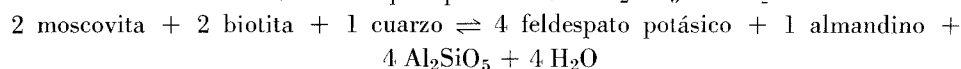
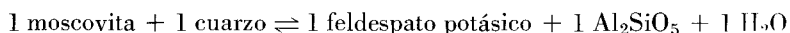


Fig. 12.—Posible evolución de las diferentes subfacies con granate y cordierita en rocas de alto grado de metamorfismo.

que suponen que en zonas profundas, sin que la porosidad sea nula, la permeabilidad es muy débil (modelo «d» pág. 707) y las presiones sólidas no se transmiten a los fluidos contenidos en los poros. Entonces $P_{H_2O} < P_{total}$ y las reacciones de deshidratación se realizan con $P_{H_2O} =$ Presión de equilibrio de la reacción anterior. A medida que aumenta la temperatura se va produciendo más H_2O , pero siempre con existencia de las fases reaccionantes y productos de la reacción presentes; es decir la reacción queda estacionada en el equilibrio univariante, desplazándose este equilibrio hacia los productos de la reacción en la medida en que aumenta la temperatura. Esto se traduce en la existencia, igual que en el caso anterior, de una fase más presente en el sistema.

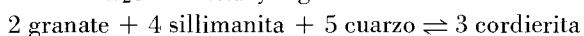
2.º Otra manera de producirse la asociación de granate-cordierita-biotita-sillimanita-feldespato potásico es a través de reacciones acopladas a la destrucción de la moscovita primaria. Estas reacciones acopladas serían:



Según DALLMEYER (1972) para que se produjera esta reacción la composición total tendría que cumplir las condiciones expuestas anteriormente ($K_2O/K_2O + MgO + FeO < 0.23$). En este caso la reacción está expuesta en la fig. 13-1 en la que se observa como se rompe la «tie line» moscovita-biotita y de esta forma entra el almandino junto con feldespato potásico a formar parte de la paragénesis. La biotita como mineral en exceso respecto a la moscovita se conserva con los productos de la reacción. El mismo autor da una relación $FeO/MgO > 1$ para que esta reacción se lleve a efecto. Sin embargo, se considera que esta relación debe depender en gran medida, de las condiciones de P_{total} y T . Según la fig. 12 esta reacción señala el paso de la subfacies «1b» a la «2», e igual que en el paso de «1a» a «2» expuesto más arriba, debe haber un aumento de la P y T para una composición química dada.

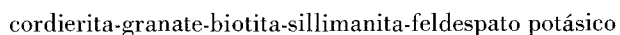
3.º Para la composición considerada anteriormente hay otra posibilidad de que se produzca esta asociación. Esta posibilidad es la representada en la fig. 12, por el paso de la paragénesis «1c» a la «3» y después a la «4».

En este caso se supone que se parte de una asociación moscovita-granate-cianita (o sillimanita) biotita («1c»). Al aumentar la temperatura y mantenerse constante la presión, o aumentar ligeramente, se producen las dos reacciones representadas en la fig. 13-2 por medio de un triángulo A'KF. Primeramente desaparece la moscovita primaria por reacción con la biotita y se rompe la «tie line» que las une. La asociación estable en «3» es biotita-granate-sillimanita-feldespato potásico. Posteriormente y como consecuencia de una disminución de la presión, aparece cordierita como fase estable en condiciones $P_{H_2O} < P_{total}$ y según la reacción divariante:



En esta reacción la biotita interviene como fase complementaria.

De esta manera se pasa de la subfacies «3» a la «4» en la que es estable la paragénesis:



4.º También existe la posibilidad de que partiendo de la asociación «1c» (granate-cianita o sillimanita-biotita) se pase a la «4» directamente por un aumento de la temperatura, con una disminución simultánea de la presión, según la reacción que sugiere las relaciones topológicas entre «1c» y «5»: granate + (biotita)₁ + moscovita \rightleftharpoons cordierita + (biotita)₂ + sillimanita + feldespato potásico.

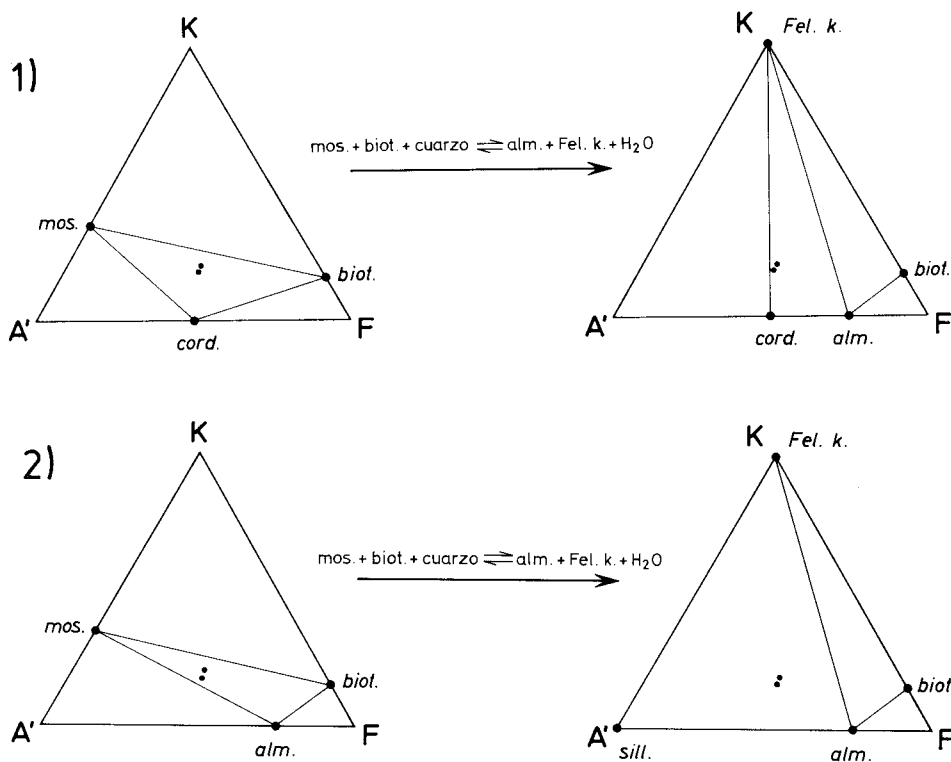
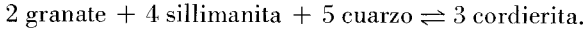


Fig. 13.—Representación A'KF de las diversas relaciones entre las fases minerales presentes inmediatamente por debajo y por encima de la isograda moscovita (—), y conectadas con la génesis de asociaciones con granate-cordierita..

Por medio de esta reacción desaparece la moscovita primaria y la proporción Mg/Fe^{2+} se redistribuye entre los tres minerales presentes: granate-cordierita-biotita. De esta manera es muy posible que los granates preexistentes fuesen más ricos en MgO , mientras que los nuevamente formados son menos magnesianos. Esta disminución del contenido en MgO se efectúa por medio de una reacción de los granates preexistentes con la biotita y la cordierita formada, estableciéndose un intercambio de Fe^{2+} y Mg y originándose una zonación de aquellos con un núcleo heredado más magnesiano y los bordes más ricos en Fe . Esta zonación será más acusada cuanto mayor sea el aumento de la temperatura y la disminución de la presión.

5.º De la misma manera se puede considerar desde un punto de vista muy especulativo la posibilidad de un camino «2» \rightarrow «3» \rightarrow «4». Es decir asociaciones con granate-biotita-sillimanita-feldespato potásico-cordierita pasan a asociaciones bio-

tita-granate-sillimanita-feldespató potásico debido a un aumento de la presión, manteniéndose prácticamente constante la temperatura. A continuación por una nueva disminución de la presión se originan otra vez paragénesis con granate-biotita-cordierita-sillimanita-feldespató potásico. En ambos equilibrios la única reacción que interviene es:



Esto podría también originar una oscilación de la zonación de los granates con bordes primeramente más magnesianos y posteriormente más ferríferos.

Hasta el momento se han analizado cinco posiciones de partida para dar lugar a la asociación «4», estas son en resumen las siguientes:

1) y 2) A partir de «1a» o bien «1b», es necesario que haya un aumento de las condiciones de P y T, es decir condiciones progradadas de metamorfismo. En este caso se produce la asociación de cinco fases: cordierita-granate-sillimanita-feldespató potásico-biotita (en condiciones $P_{H_2O} < P_{total}$) que puede evolucionar después hacia el vértice F según se muestra en la fig. 12 (Caso A).

A partir de «1c» hay dos caminos:

3) Partiendo de «1c» por metamorfismo progrado a P constante y posterior disminución de P. La evolución es «1c» → «3» → «4».

4) Partiendo de «1c» con una posible disminución de la P y un aumento de la T: evolución «1c» → «4».

5) Otro camino menos probable es a partir de asociaciones del tipo «2» con cuatro fases presentes y por tanto en condiciones $P_{H_2O} < P_t$. En condiciones de igual temperatura al aumentar la presión desaparece una fase —asociación «3»— según demuestra HENSEN (1971). Posteriormente se produce una nueva disminución de la P y quizás un aumento de la temperatura. Esta disminución de la P es más importante que la anterior, con lo que se vuelve a pasar el límite granate-cordierita (fig. 14 HENSEN 1971).

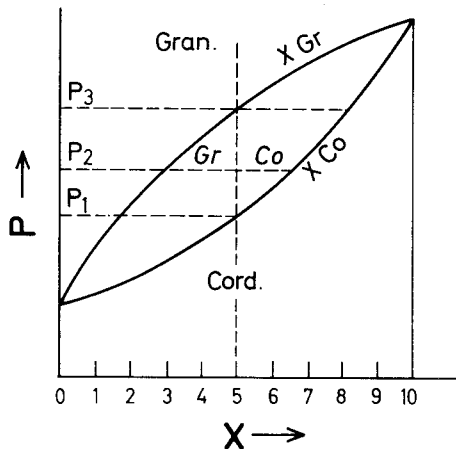


Fig. 14.—Diagrama P. X del equilibrio divariante $\text{Cord} \rightleftharpoons \text{Gran} + \text{Sill} + \text{Cuarzo}$ (HENSEN 1971).
 $X = \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$.

En cualquiera de los casos considerados la asociación que aparece es la «4»: granate-biotita-cordierita-sillimanita-feldespato potásico. Esta paragénesis a medida que disminuye la P bascula en los triángulos AFM hacia el polo F (CIINNER 1959, 1962; REINHARDT 1968; GABLE et al. 1970; OKRUSCH 1971) en la forma que se muestra en la fig. 12 caso A. Este hecho está de acuerdo con la variación del equilibrio: cordierita \rightleftharpoons granate + sillimanita + cuarzo, con la temperatura y sobre todo con la presión, como demuestran HENSEN (1971) y HENSEN & GREEN (1973).

Por otra parte al disminuir la Pt, al mismo tiempo que se desplaza, se reduce el campo de composición de las rocas en las que puede aparecer la asociación granate-cordierita-sillimanita-biotita. Esto supone que la cordierita cada vez es más ferrosa y lo mismo ocurrirá con el granate. Esta paragénesis tiene un límite de estabilidad al disminuir la presión; este límite coincide con la existencia de la cordierita de composición más rica en Fe que es posible encontrar en asociación con el granate.

De acuerdo con lo observado en la fig. 14 (para una composición y temperaturas dadas), en primer lugar y hasta P₁ solamente aparece cordierita, a continuación en un intervalo P₁-P₂ aparecerá granate juntamente con cordierita y posteriormente a partir de P₃ aparecerá granate solamente.

