

ENSAYO SOBRE LA GENESIS DE LAS ROCAS GRANITICAS DEL MACIZO HESPERICO

J. M. UGIDOS*

F. BEA*

RESUMEN.—Con base en trabajos anteriores y en nuevos datos acerca de las rocas graníticas del Macizo Hespérico y de los cinturones metamórficos mejor conocidos en el mismo, los autores intentan establecer una hipótesis general para los diferentes procesos petrogenéticos. Tal hipótesis se construye atendiendo a los siguientes puntos:

- a) Origen basicortical de las rocas graníticas calcoalcalinas.
- b) Relación espacio-temporal entre los diferentes tipos de metamorfismos y series de rocas graníticas.
- c) Características geoquímicas de estas series.
- d) Procesos genéticos de granitos enraizados en dominios migmatíticos.
- e) Presencia de cordierita en la mayor parte de las rocas graníticas del Macizo Hespérico.
- f) Producción de series graníticas de origen anatético mesocortical en las que participa material procedente de las masas calcoalcalinas.
- g) Procesos de contaminación y evolución de la serie granítica calcoalcalina.

Cuyo estudio y consideración contribuyen a establecer que las masas magmáticas calcoalcalinas que se intruyen son los focos térmicos causantes de los metamorfismos tipo "baja presión", así como de los fenómenos anatéticos asociados.

SUMMARY.—On basis in previous papers and in new data now available about granitic and metamorphic rocks of the Hesperian Massif the authors propose a general hypotesis on the different petrogenetic process. This hypotesis is based in the following points:

- a) Deep crustal origin of the calc-alkaline granitic rocks.
- b) Time-place relation among different types of metamorphism and granitic series.
- c) Geochemical character of this series.
- d) Genetic process of the autoctonous granites in migmatitic areas.
- e) Cordierite presence in the greater part of the granitic masses.

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Salamanca.

- f) Development of granitic series of anatectic mesocrustal origin in which participate calc-alkaline magmatic components.
- g) Contamination and evolution of the calc-alkaline granitic series.

The study and consideration on this aspects contributes to support that calc-alkaline magmatic bodies are the rising thermal focus responsible for low pressure types of metamorphism and related anatectic process.

INTRODUCCION

La finalidad del presente ensayo es la propuesta de una base unificadora de diversos aspectos, ya conocidos, de los diferentes grupos de granitos del Macizo Hespérico y su relación con los niveles metamórficos en los que se encuentran emplazados.

Los autores son conscientes del carácter limitado de la hipótesis que proponen, habida cuenta el relativamente escaso número de datos que se conocen y la no coincidencia de los criterios con que se orientan los trabajos de los diferentes equipos o escuelas de investigación. Esto se traduce en que el valor de los datos obtenidos en el campo, laboratorio, etc., son relativizados a los citados criterios y en consecuencia su importancia queda señalada con diferente intensidad en función de los mismos.

La consecuencia inmediata de esta realidad es la carencia de una visión definida de cuál es la línea más adecuada a seguir en la investigación conjunta y por ello no se ha establecido qué datos son relevantes y cuáles no, en el intento de establecer una solución global, de carácter unitario, que defina una relación clara entre causas y efectos.

Esto determinó que en muchas ocasiones se hayan obtenido datos de índole diversa sin que su búsqueda estuviera ordenada inicialmente y de un modo directo a un fin, es decir, al intento de verificación o de falsación de una hipótesis. Naturalmente, esta etapa de recogida de datos es de todo punto necesaria, imprescindible, para a partir de un momento dado proceder en sentido inverso, es decir, de la hipótesis a la comprobación de la misma mediante la investigación de datos relevantes en relación con ella, tanto si son favorables como si se oponen a sus planteamientos.

Puesto que desde el punto de vista del avance científico el método deductivo se ha mostrado mucho más eficaz que el método inductivo y que el volumen de conocimientos actuales es suficiente como para iniciar la propuesta de un esquema general, se realiza tal intento con la esperanza de que sea válido no tanto como solución, sino como paso intermedio, necesario, hacia una respuesta más completa de la problemática de las rocas graníticas y

asociadas, a medida que la contrastación con nuevos datos apoye o corrija tal esquema.

Si bien no parece necesario extenderse sobre distintos aspectos de petrogénesis de rocas graníticas y metamórficas, si puede ser oportuno a efectos de exposición posterior señalar qué aspectos son básicos y cuáles sus consecuencias lógicas, así como qué datos pueden contribuir a esta construcción de un modo eficaz. Tal es la finalidad del siguiente apartado.

A.—PLANTEAMIENTO DE LA HIPOTESIS

A.1.—DISCUSIÓN SOBRE LOS CONCEPTOS DE METAMORFISMO REGIONAL Y METAMORFISMO DE CONTACTO.

a) La semejanza de condiciones entre el metamorfismo regional de bajas presiones y el metamorfismo de contacto es ya suficientemente conocida como para insistir en ella de un modo exhaustivo.