Cuando existe el par granate-cordierita las proporciones $X_{co} = \text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ y $X_{Gr} = \text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ disminuyen al disminuir la presión, es decir que el contenido en Fe²⁺ de estos dos minerales es inversamente proporcional a la presión. El límite inferior de existencia de estos dos minerales está representado en la fig. 14 por la línea que separa el campo en el que coexisten granate-cordierita del campo en el que solamente existe la cordierita.

En el caso del presente estudio el paso de la asociación «4» (fig. 12): granate-cordierita-biotita-sillimanita-feldespato potásico, a la asociación «5» actualmente estable: cordierita-sillimanita-biotita-feldespato potásico, debe de suponer una disminución de la P y la existencia de una reacción de paso entre el granate y la cordierita.

RELACIONES ENTRE LA TEXTURA Y LA PARAGÉNESIS MINERAL EN LAS ROCAS DE AFINI-DADES KINZINGÍTCAS.

Microscópicamente se observa que en algunos puntos la biotita presenta un hábito tabular mientras que generalmente muestra una textura lepidoblástica.

Igualmente en estas zonas hay una asociación frecuente de cordierita con cuarzo y plagioclasas. Dentro de estas últimas se encuentran relictos blindados de granate (Lám. IV, b).

La roca en estos lugares tiene gran abundancia de magnetita que constituye del 1 al 1.5 % del volumen total.

De acuerdo con estas relaciones texturales parece que el granate interviene como fase reaccionante y se producen cordierita y biotita como productos de la reacción. GABLE et al. (1970) en el metamorfismo térmico de un gneis de granate y cordierita describen la reacción:

granate + (biotita)₁ \rightleftharpoons cordierita + (biotita)₂ + magnetita + cuarzo; en la cual la biotita de neoformación muestra un cambio de coloración respecto a la biotita, preexistente. Sin embargo, en el presente estudio no se observa ningún cambio entre la

biotita lepidoblástica preexistente y la que se encuentra en nódulos asociada con el granate (Lám. IV, a).

Otra característica que manifiestan estas rocas kinzingíticas es la existencia de grandes cristales prismáticos de sillimanita que en algunos casos se encuentran rodeados por la foliación y que pueden alcanzar una anchura de 2 ó 3 mm. En otras láminas se observa una sillimanita fibrosa o prismática dispuesta paralelamente a los planos de exfoliación y de posterior formación a la descrita más arriba. Esto podría significar que el período de formación de la sillimanita es largo y comprende dos variedades texturales de la misma.

En algunos casos hay pseudomorfosis de prismas de sillimanita por cordierita (Lám. IV, c) y estas pseudomorfosis se encuentran rodeadas de biotita. Este hecho sugiere una reacción en la que participaría biotita₁ y sillimanita. De acuerdo con los datos texturales anteriormente expuestos y con los equilibrios experimentales las reacciones más probables que han tenido lugar serían aquellas en las que participan granate-sillimanita y biotita₁:

(A) sillimanita + granate + (biotita)₁ \rightleftharpoons cordierita + (biotita)₂ (CHINNER 1962).

Acoplada a la anterior ocurre:

(B) sillimanita + (biotita)₁ + cuarzo \rightleftharpoons cordierita + (biotita)₂ + magnetita + feldespato potásico (GABLE 1970).

El equilibrio a través de estas reacciones se habría completado de manera que el Fe²⁺ y el Mg se encontrarían distribuidos totalmente entre las dos fases ferromagnesianas presentes: cordierita-biotita. Esta distribución de Fe²⁺ y Mg hasta el equilibrio es muy posible que se haya efectuado a través de la fase gaseosa presente en la roca. El granate habría quedado como relicto en el caso de encontrarse incluido en las plagioclasas y por tanto no participar en la reacción. En el caso de participar en ésta el granate habría desaparecido completamente originando un agregado de cordierita y biotita.

Las dos reacciones que se han propuesto son deducibles a partir de las relaciones texturales. Por el momento no se tienen otros datos que permitan pensar con más certeza en su existencia.

Gráficamente estas reacciones están expresadas por el paso de las asociaciones «4» a la «5» y señalan el límite inferior de estabilidad de la asociación: granate-cordierita-biotita-sillimanita-feldespato potásico.

POSIBILIDAD DE EXISTENCIA DE REACCIONES UNIVARIANTES EN LA GÉNESIS DE LA ASOCIACIÓN KINZINGÍTICA.

Hasta el momento siempre se ha considerado la posibilidad de existencia de una fase más en equilibrio que las que se deducirían del número de constituyentes inertes, suponiendo condiciones deficientes de H₂O, en un sistema cerrado y siendo por tanto $P_{H_2O} < P_{total}$.

A continuación se analizan las asociaciones posibles que existirían en el caso de que se tratase de un sistema saturado en H₂O y por tanto con $P_{H_2O} \simeq P_{total}$, estando en este caso el número de fases sólidas disminuido en una unidad. También

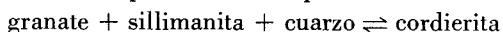
se analizará por medio de qué reacciones se puede haber formado la paragénesis actualmente estable:

biotita-sillimanita-cordierita

Se considerarán como punto de partida todas las asociaciones en las que se encuentra presente el granate sin moscovita primaria y con feldespato potásico:

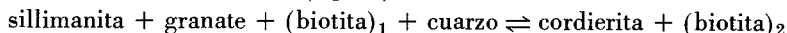
- a) Granate-cordierita-sillimanita.
- b) Granate-biotita-sillimanita.
- c) Granate-cordierita-biotita.

Situando la composición de la muestra 14E en un triángulo AKFM (fig. 15) se pueden observar las relaciones existentes entre las diversas fases. En la fig. 15-1 (caso a) se parte de la primera asociación citada. En este caso una disminución de la presión total (Pt) trae como consecuencia un desplazamiento del triángulo cordierita-granate-sillimanita hacia el vértice F del triángulo (CHINNER 1962; HENSEN 1971). Este desplazamiento se realizará por medio del equilibrio divariante:



Hasta que llega un momento en que desaparece el granate siendo sustituido por la asociación cordierita-sillimanita (fig. 15-2, caso a). Pero en realidad la asociación existente es cordierita-biotita-sillimanita que para la composición química considerada no puede ser originada a partir de la primitiva: granate-cordierita-sillimanita. Por otra parte esta asociación que se considera como punto de partida no contiene biotita, sin embargo se observan en la roca dos generaciones de biotita, una orientada de hábito lepidoblástico y otra tabular asociada con cordierita sobre la pseudomorfosis de los antiguos granates. En consecuencia la posibilidad anteriormente expuesta es rechazable ya que no se tiene en cuenta la biotita como mineral preexistente ni como producto de reacción.

Considerando como punto de partida la asociación: granate-biotita-sillimanita (fig. 15 casos b y c), una disminución de la Pt, junto con un posible aumento de la temperatura habría originado una reacción similar a la citada anteriormente para el paso de la paragénesis «3» a la «4» (fig. 12):



En la nueva paragénesis así formada hay que considerar necesariamente la presencia de biotita, como se deduce de las relaciones texturales de la roca, sin embargo esto no es posible ya que entonces se trataría de una asociación con cinco fases. Por tanto la asociación a la que conduciría la reacción citada tiene que ser granate-cordierita-biotita (fig. 15, casos b y c) que constituye la última de las tres consideradas como punto de partida. En este caso como se observa en la figura citada el campo de tres fases, al disminuir Pt, se desplaza hacia el vértice F (CHINNER op. cit.) al mismo tiempo que se contrae. Por consiguiente en una roca cuya composición se encontrase dentro de este campo (fig. 15, casos b y c) desaparece el granate según la reacción: granate + (biotita)₁ \rightleftharpoons cordierita + (biotita)₂ + feldespato potásico sin aparecer sillimanita.

Hay dos causas que impiden que sea la asociación cordierita-granate-biotita la que ha originado la actualmente observable:

- 1) La composición total de la roca estudiada cae por encima de la «tie line»

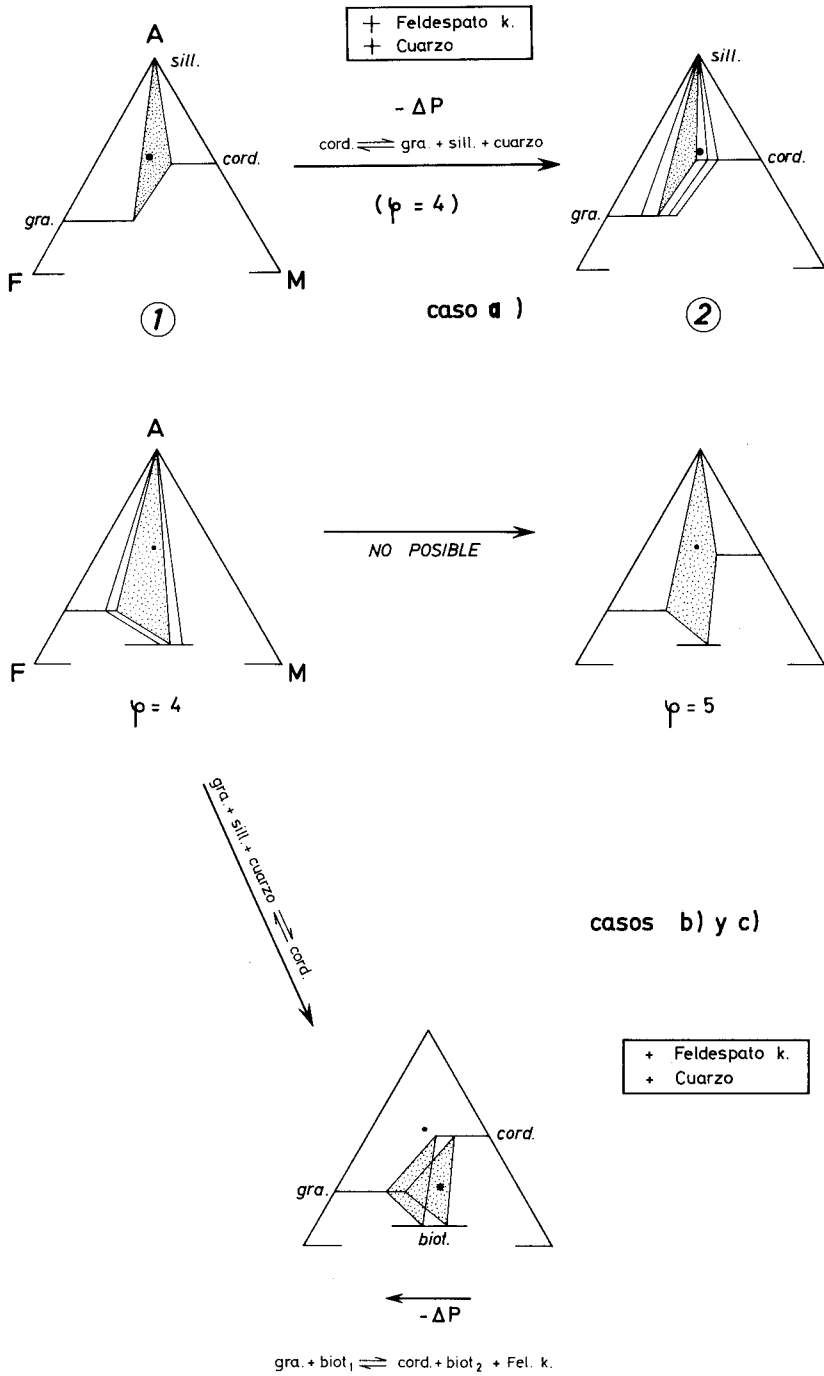
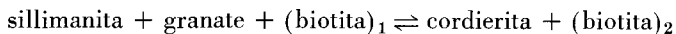


Fig. 15.—Evolución de diferentes asociaciones, solamente con cuatro fases presentes y conteniendo el par granate-cordierita. El punto representa composiciones reales observadas. La estrella es una composición teórica.

cordierita-granate, por lo que no es posible que la asociación de partida haya sido: cordierita-granate-biotita-feldespato potásico.

2) La asociación actual presenta sillimanita que no es posible que se origine a partir de la anterior.

En conclusión, la asociación a partir de la cual se ha originado la actualmente observable debía de encontrarse en condiciones de $P_{H_2O} < P_t$. Esto hace suponer que en el estado evolutivo inmediatamente anterior al actual, del cual está separado por la reacción discontinua:



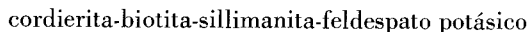
existían cinco fases en equilibrio: granate-cordierita-sillimanita-biotita-feldespato potásico; y por tanto se trataba de un gneis kinzingítico asignable a la facies de las granulitas hornbléndicas.

LOS FUNDIDOS ANATÉCTICOS EN LOS GNEISES KINZINGÍTICOS.

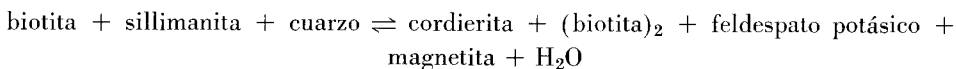
Se ha observado que en todas las asociaciones anteriormente expuestas se encuentra presente como fase el feldespato potásico, sin embargo, en la realidad este mineral está ausente o se presenta en muy pequeña cantidad. Este hecho se explica por la existencia de movilizados anatécticos de naturaleza granitoide en todo este dominio.

De acuerdo con algunos autores (AUTRAN et al. 1970), el feldespato K formado en las reacciones progradas que originan la asociación granulítica, p. ej.: $\text{biotita} + \text{sillimanita} + \text{cuarzo} \rightleftharpoons \text{cordierita} + \text{granate} + \text{feldespato potásico} + \text{H}_2\text{O}$ se incorpora a los fluidos anatécticos que se producen en ese momento. Pero en el caso presente no se piensa que esta movilización sea un fenómeno muy importante durante la formación de la paragénesis kinzingítica con granate y cordierita, sino que se cree que el proceso más importante de movilización es un fenómeno más tardío producido en condiciones de más baja P y quizás más baja T. De acuerdo con SCHEUMANN & BOCK (1961) (in MEHNERT 1968), se piensa que el proceso principal de formación de fundidos anatécticos se realiza en la facies de las anfibolitas.

En el sector estudiado, en un primer momento metamórfico se han alcanzado, en las zonas más profundas, condiciones intermedias entre la facies anfibolita y granulita y ha comenzado la génesis de productos anatécticos que se ha continuado posteriormente, llegando al climax al disminuir la P por levantamiento del orógeno y al abrirse el sistema. Es en este momento cuando se desestabilizan las asociaciones kinzingíticas y se transforman en la actualmente estable:



Es también en este momento cuando el feldespato potásico originado en la reacción:



se incorpora a los fundidos anatécticos junto con el H_2O . Estos fundidos anatécticos se producen en gran cantidad y se intruyen en niveles próximos a los de su formación, o bien ascienden a niveles superiores. Es decir la movilización se produce en

la facies de las anfibolitas con cordierita de WINKLER; mientras que la granulitización es un proceso anterior.

En resumen, parece que los procesos se han sucedido en el tiempo de la siguiente manera:

En un primer momento se formaría la paragénesis con granate y cordierita propia de la facies de las granulitas de hornblenda y a continuación un descenso de las condiciones P y ζT ? y formación de la asociación actualmente estable perteneciente a la facies de las anfibolitas con cordierita. En este momento se producen la mayor parte de los metatectos granitoides.

CONDICIONES P, T DE FORMACIÓN DE LAS PARAGÉNESIS KINZINGÍTICAS (GRANATE-CORDIERITA-BIOTITA-SILLIMANITA-FELDESPATO POTÁSICO).

Considerando esta asociación en equilibrio en las condiciones P, T, P_{H_2O} anteriormente expuestas, se puede establecer, de acuerdo con los diagramas experimentales, cuales han sido aproximadamente sus condiciones de formación (fig. 16).

El equilibrio

3 cordierita $Fe \rightleftharpoons 2$ almandino + 4 sillimanita + 5 cuarzo (RICHARDSON 1968) señala el límite inferior de existencia del par granate-cordierita, por tanto las condiciones de metamorfismo que se están investigando deben de situarse por encima de este equilibrio.

HIRSCHEBERG & WINKLER (1968) consideran para el par granate-cordierita un área de existencia comprendida entre dos rectas pasando a través de los puntos:

- a) 625°C.-5.5 Kbars. y 700°C.-6.5 Kbars.
- b) 625°C.-5.5 Kbars. y 700°C.-4.0 Kbars.

Por encima y por debajo de estas rectas solamente existiría granate o cordierita respectivamente. Pero en este caso la relación $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ es de 8 : 10 demasiado alta, comparada con la existente en este estudio (*).

De acuerdo con HENSEN (1971), RICHARDSON (1968), HIRSCHBERG & WINKLER (1968), cuanto más magnésiana sea la composición del sistema mayor tiene que ser la presión para que se produzca almandino. Esto significa que en el presente estudio el límite inferior del campo de estabilidad de los dos minerales cordierita-granate se encuentra a mayor presión que el citado por HIRSCHBERG & WINKLER,

(*) En el caso presente la relación $MgO/MgO + FeO$ de la roca total (corregida la cantidad de magnetita) es de 0.47 y 0.54 en las dos muestras analizadas. Se considera en consecuencia que oscila alrededor de 0.5.

En este trabajo no se han hecho análisis de los minerales y únicamente se puede tener una aproximación sobre la relación $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ de la cordierita a través de los cálculos petrogenéticos hechos para la situación de la composición de la roca en los triángulos ACF. En estos cálculos, una vez corregido el FeO y MgO para la magnetita y para la biotita, queda solo presente el que se encuentra en la cordierita y el granate. Ya que la cantidad de granate en la roca es muy pequeña en comparación con la de cordierita, la relación MgO/FeO existente en este momento será la máxima, correspondiente a la cordierita, y puede ser utilizada con valor orientativo. En todos los casos se encuentra una relación $MgO/MgO + FeO = 0.5$. Esto solamente debe querer decir que la composición de la cordierita actualmente presente es bastante ferrífera. En el caso en que la cordierita estaba presente juntamente con granate es posible que su composición fuese más magnésiana.

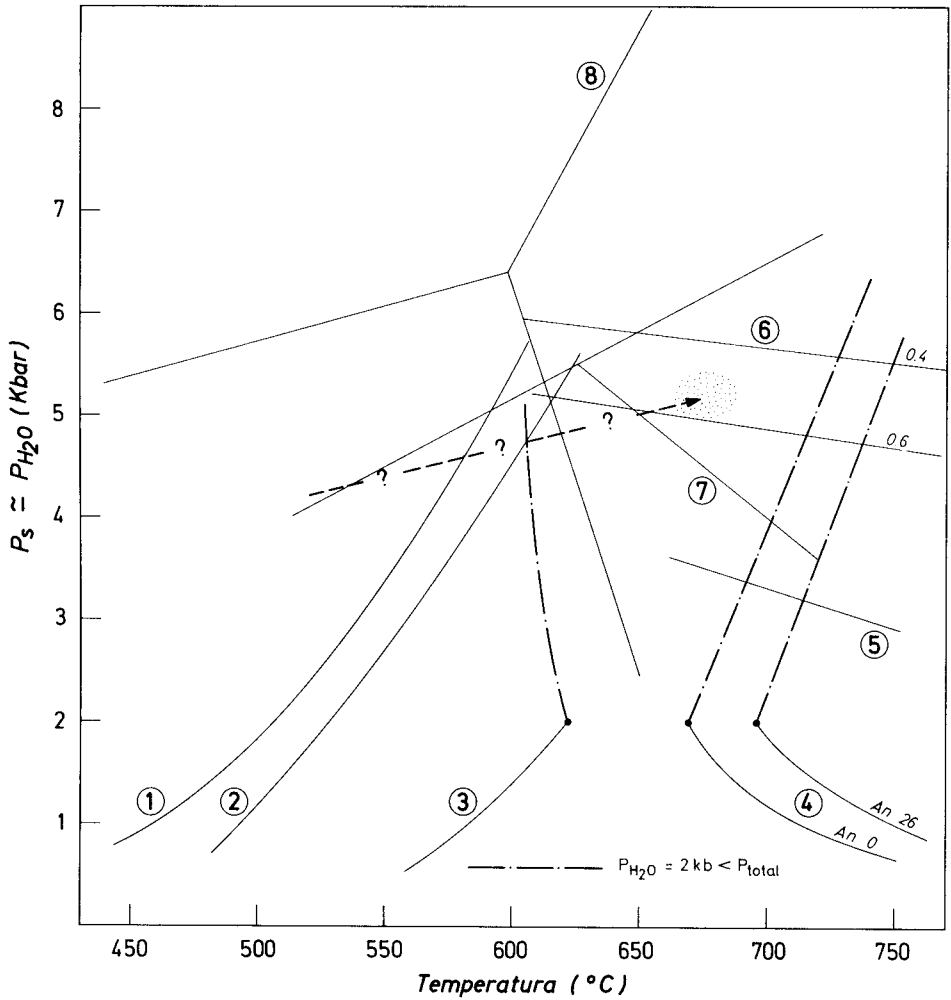


Fig. 16.—Equilibrios: (1) Clorita + And. + Cuarzo = Cordierita + H_2O (SEIFERT & SCHREYER 1970); (2) Clor. + Mosc. + Cu. = Cord. + Biot. + H_2O (SEIFERT 1970); (3) Mosc. + Cuar. = Al_2SiO_5 + Feld. K. + H_2O (ALTHAUS et al. 1970); (4) Curvas de fusión mínima del granito (TUTTLE et al. 1958; WINKLER 1970); (5) 3 cord. Fe = 2 almand. + 4 sill. + 5 cuar. (RICHARDSON 1968); (6) Id. Id. para $FeO/FeO + MgO = 0,4 - 0,6$ (CURRIE 1971); (7) Equilibrio Granate-Cordierita (HIRSCHBERG & WINKLER 1968); (8) Triple punto Al_2SiO_5 (ALTHAUS 1967). Los equilibrios para $P_{H_2O} = 2Kb < P_t$ según TOURET (1971).

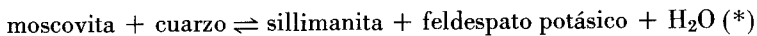
siendo el de estos autores otro acotamiento inferior a mayor presión que el de RICHARDSON (op. cit.).

Mayor información pueden proporcionar los equilibrios dados por CURRIE (1971), que están realizados a partir de un gel de composición estequiométrica igual que la cordierita, en el cual se han variado las proporciones $FeO/FeO + MgO$. Como se muestra en la fig. 16 se establecen varios equilibrios entre el par granate-cordierita y la cordierita, según varíe la anterior relación $FeO/FeO + MgO$.

En la fig. 16 y basándose en los datos de CURRIE (op. cit. pp. 221), se han calculado los equilibrios para valores de 0.4-0.3 de la anterior relación. Puesto que en presente estudio esta relación es aproximadamente 0.5, los dos equilibrios para 0.4 y 0.6 limitan superior e inferiormente las condiciones físicas de formación de la paragénesis kinzingítica.

De acuerdo con estos datos, las condiciones de formación de esta paragénesis deben ser de una temperatura mínima de 660°C. a 700°C. y una presión mínima de 5 a 5,5 Kbars. (en condiciones deficitarias en H₂O y P_{H₂O} < P_t).