La diferencia es cuantitativa por lo que se refiere a la profundidad (presión) a que se produce cada uno de los metamorfismos citados y también por lo que respecta a la extensión de las áreas afectadas.

Por otra parte el metamorfismo de contacto es adinámico y el regional por el contrario se desarrolla en relación con esfuerzos tangenciales, que producen esquistosidades definidas por el crecimiento de minerales metamórficos en relación con las mismas.

b) El metamorfismo regional de baja presión, como es en general el caso del metamorfismo hercínico en Europa (ZWART, 1967) provoca la aparición de series de facies cuya anchura total puede ser muy pequeña (de clorita a sillimanita, 1.500 mts.) respecto a la que presentan terrenos metamórficos afectados por condiciones de alta presión que pueden presentar *la misma asociación mineralógica en espesores de 3 Kmts. o más* (ZWART, *op. cit.*).

Esto sugiere que el metamorfismo regional considerado está próximo también, en cuanto a sus características espaciales, al metamorfismo de contacto y que como éste tiene un origen «puntual» debido a la presencia de un foco térmico concreto, si se comparan ambos con un metamorfismo de alta presión.

Es interesante exponer aquí la opinión de TURNER (1968), respecto al aspecto espacial de la causa del metamorfismo regional: «It is possible to locate the immediate source in a thermal high or focus. Still completely unknown is the ultimate source of heat (presumably in the mantle beneath) and the vehicle (perhaps water) of its upward transport to thermal highs as

now identified at the surface». Más adelante (p. 380, *ibid.*): «In fact the distribution of isobars and isotherms... supports the concept of regional metamorphism induced by temperature gradient controlled by a vertical zone of excepcional heat flow, probably extending to the mantle itself».

Por otra parte y referido a las características mineralógicas del metamorfismo de contacto y regional de baja presión MIYASHIRO señala (1961, p. 292): «The contact metamorphism by sinkinematic intrusions produced a metamorphic facies series practically identical to the facies of the regional metamorphism». Asimismo, WINKLER (1967, p. 123) indica: «The mineral facies of the Abukuma type metamorphism may therefore be regarded as a connecting link between shallow contact metamorphism and regional dynamothermal metamorphism».

El metamorfismo regional de baja presión puede ser considerado, por tanto, como una perturbación local, si bien de gran magnitud debida a un foco térmico concreto cuyos efectos se superponen a los efectos metamórficos de un gradiente normal o según expresión de HUANG (1962) a un metamorfismo geotérmico (Geothermal metamorphism) cuyo régimen térmico se supone estacionario.

c) Se señalan como valores máximos para el metamorfismo de contacto presiones de alrededor de 2.000 bars y temperaturas de $640 \pm 20^\circ$ (WINKLER, 1967) y 100° más para la subfacies ortopiroxeno, feldespato potásico, cordierita, lo cual significa que las rocas afectadas por estas condiciones se han formado por encima de la curva solidus que une los puntos mínimos de fusión, para composiciones graníticas, en condiciones de saturación en agua.

La opinión de TURNER (1968, p. 22): «... where bodies of granitic magma develop within, or are intruded into, deep-seated rocks where regional temperatures are several hundred degrees, contact and regional effects may be indistinguishable. It is for this reason that many of the classic accounts of contact metamorphism refer to aureoles that have formed at relatively shallow depths, with correspondingly low pressures, perhaps a few hundred to 2.000 bars», sugiere junto con lo anteriormente señalado, que la distinción entre ambos tipos de metamorfismos tiene un cierto componente de artificialidad.

d) La extensión de una aureola de contacto depende de múltiples factores como son: tamaño y temperatura del cuerpo intrusivo, conductividad térmica, densidad, calor específico, etc., de la roca encajante y magma, temperatura inicial y contenido en agua de la roca encajante, etc. (v. TURNER, 1968). El tiempo durante el que permanecen unas determinadas condiciones térmicas es función directa de la anchura de la masa intrusiva (JAEGER, 1957, 1959; WINKLER, 1967, 1974), cuyos efectos pueden ser ampliados de modo

importante por acción de los fluidos de la masa magmática transferidos a la roca encajante (HORI, 1964, in TURNER, *op. cit.*).

Por otra parte KHITAROV (1967) deduce a partir de diagramas de variación de volúmenes molares de fundidos albíticos hidratados que en el ascenso de un magma a niveles comprendidos entre 10 y 20 Kmts. de la superficie terrestre, la separación de la fracción volátil tiene lugar con el calentamiento del fundido y de los volátiles que se separan con lo cual: «Considerable local heating may occur at certain levels of the crust due to separation of the volatile components from the magmatic melt».

e) Muchos autores indican que el foco térmico que desarrolla los metamorfismos regionales con temperaturas elevadas es debido a fluidos o magmas que proceden de niveles infracorticales (ZWART, 1967; WINKLER, 1967; TURNER, 1968; BAYLEY, 1970; RAST, 1970; MIYASHIRO, 1967, 1971, 1972).