La ausencia de moscovita primaria y de fundidos anactéticos en esas condiciones puede ser explicada por las condiciones de P_{H₂O} < P_t que modifican el equilibrio de la reacción:



Este equilibrio se transforma en otro de pendiente negativa ya que en este caso P_{fluidos} = P_{H₂O} ≠ P_{sólido}. Entonces:

$$\frac{\delta P_s}{\delta T_{P_t}} = \frac{\Delta S}{\Delta V_s} = \frac{\Delta S}{\Delta V} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta V_s} = \frac{dP}{dT} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta V_s} \quad (\text{ALTHAUS, 1968 in TOURET, 1971})$$

Donde: ΔS = variación de entropía reaccional; ΔV_s = variación de volumen molar de las fases sólidas. Ya que se trata de una reacción de deshidratación ΔV es positivo, mientras que ΔV_s es generalmente negativo; luego en un diagrama $P = f(T)$, a una presión de los fluidos ($P_f = P_{H_2O}$) dada, la pendiente de las curvas de equilibrio será de signo contrario al que tendría para $P_f = P_{H_2O} = P_t$, y en este caso concreto está pendiente será negativa.

Igualmente ocurre con los equilibrios para el comienzo de la anatexis (WINKER 1970) en los que las curvas de pendiente negativa toman una pendiente positiva a partir del punto donde $P_{H_2O} < P_t$. (fig. 16). Estas condiciones originan un área sin moscovita primaria y sin fundidos anactéticos que es observable sobre el terreno.

CONCLUSIONES

CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO EN ROCAS PELÍTICAS Y PSAMÍTICAS.

A) Solamente se encuentra caracterizada una serie de subfacies que se suceden en un metamorfismo progresivo (figs. 17 y 18) y dentro de una serie de zonas

(*) Ciertamente este equilibrio en estas condiciones de $P_{H_2O} < P_t$ y en un sistema cerrado no supone la desaparición de moscovita, sino que ésta existiría sobre una amplia superficie junto con feldespato potásico. Pero, posteriormente, al producirse la asociación granate-cordierita debería desaparecer la moscovita por medio de alguna de las reacciones anteriormente consideradas. Esto es necesario para que se cumplan la regla de las fases de KORZHINSKII ($\varphi \leq \text{inertes}$). Estas condiciones originan un área sin moscovita primaria y sin fundidos anactéticos que es observable en determinadas partes sobre el terreno.

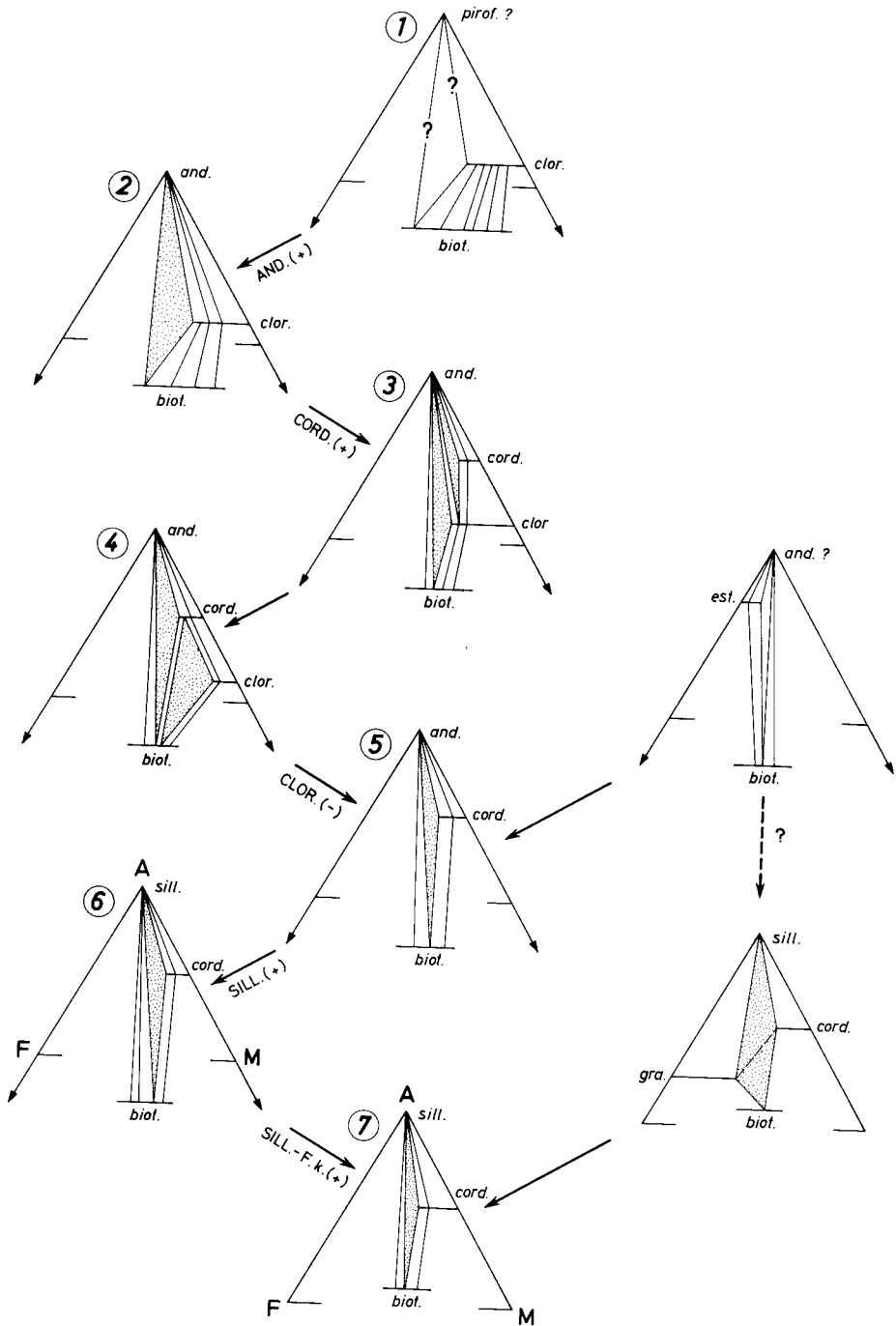


Fig. 17.—Series de subfacies metamórficas en las rocas pelíticas del NW de la provincia de Salamanca.

bien definidas que son: clorita → biotita → andalucita - cordierita → sillimanita → feldespato potásico.

B) La entrada de la isograda andalucita-cordierita coincide prácticamente con la clorita (—).

C) Solamente en un lugar se observa una asociación granate-estauroлита. Este último mineral se encuentra como relicto en pseudomorfosis de clorita y moscovita.

D) Las asociaciones de la zona de la andalucita parecen localmente superponerse a otras en las que existía estauroлита, que no es un mineral estable en las nuevas condiciones.

E) La sillimanita aparece por primera vez en el curso del metamorfismo progresivo junto con moscovita primaria (Isograda sillimanita no cartografiable). Esta sillimanita se encuentra asociada, en relaciones de contacto, con andalucita relicta metaestable de la cual deriva.

La sillimanita, en este dominio se presenta, unicamente como fibrolita y parece estar ligada espacialmente a los bordes de los granitos.

F) La asociación sillimanita-feldespato potásico coincide con la aparición de sillimanita prismática en mayor abundancia que la fibrolita.

FACIES PIZARRAS VERDES ← — — — — — → FACIES ANFIBOLITAS

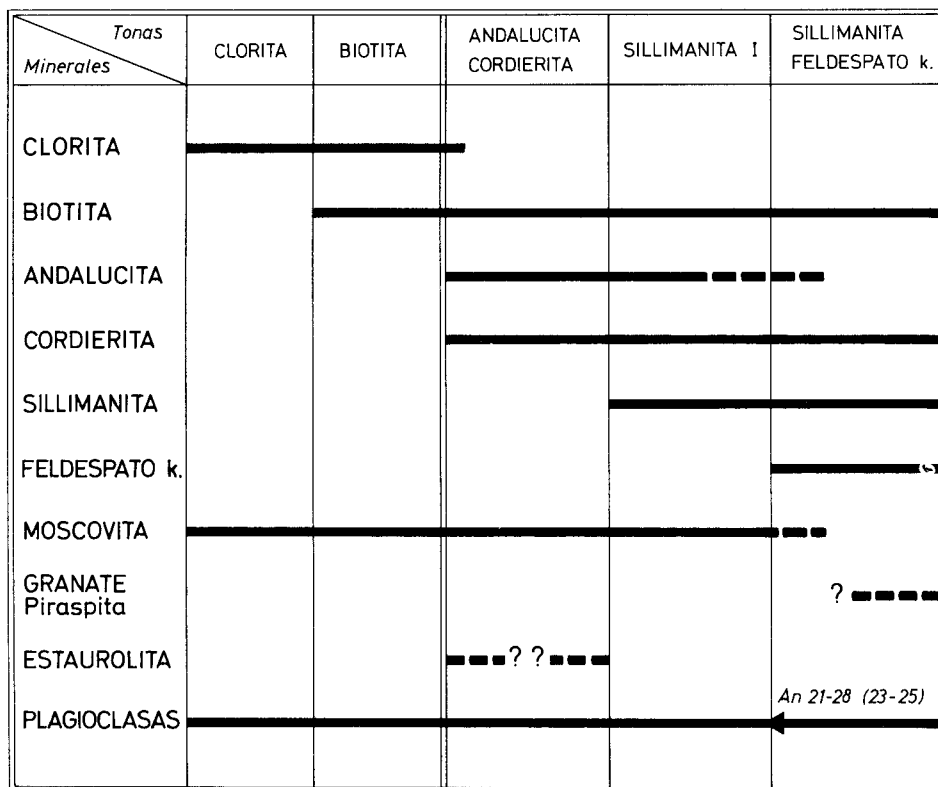


Fig. 18.—Cambios mineralógicos progresivos de las rocas pelíticas del NW de Salamanca.

G) La asociación sillimanita-feldespatos potásico puede ser estable con moscovita primaria a través de una banda de terreno sin movilizados anatéticos.

H) La aparición de la asociación sillimanita-feldespatos potásico (microclina) en unos casos precede, y en otros es simultánea al comienzo de la migmatización.

I) La presencia de gneises de afinidades kinzingíticas que presentan la asociación sillimanita-feldespatos potásico-biotita- (granate)-cordierita, con granate desestabilizado y relicto incluido en las plagioclasas, supone la anterior existencia del par estable granate-cordierita.

CONDICIONES Y TIPO DE METAMORFISMO

De acuerdo con los datos anteriores y con la ayuda de un diagrama de P-T en el que están situados los equilibrios minerales experimentales, se puede deducir cuales han sido las condiciones de P-T del metamorfismo y por tanto el tipo del mismo.

Hay tres hechos fundamentales:

1) La ausencia de estaurolita en asociación con andalucita y cordierita sitúa el metamorfismo por debajo de tres Kbars aproximadamente y dentro de un rango de temperaturas comprendido entre 500-600°C.

2) La existencia de moscovita primaria juntamente con sillimanita antes de la aparición de feldespatos potásico, significa que se cruza el límite andalucita-sillimanita antes de entrar en la zona sillimanita-feldespatos potásico, es decir antes de cruzar el equilibrio: moscovita + cuarzo \rightleftharpoons sillimanita + feldespatos potásico + H₂O.

La existencia de una zona con sillimanita-feldespatos potásico unas veces acompañada por fundidos anatéticos y otras veces en ausencia de los mismos, conteniendo en ambos casos plagioclasas An₂₃₋₂₅, significa que dentro del rango de temperaturas comprendido entre 660° y 680°C se está en las proximidades del punto donde se cortan los equilibrios: moscovita + cuarzo \rightleftharpoons sillimanita + feldespatos potásico + H₂O y la «curva de mínimo punto de fusión para gneises de An₂₆» (WINKLER 1970).

En resumen, las condiciones en el «estadio final del metamorfismo» son: Presiones ligeramente superiores a los 3.5 Kbars e inferiores a 4 Kbars para condiciones de P_{H₂O} = P_t y temperaturas entre 660 y 680°C (fig. 19).

Estas condiciones corresponden a un metamorfismo de baja presión tipo andalucita-sillimanita de MIYASHIRO (1961); es similar al que existe en los cinturones de Abukuma y Ryoke (Japón) y también en Nueva Gales del Sur (Australia) (MIYASHIRO, op. cit.). Igualmente corresponde al tipo «Japón» de metamorfismo de HIETANEN (1967).

De acuerdo con los datos de WINKLER (1967) y basándose en ZWART, sería de una presión ligeramente superior al metamorfismo «tipo Bosost» de los Pirineos Centrales.

En el macizo herciniano de la Península Ibérica BARD (1969) describe un metamorfismo muy similar, aunque de gradiente ligeramente inferior, en la Sierra de Aracena, SW de España.

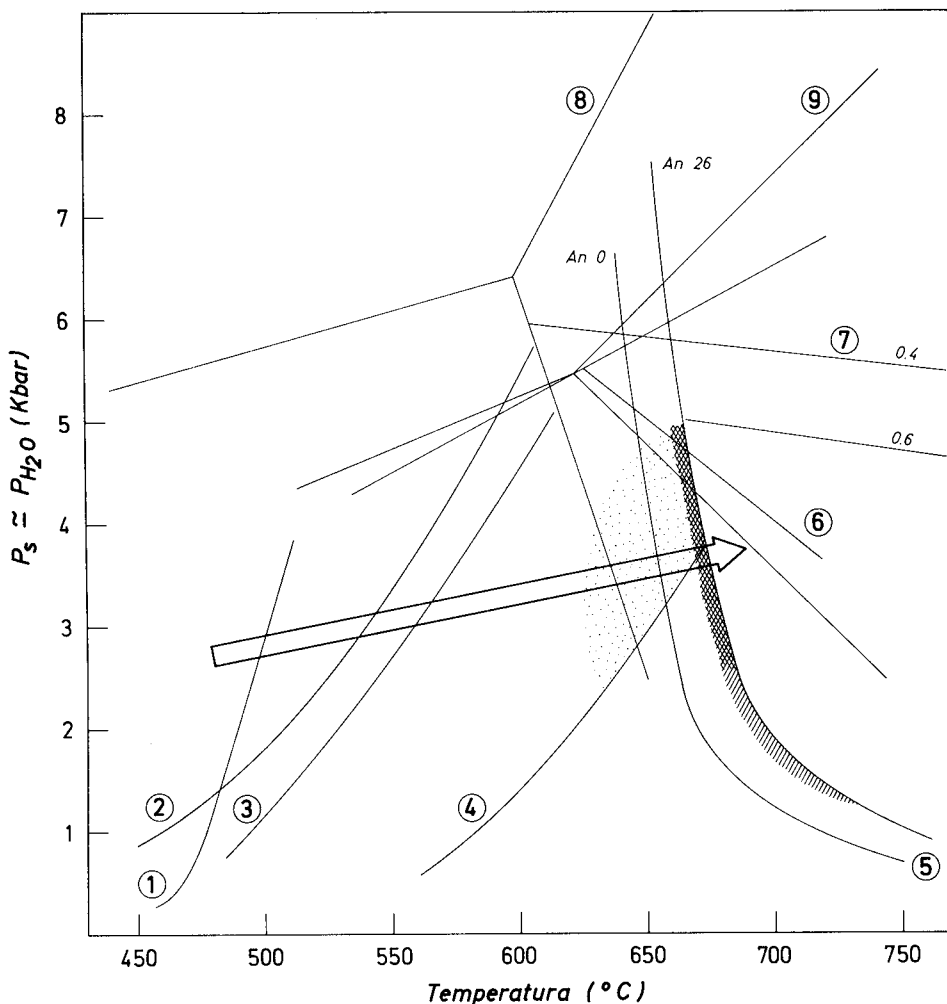


Fig. 19.—Equilibrios: (1) 2 pirofilita = 1 andalucita + 3 cuarzo + 1 H₂O (ALTHAUS, 1969); (2) Clor. + And. + Cuar. = Cord. + H₂O (SEIFERT & SCHREYER 1970); (3) Clor. + Mosc. + Cuar. = Cord. + Biot. + H₂O (SEIFERT 1970); (4) Mosc. + Cuar. = al₂SiO₅ + Feld K. + H₂O (ALTHAUS et al. 1970); (5) Curvas de fusión mínima de granito (TUTTLE et al. 1958; WINKLER 1970); (6) Equilibrio granate-cordierita (HIRSCHBERG & WINKLER 1968); (7) 3 cord. = 2 almand. + 4 sill. + 5 cuar. para FeO/FeO + MgO = 0.4 — 0.6 (CURRIE 1971); (8) Triple punto Al₂SiO₅ (ALTHAUS 1967); (9) Id. Id. (RICHARDSON et al. 1968).

CAPDEVILA (1969) cita en el NE de Galicia un metamorfismo con andalucita, de presión más elevada. Igualmente OEN I. SOEN (1970) cita en el Centro-Norte de Portugal metamorfismos con estauroлита-andalucita, por tanto de presión algo superior al presente. FLOOR (1966) describe un metamorfismo similar al de la zona considerada en Galicia Occidental. UGIDOS & MARTÍNEZ (1973) describen un metamorfismo parecido al Este de Plasencia (Cáceres) y FUSTER & MORA PEÑA (1970) han citado asociaciones minerales similares en las Cañadas (Sistema Central).

SIGNIFICADO DE LA SUBFACIES CON GRANATE-ESTAUROLITA Y DE LAS ASOCIACIONES KINZINGÍTICAS: EL PROBLEMA DE LA EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL METAMORFISMO.

La presencia en el área estudiada de asociaciones estaurolita-granate, supone condiciones de P más elevadas de las deducidas anteriormente. La presencia localizada de esta asociación (base de las cuarcitas de edad Arenig en el W de Vilarinho dos Galegos) podría inducir a pensar en sobrepresiones locales (PORTUGAL FERREIRA com. pers. 1974); estas sobrepresiones podrían encontrarse en relación con la presencia del nivel cuarcítico. Contra esta hipótesis está al hecho de que se encuentran otras pseudomorfosis de estaurolita por andalucita y biotita posteriores, y estas asociaciones se presentan en diferentes lugares, en los que posteriormente solo es estable la andalucita. Por otra parte, RIBEIRO (com. pers. 1973) ha hallado asociaciones con granate-staurolita en otros lugares de Tras-Os-Montes Oriental al Norte del área estudiada. Esto significa que es muy probable la existencia de un metamorfismo de más alta presión al que se superpone posteriormente uno de presión intermedia.

La presencia de gneises kinzingíticos en un momento metamórfico anterior, como se ha demostrado más arriba, sugiere presiones y temperaturas mínimas entre 660°-700°C. y 5-5.5 Kbars en condiciones deficitarias en H₂O (P_{H₂O} < Pt). Estas condiciones no son las de la asociación actualmente estable en facies anfibolitas con cordierita, sino que corresponden a un metamorfismo en tránsito entre facies anfibolíticas y granulíticas.

En la fig. 16 se ha situado el posible gradiente de este metamorfismo, considerando la subfacies granate y estaurolita, junto con las kinzingitas como pertenecientes a una misma serie. En el caso de que esta hipótesis sea cierta, el metamorfismo más antiguo sería, al menos, similar a la suite A, descrita por CAPDEVILA (1969) en el Norte de Galicia y corresponde a un tipo intermedio de metamorfismo de baja P algo superior al descrito por GREEN (1963) en el Norte de New Hampshire.

En concreto se puede afirmar que existen dos tipos de metamorfismo: El primero de mayor presión que el segundo, correspondiendo a este último la mayor parte de las asociaciones observables en el área estudiada.

EVOLUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DEL METAMORFISMO:

Situando en el mapa las zonas en las que parecen existir pseudomorfosis de estaurolita, se ha hecho un intento de una validez limitada para ver que disposición espacial tendrían las isogradas correspondientes al primer tipo de metamorfismo de presión relativamente elevada. Si la reconstrucción es correcta, las isogradas se sitúan paralelas a la zona actual de la sillimanita-feldespato potásico, esta zona constituiría el núcleo térmico del metamorfismo. La disposición de este núcleo sería la de un domo térmico alrededor de una zona en la que se encuentra el complejo gneísico (fig. 8). Esta sería la situación de las isogradas antes de la 3.^a fase de deformación, ya que del análisis de las reacciones entre la blastesis mineral y la deformación se deduce que la paragénesis granate-staurolita así como el granate en los gneises kinzingíticos son siempre anteriores a la 3.^a fase y posteriores a la 1.^a.

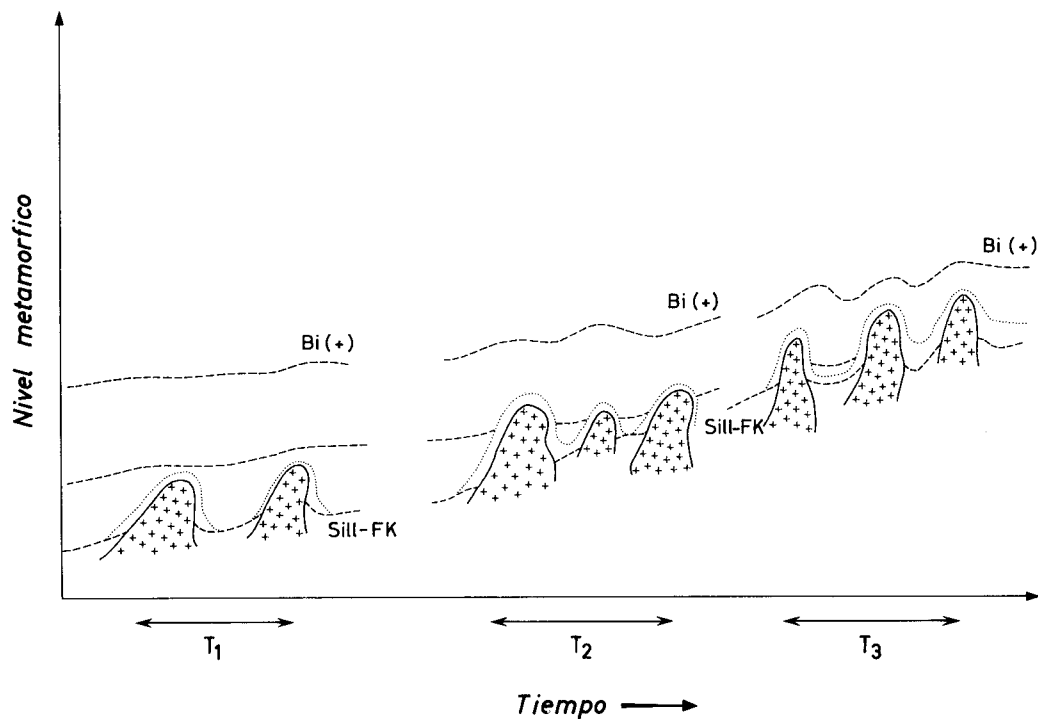


Fig. 20.—Evolución de las isogradas en relación con el emplazamiento de los granitoides, considerando tres momentos sucesivos: T₁, T₂, T₃.