Admitidos los planteamientos de los puntos anteriores es más patente la semejanza entre el metamorfismo de contacto y el metamorfismo regional de baja presión, en el sentido de que la diferencia es puramente cuantitativa y no cualitativa. Pero demos un paso más.

Si en el metamorfismo de contacto se alcanzan condiciones como las citadas para una determinada masa intruida en un nivel concreto ¿Cuáles serán las condiciones y efectos en niveles inferiores donde la presión sea de 3 ó 4 Kbars? Son de considerar varios puntos:

- A esta profundidad el volumen de la masa magmática es con toda probabilidad mayor.
- La temperatura debe ser también superior que la presente en niveles más altos.
- La temperatura del encajante es más elevada por efecto del gradiente geotérmico normal y por otro lado parte del calor consumido en reacciones endotérmicas en niveles más altos no será utilizado en niveles inferiores pues algunas de las reacciones ya se habrán realizado como consecuencia de los efectos de dicho gradiente, significando esto que existirá, respecto a niveles superiores, un exceso de calor aprovechable en otras reacciones metamórficas.
- Puesto que la curva de fusión mínima de composiciones graníticas tiene pendiente negativa en condiciones de saturación en agua, en condiciones de más alta presión es más favorable la posibilidad de fusión de las rocas encajantes aún suponiendo temperaturas iguales a las desarrolladas en niveles más altos.

Si además se tiene en cuenta que una masa ígnea importante ascenderá únicamente a través de estructuras favorables del encajante, resulta que las

isogradas sean o no contemporáneas del plegamiento coincidirán, a grandes rasgos, con la dirección de los ejes de las fases mayores.

Debe señalarse también la muy frecuente coincidencia entre cinturones metamórficos y plutonismo de rocas graníticas, hecho repetidamente puesto de manifiesto y a veces explicado atribuyendo al magma granítico el papel de foco térmico (v. TURNER, 1968, p. 378).

TURNER (*op. cit.*) señala la dificultad que supone el gran aporte térmico necesario que deberían realizar los granitos para producir tal metamorfismo. Sin embargo, en el caso del metamorfismo del área de Bosost donde ZWART (1962) admite un gradiente de 150°C/Km. Turner propone que «... the granite would be the heat source, not the expression of heat concentration from shallow sources unknown» (TURNER, *op. cit.*, p. 255). La pregunta inmediata es ¿Por qué en otros casos no? y además ¿Qué ocurre, entonces, en niveles inferiores atravesados por ese granito-fuente térmica?

f) Indudablemente, cualquiera que sea la perturbación térmica en la corteza no es más que un reflejo o consecuencia de los fenómenos que tienen lugar en el manto superior. No queriendo entrar en este tipo de problemática, los autores del presente trabajo sitúan el punto inicial de los acontecimientos térmicos en la basicorteza y construyen la hipótesis que se propone desde los niveles corticales inferiores hasta niveles mesocorticales.

El metamorfismo regional como fenómeno asociado a acontecimientos orogénicos constituye una fuerte perturbación térmica capaz de producir asociaciones minerales que indican condiciones de temperatura elevadas (del orden de los 700°C en dominios migmatíticos mesocorticales) y también magmas graníticos cuya génesis dentro de la corteza parece fuera de toda duda (WINKLER, 1974; RINGWOOD, 1975; MAALOE y WYLLIE, 1975; WYLLIE *et al.*, 1976), así como que tales masas graníticas son consecuencia del metamorfismo regional siempre que éste tenga lugar en presencia de agua, que puede encontrarse como «pore fluid» o formando parte de minerales hidratados (PIWINSKII y WYLLIE, 1968, 1970; BROWN y FYFE, 1970, 1972; FYFE, 1970, 1973; ROBERTSON y WYLLIE, 1971; WYLLIE, 1971).

Así mismo y de acuerdo con los autores citados, la mayor parte de la génesis y posterior historia de los granitos tiene lugar dentro de condiciones subsaturadas en agua. Dadas las temperaturas tan elevadas para producir un líquido granítico en estas condiciones (del orden de los 1.100°C, WYLLIE, 1971) se acepta que el magma granítico no está totalmente líquido, sino que consiste en un «mush» integrado por una parte líquida y cristales residuales en suspensión, ya que tales temperaturas son excesivamente altas para los modelos térmicos admitidos (MAALOE y WYLLIE, 1975).