Posteriormente a esta primera fase de metamorfismo y anteriormente a la 3.^a fase de deformación se intruyen granitos monzoníticos y granodioritas que en sus proximidades modifican el gradiente térmico y causan las paragénesis pretectónicas con cordierita-andalucita. Es en las aureolas de estos granitos donde se desestabilizan las paragénesis con estauroлита (*) (fig. 20-T₁).

Casi simultáneamente a estos acontecimientos el núcleo térmico se ensancha y va englobando las zonas metamórficas anteriores (fig. 20-T₂ y 21-x), al mismo tiempo que los productos paligenéticos recalentados se intruyen en niveles aún superiores (fig. 21-z). Simultáneamente el conjunto se eleva, como demuestra la disminución de P en zonas profundas. En este momento al disminuir la P y abrirse el sistema para el H₂O, se alcanza el clímax en la génesis de movilizados anatécnicos y se produce la principal masa de granitos a partir de los materiales favorables para su génesis del complejo gneísico.

En el último estadio las zonas de baja P han solapado casi completamente a las anteriores, que sólo quedan preservadas en algunos lugares relativamente aislados o

(*) Fenómenos similares se observan en Galicia causados por las «granodioritas precoces». Un ejemplo es el descrito por VAN MEERBEKE et al. (1973) en las provincias de Orense y Pontevedra. Igualmente R. CAPEDELA (com. pers. 1973) encuentra casos similares en el N de la provincia de Lugo.

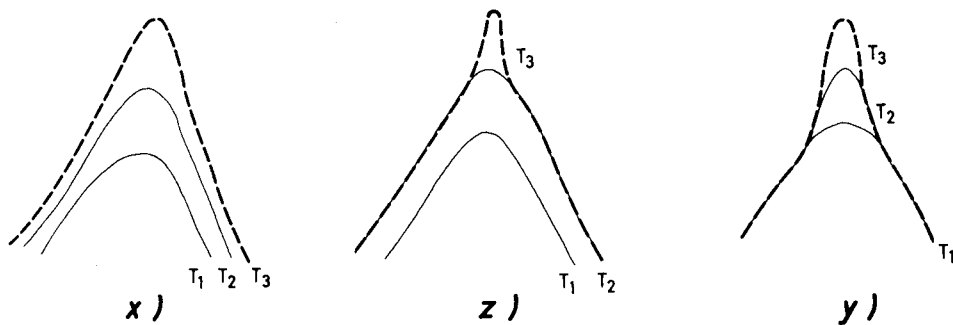


Fig. 21.—Evolución de una misma isograda según diversos modelos deducidos del área estudiada. Se consideran tres momentos sucesivos en la evolución T_1 , T_2 y T_3 . En trazos discontinuos viene representado el estado final.

alejados de los contactos de los granitos y de la influencia térmica tardía del domo (fig. 20- T_3 y 22).

Independientemente los granitos palingenéticos suben más rápidos que el foco térmico que les origina, modificando las isogradas en su entorno y cortándolas en un proceso continuo de «telescoping» (fig. 21-y).

¿METAMORFISMO PLURIFACIAL O POLIMETAMORFISMO?

De acuerdo con los datos anteriormente expuestos no hay ninguna razón para pensar en un metamorfismo anterior al Hercínico.

Las paragénesis más antiguas de presión más elevada (estauroлита-granate) se puede demostrar perfectamente que son posteriores a la 1.^a fase de deformación y anterior a la 3.^a, ambas de edad Hercínica.

La asociación kinzingítica podría suponer mayor problema, ya que aunque la cordierita es post-tectónica, no se puede afirmar lo mismo del granate relicto. En este caso podría pensarse en una edad pre-hercínica para el metamorfismo que causa la primitiva paragénesis kinzingítica. En contra de esta hipótesis está el hecho de que también existe granate en el borde de las tonalitas que se encuentran en contacto con los gneises kinzingíticos. Esto posiblemente significa que en el momento de producirse el metamorfismo que causa la aparición del granate ya se encontraban emplazadas las tonalitas. Estas rocas se sabe que constituyen los precursores de la serie calcoalcalina, datada en varios lugares de la Península Ibérica y cuya edad es hercínica, en consecuencia este metamorfismo sería también de edad hercínica.

Se puede concluir que igual que ha sido observado en diversos puntos de la Península (BARD et al. 1971) el metamorfismo hercínico es polifásico y plurifacial, caracterizado por un progresivo descenso de la presión de forma que las facies metamórficas más tardías son las de más baja presión; este hecho se interpreta como debido al progresivo levantamiento del orógeno y de los focos térmicos causantes del metamorfismo.

En la zona estudiada es evidente que este metamorfismo es el resultado de la suma de dos fuentes de calor:

A) Producido por un núcleo térmico que debía estar constituido en su mayor parte por una masa de gneises bandeados y glandulares y en el cual se encuentra actualmente una gran acumulación de granitos palingenéticos de dos micas.

Los gneises constituirían un zócalo con facies mineralógicas de alta temperatura a través del cual ascenderían con mayor velocidad las isogeotermas; es decir el complejo gneísico causa un efecto de zócalo a su alrededor (FONTEILLES & GUITARD 1964).

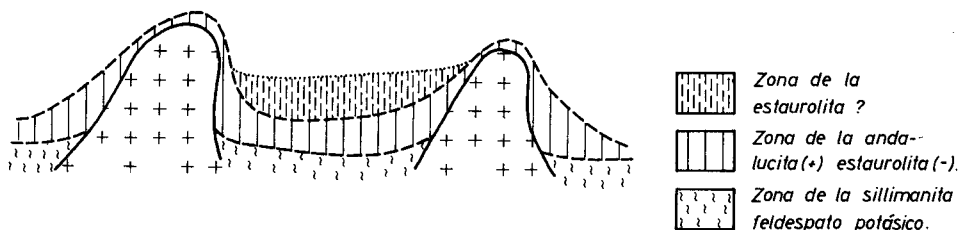


Fig. 22.—Solapamiento de la antigua zona de la estaurólita por la andalucita de origen posterior.

B) Los granitos de tendencia calcoalcalina pre a sintectónicos con la 3.^a fase cuyo efecto térmico de contacto se suma al efecto de zócalo. Esta influencia de los granitos es ligeramente posterior a un estadio metamórfico en el que ya se había desarrollado estaurólita y granate que han sido desestabilizados posteriormente por la influencia térmica del mismo granito.

BIBLIOGRAFIA

- ALTHAUS, E. (1967).—The triple point andalucita-sillimanite-kyanite. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 16, pp. 29-44.
- . (1969).—Das system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle untersuchungen und folgerungen für die petrogenese der metamorphen gesteine. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 111, pp. 74-161.
- , NITSCH, K. H., KATOTKE, E. & WINKLER, H. G. F. (1970).—An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *N. Jb. Miner. Mh.*, vol. 7, pp. 325-336.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M., & GUITARD, G. (1970).—Relations entre les intrusions de granitoides, l'anatexie 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. France*, Série 7, vol. XII, pp. 673-731.
- BARD, J. P. (1969).—Le métamorphisme régional progressif de la sierra d'Aracena (Andalousie Occidentale). Thèse, Fac. Sciéncés. Montpellier, 397 pp.
- BARD, J. P., CAPDEVILA, R. & MATTE, P. (1970).—Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 270, pp. 2630-2633.
- BARKER, F. (1961).—Phase relations in cordierite-garnet-bearing Kinsman quartz-monzonite and the enclosing schist, Lovewell Mountain quadrangle, New Hampshire. *Am. Miner.*, vol. 46, pp. 1166-1176.
- BRINK, A. H. (1960).—Petrology and ore geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, northern Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 43, pp. 5-143.

- CAPDEVILA, R. (1969).—Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). Thèse, Univ. Montpellier, 430 pp.
- CARMICHAEL, D. M. (1970).—Intersecting isograds in the Whetstone Lake Area, Ontario. *Jour. Petrol.*, vol. 11, pp. 147-181.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—Noticia sobre una Carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. *Serv. Geol. Portugal*, 28 pp.
- CHINNER, G. A. (1959).—Garnet-cordierite paragenesis. *Carnegie inst. Wash. Year Book* n.º 58, pp. 112-113.
- (1961).—The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *Jour. Petrol.*, vol. 2, pp. 312-322.
- (1962).—Almandine in the thermal aureoles. *Jour. Petrol.*, vol. 3, pp. 312-322.
- (1966).—The significance of aluminium silicates in metamorphism. *Earth. Sc. Rev.*, vol. 2, pp. 11-26.
- CURRIE, K. L. (1971).—The reaction 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 3, pp. 215-226.
- (1974).—A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 44, pp. 35-44.
- DALLMEYER, R. D. (1972).—Compositional controls on cordierite bearing assemblages in High grade regional metamorphism. 24 th Inter. Geol. Congress, Montreal, sec. 2, pp. 52-63.
- & DODD, R. T. (1971).—Distribution and significance of cordierite in paragneisses of the Hudson Highlands, South eastern New York. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 33, pp. 289-308.
- DAY, H. H. (1973).—The high temperature stability of muscovite plus quartz. *Am. Miner.*, vol. 58, pp. 255-262.
- DEN TEX, E. (1966).—Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. *Leid. Geol. Meded.*, vol. 36, pp. 211-222.
- & FLOOR, P. (1971) A synopsis of the geology of Western Galicia. *Inst. Français Pet., Hist. Struct. Golfe Gascogne*, pp. 9, Ed. Technip, Paris.
- ESKOLA, P. (1939).—Die Entstehung der Gesteine (In Barth-Correns-Eskola), J. Springer, Berlin.
- EVANS, B. W. (1965).—Application of a reaction rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Science*, vol. 263, pp. 647-667.
- FLOOR, P. (1966).—Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: the Galñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leid. Geol. Meded.*, vol. 36, pp. 1-203.
- FONTEILLES, M. & GUITARD, G. (1964).—L'effect de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, vol. 258, pp. 4299-4302.
- & ——— (1968).—Le comportement de l'eau dans les roches métamorphiques catalonales des Pyrénées et son influence sur les associations minérales des paragneiss d'origine pelitique, en particulier des kinzingites. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 267, pp. 1133-1135.
- FRANCIS, G. H. (1956).—Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism. *Geol. Mag.*, vol. XCIII, pp. 353-368.
- FUSTER, J. M. & MORA PEÑA, M. (1970).—El carácter del metamorfismo en el macizo de la Cañada, (Sistema Central Español). *Est. Geol.*, vol. 26, pp. 317-321.
- GABLE, D. J., SIMS, P. K. & WEIBLEN, P. W. (1970).—Thermal metamorphism of cordierite-garnet-biotite gneiss. Front Range, Colorado. *Jour. Geol.*, vol. 78, pp. 661-685.
- GREEN, J. C. (1963).—High-level metamorphism of pelitic rocks in Northern New Hampshire. *Am. Miner.*, vol. 48, pp. 991-1023.
- GUIDOTTI, C. V. (1963).—Metamorphism of pelitic schists in the Bryant Pont quadrangle, Maine. *Am. miner.*, vol. 48, pp. 772-791.
- (1968).—Prograde muscovite pseudomorphs after staurolite in the Rangeley—Oquosoc Areas, Maine. *Am. Miner.*, vol. 53, pp. 1368-1376.
- GUITARD, G. (1965).—Associations minérales, subfacies et types de métamorphisme dans les micaschistes des massifs du Canigou et de la Carança. *Bull. Soc. Geol. France.*, serie 7, vol. VII, pp. 356-382.
- (1970).—Le métamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Memoires BRGM.*, n.º 63, 353 pp.
- HENSEN, B. J. (1971).—Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 33, pp. 191-214.

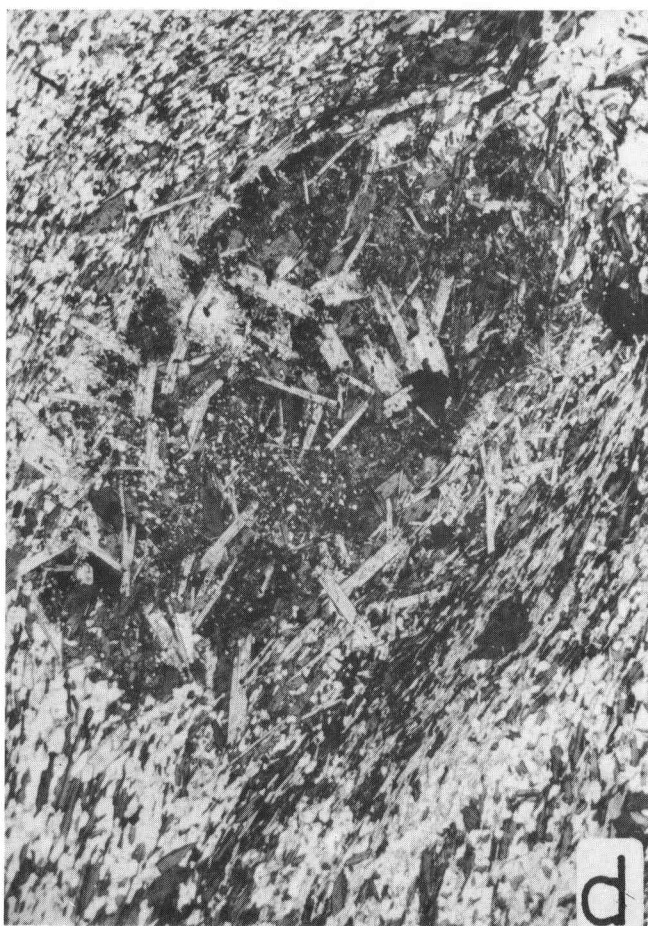
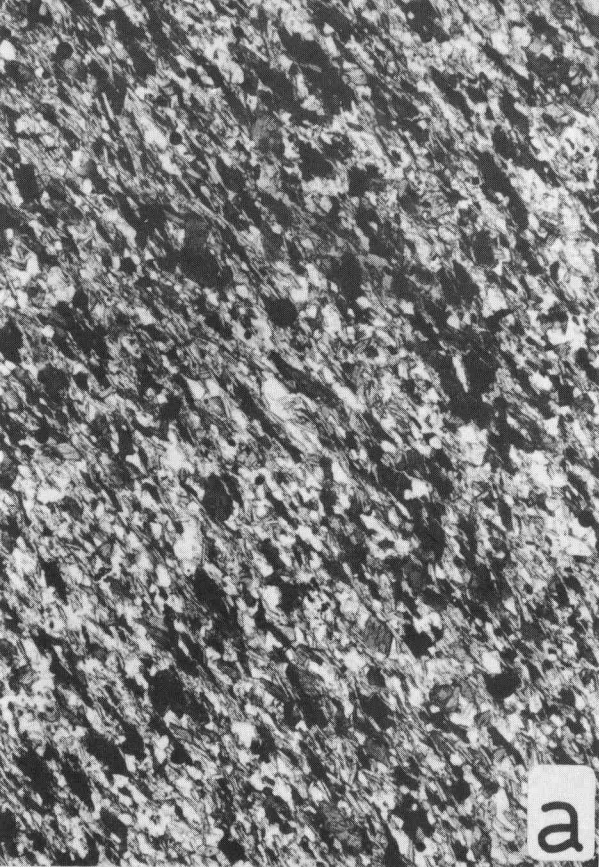
- HENSEN, B. J. & GREEN, D. H. (1973).—Experimental study of the stability, of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III Synthesis of experimental data and geological applications. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 38, pp. 151-166.
- HESS, P. (1969).—The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 24, pp. 191-207.
- HIETANEN, A. (1967).—On the facies series in various types of metamorphism. *Jour. Geol.*, vol. 75, pp. 187-214.
- HIRSCHBERG, A. & WINKLER, H. G. F. (1968).—Stability relations between chlorite, cordierite and almandite during metamorphism. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 18, pp. 17-42.
- HOSCHEK, G. (1967).—Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 14, pp. 123-162.
- (1969).—The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 22, pp. 208-232.
- HUTCHEON, I., FROESE, E. & GORDON, T. M. (1974).—The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay Complex, N. W. T. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 44, pp. 29-34.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972).—Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- KERRICK, D. M. (1968).—Experiments on the upper stability of pyrophyllites at 1.8 and 3.9 Kbr. water pressure. *Am. J. Science*, vol. 266, pp. 204-214.
- KORZHINSKI, D. A. (1957).—Base physico-chimique de l'analyse des paragenèses de minéraux. *Ed. de l'Acad. des Sciences de l'URSS*. (Trad. BRGM 2294).
- LAL, R. K. (1969).—Retrogression of cordierite to kyanite and andalusite at Fishtail Lake, Ontario, Canadá. *Miner. Mag.*, vol. 37, pp. 466-471.
- LOTZE, F. (1945).—Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, n.º 6, pp. 78-92. (Traducido por J. M.ª Ríos: Observaciones respecto a la división de los variscidos de la Meseta Ibérica. *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166.
- MARTÍNEZ, F. J. (1974).—Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero. (provincias de Salamanca y Zamora). Tesis Doctoral, Fac. Ciencias, Universidad de Salamanca, 286 pp.
- et al. (in litt.).—Estudio estructural del área metamórfica del Oeste de la provincia de Salamanca. *Brev. Geol. Astur.*, Oviedo.
- MATTE, Ph. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Labor. Geol. Fac. Sciences Grenoble*, vol. 44, pp. 1-128.
- MEHNERT, K. R. (1968).—Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Pub. Co., 393 pp., Amsterdam.
- MIYASHIRO, A. (1961).—Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.*, vol. 2, pp. 277-311.
- (1973).—Metamorphism and metamorphic belts. Ed. George Allen & Unwin Ltd. 492 pp., London.
- OEN I. SOEN (1970).—Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España*, vol. LXXXI-II-III, pp. 271-298.
- OKRUSCH, M. (1971).—Garnet-cordierite-biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 32, pp. 123-137.
- PARGA PONDAL et al. (1967).—Carta geológica del Nord-Ouest de la península Ibérica (hercynien et antéhercynien). *Serv. Geol. Portugal*, 1.ª edición, Lisboa.
- PORTUGAL V. FERREIRA (1965).—Geología e petrología da regio de Rebordelo-Vinhais. *Rev. Fac. Sciences Univ. Coimbra*, vol. 36, 287 pp.
- PRIEM, H. N. A. (1962).—Geological, petrological and mineralogical investigations in the Sierra do Marao region, northern Portugal. *Comp. Serv. Geol. Portugal*, vol. XLVI, 160 pp.
- PUIG y LARRAZ, G. (1883).—Descripción física y geológica de la provincia de Zamora. *Mem. Com. Map. Geol. España*, Madrid.
- READ, H. H. (1952).—Metamorphism and migmatization in the Ythan Valley, Aberdeenshire. *Edinburg Geol. Soc. Trans.*, vol. 15, pp. 265-279.
- REINHARDT, E. W. (1968).—Phase relations in cordierite-bearing gneisses from the Gananoque area, Ontario. *Can. Jour. Earth Sc.*, vol. 5, pp. 455-482.
- RIBEIRO, A. (1970).—Position structurale des massifs de Morais et Bragança (tras-Os-Montes). *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. LIV, pp. 115-138.
- RICHARDSON, S. W. (1968).—Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Jour. Petrol.*, vol. 95, pp. 467-488.

- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. & BELL, P. M. (1969).—Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Science*, vol. 267, pp. 259-272.
- SCHREYER, W. & YODER, H. S. JR. (1961).—Petrographic guides to the experimental petrology of cordierite. *Year Book Carnegie Inst. Wash.*, vol. 605, pp. 147-152.
- SEIFERT, F. (1970).—Low temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Jour. Petrol.*, vol. 11, pp. 73-99.
- & SCHREYER, W. (1970).—Lower temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 Kb. water pressure: a redetermination. *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 27, pp. 225-238.
- SHELLEY, D. (1968).—A note on the relationship of sillimanite to biotite. *Geol. Mag.*, vol. , pp. 543-545.
- SPRY, A. (1969).—Metamorphic textures. Pergamon Press, 350 pp., Oxford.
- SUZUKI, J. (1930).—Über die staurolith-andalusit paragenesis im glimmergneiss von Piodina (Tessin). *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, pp. 117-132.
- THOMPSON, J. B. JR. (1957).—The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Miner.*, vol. 42, pp. 842-858.
- TOURET, J. (1971).—Le facies granulite en Norvege Meridionale. I Les associations minéralogiques. *Lithos*, vol. 4, pp. 239-249.
- TOZER, C. F. (1955).—The mode of occurrence of sillimanite in the Glen district, Co. Donegal. *Geol. Mag.*, vol. 92, pp. 310-320.
- UGIDOS, J. M. & MARTÍNEZ, F. J. (1973).—El metamorfismo al E de Plasencia (Cáceres). *Studia Geol.*, vol. VI, pp. 65-71.
- VAN MEERBEKE, G. L. E., HILGEN, J. D. & FLOOR, P. (1973).—Preliminary results of the investigation of the Central Schist area, (prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leid. Geol. Meded.*, vol. 49, pp. 33-37.
- WAARD, D. de (1966).—The biotite-cordierite-almandite subfacies of the hornblende-granulite facies. *Can. Miner.*, vol. 8, pp. 481-492.
- WATSON, J. (1948).—Late sillimanite in the migmatites of Sutherland. *Geol. Mag.*, vol. 85, pp. 149-162.
- WINKLER, H. G. F. (1967).—Petrogenesis of metamorphic rocks., 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin.
- (1970).—Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. *N. Jb. Miner. Mh.*, pp. 189-248.
- WYNNE-EDWARDS, H. R. & HAY, P. W. (1963).—Coexisting cordierite and garnet in regionally metamorphosed rocks from the Westport area, Ontario. *Can. Miner.*, vol. 71, pp. 453-478.
- ZEN, E.-an. (1963).—Components, phases, and criteria of chemical equilibrium in rocks. *Am. J. Science*, vol. 261, pp. 929-942.

LAMINAS

LAMINA I

- a) Láminas de biotita de crecimiento estático posterior a la formación de S_1 y formadas por el efecto térmico de los granitoides. Series antecordovícicas en Vilvestre (Salamanca) ($\times 39$).
- b) Esquistosidad S_1 definida principalmente por los cristales de biotita y moscovita (río Uces, Masueco, NW de Salamanca) ($\times 39$).
- c) Porfiroblasto de andalucita crecido entre cristales de cordierita preexistente (Aldeadávila de la Ribera, NW de Salamanca) ($\times 12,5$).
- d) Cristales de moscovita heterógena creciendo sobre la pseudomorfosis por pinnita de un antiguo cristal de cordierita (Encinasola de los Comendadores, W. de Salamanca) ($\times 16$).



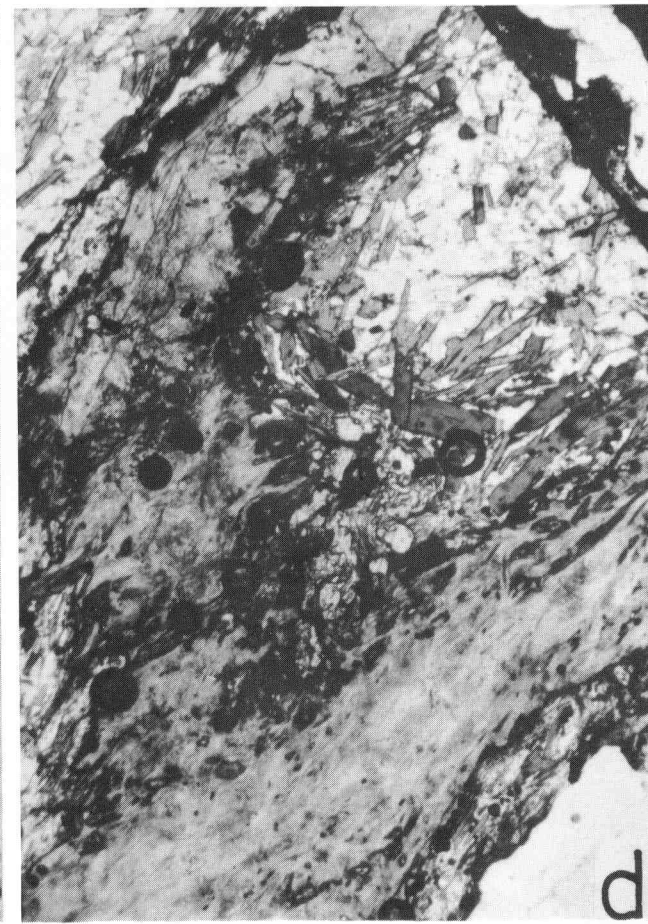
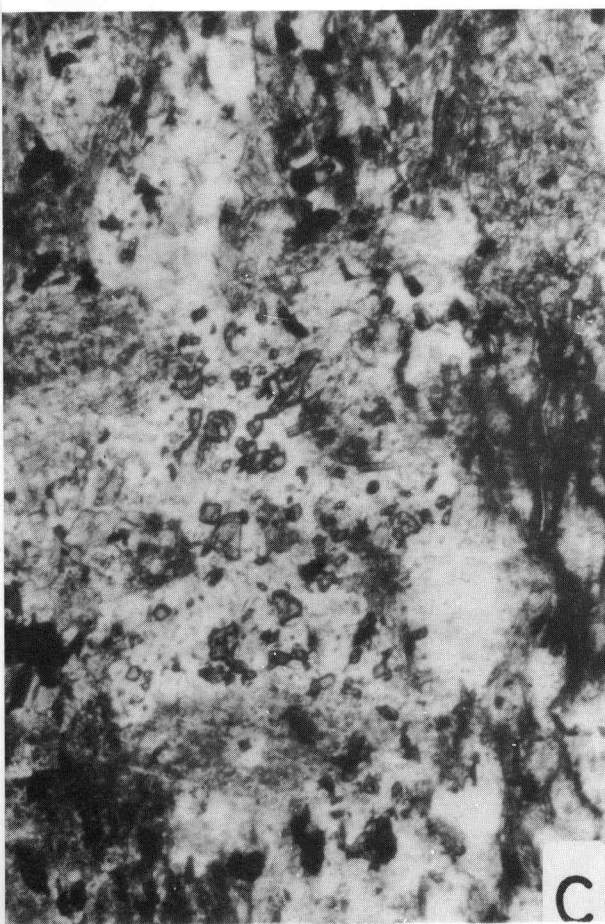
LAMINA II

a) Reemplazamiento por biotita y andalucita de cristales de estaurolita preexistentes (Villasbuenas, W de Salamanca) (× 25).

b) Cristales aciculares de fibrolita situados preferentemente en los contactos entre los granos de cuarzo (El Milano, W. de Salamanca) (× 156).

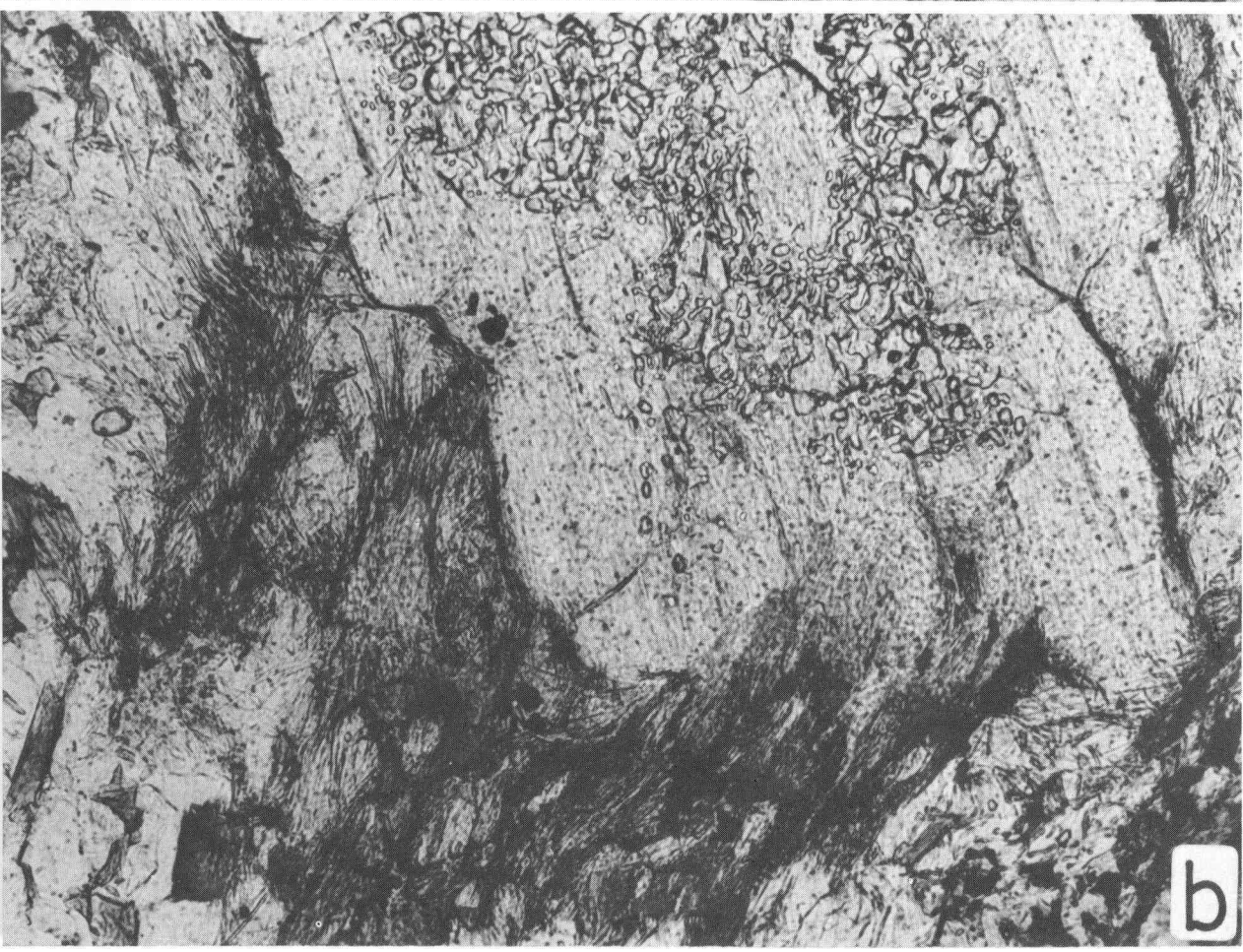
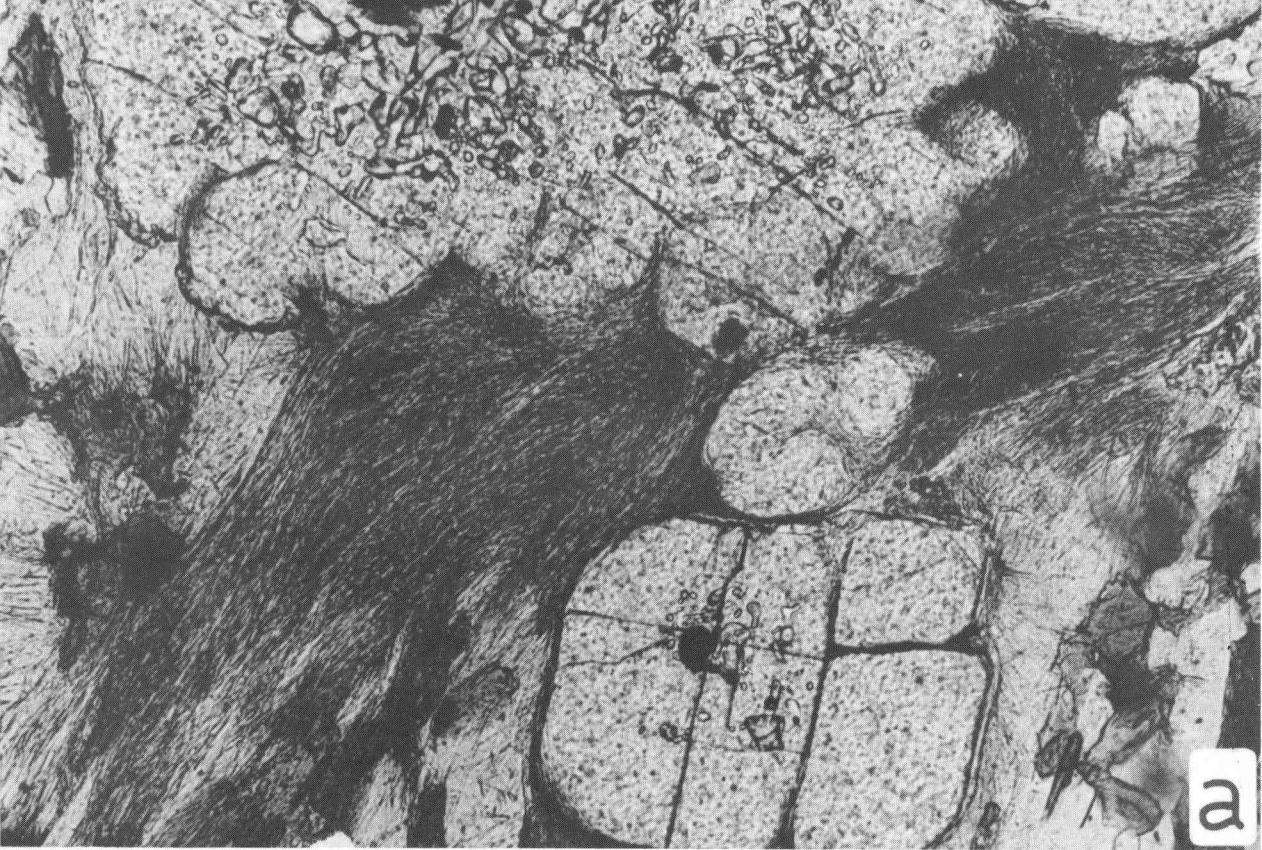
c) Granos relictos de andalucita. La fibrolita es muy abundante entre los cristales de cuarzo (El Milano, W. de Salamanca) (× 50).

d) Masa de fibrolita rodeando a unos cristales de andalucita y cordierita (Villarino de los Aires, NW de Salamanca) (× 20).



LAMINA III

a) y b) Cristales de fibrolita originados en el contacto con andalucita (Aldeadávila de la Ribera, W. de Salamanca) ($\times 156$).



LAMINA IV

a) Fragmentos de granate incluidos en plagioclasas en los gneises de afinidades kinzingíticas (río Tormes, NW de Salamanca) (× 62).

b) Antiguo granate transformado en un agregado de cordierita, biotita y cuarzo en menor cantidad. Gneises de afinidades kinzingíticas (río Tormes, NW de Salamanca) (× 16).

c) Cristal primático de sillimanita reemplazado por cordierita parcialmente pinnitizada en los gneises de afinidades kinzingíticas (río Tormes, NW de Salamanca) (× 39).