Por otra parte y según los datos experimentales de ROBERTSON y WYLLIE

(1971), WYLLIE (1971), MAALOE y WYLLIE (1975) y WYLLIE *et al.* (1976), los fundidos graníticos comienzan a producirse a 705°C (a 2 Kb) si existe fase vapor en el sistema o a 875°C si el H₂O presente no es suficiente para saturar el conjunto subsolidus y está contenido sólo en la biotita.

En el primer caso, el intervalo de temperaturas en el cual se obtiene un líquido saturado en agua es muy pequeño (v. gráficas de los autores citados), permaneciendo como sólido la mayor parte de los minerales en equilibrio con la fase líquida. Posterior aumento de temperatura hace al líquido subsaturado y el porcentaje del mismo producido como función de la temperatura es menor que para condiciones de vapor presente (WYLLIE, 1971) y durante un amplio intervalo el líquido coexiste con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasas y minerales refractarios hasta que el incremento de temperatura es suficiente para disolver todo el cuarzo y el feldespato alcalino. La disolución total de la biotita tiene lugar hacia los 875°C. A 950°C el magma producido constaría de un 50 % de líquido con cristales suspendidos de plagioclasas y sanidina (MAALOE y WYLLIE, 1975) para un contenido en H₂O disuelta del 1,6 %.

En el caso de ausencia de vapor en el sistema el comienzo de la fusión tiene lugar a 875° (ibid.), tal como se ha señalado.

En consecuencia y admitidas las condiciones deficitarias en H₂O, en los fenómenos metamórfico-anatécticos, la producción de magmas graníticos en volumen significativo y capacidad ascensional importante exige temperaturas alrededor de los 900°C. Obviamente estas temperaturas únicamente son posibles en niveles inferiores de la corteza.

En cuanto a la posibilidad de formación de masas graníticas en niveles basicorticales en las condiciones señaladas, atendiendo a la composición de estos niveles, no parece que haya problema de acuerdo con RINGWOOD y GREEN (1966), WYLLIE (1971), PRESNALL y BATEMAN (1973), y RINGWOOD (1975). Las condiciones mínimas en función de la composición de tales niveles son del orden de los 900°C y 9 Kb, según los diagramas de GREEN (1972) y PIWINSKII (1975). No hay incompatibilidades, por tanto, en admitir el origen profundo de gran parte de los batolitos graníticos.

El mismo fenómeno térmico que ha producido estos magmas basicorticales habrá desarrollado hacia niveles superiores una serie de isotermas (que convencionalmente se denominarán isotermas iniciales) responsables del desarrollo de las isogradas del metamorfismo regional y dispuestas concéntricamente (no equidistantes) respecto al área de producción de dichos magmas.

El metamorfismo así producido será del tipo Barrowiense o próximo a él, ya que la zona de producción de los magmas citados corresponde a condiciones similares a las de la facies anfibolítica de dicho metamorfismo (debe

señalarse que el metamorfismo tipo Barrow ha sido considerado como el «normal» durante mucho tiempo; v. Turner, 1968).

El régimen térmico de este metamorfismo no permite la producción de fenómenos anatéticos importantes en niveles mesocorticales (es decir, en condiciones de baja presión), por lo que es necesario admitir la presencia de algún foco en desplazamiento que desarrolle «domos térmicos» con subsiguiente generación de metamorfismos y anatexias de «altos gradientes», para explicar la presencia de granitos de anatexia mesocorticales. Atribuir al metamorfismo regional gradientes de este tipo ($50^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, $70^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, etc.) implicaría temperaturas basicorticales de un orden muy superior a las admitidas en los modelos térmicos actuales.

Si los magmas basicorticales, sobrecalentados, se han producido en volumen suficiente, cabe atribuir a su ascenso el aporte térmico y de fluidos de tal forma que posibiliten la producción de nuevos fenómenos metamórfico-anatéticos en niveles más altos, prolongándose, así, el fenómeno iniciado en las zonas inferiores de la corteza. De ser así, los productos derivados de los magmas basicorticales deben de estar, necesariamente, asociados a los dominios metamórficos de baja presión.

A.2.—RELACIÓN FOCO TÉRMICO-NIVELES CORTICALES

a) El ascenso del foco térmico, admitido como material sobrecalentado, tiene lugar en el tiempo además de, evidentemente, en el espacio. Esto significa que el tipo de metamorfismo que desarrolle dependerá (admitiendo una temperatura prácticamente constante del foco) en gran medida de la presión, es decir, de la profundidad a que se encuentre en nivel afectado por el foco térmico. Los efectos de dicho metamorfismo, en cuanto a fenómenos petrogenéticos dependerán, entonces, del contenido en agua de dichos niveles y de su composición química y mineralógica.

Una misma causa, por tanto (foco térmico ascendente de un modo continuo), determina efectos que *en función del nivel de observación muestran, aparentemente, distinto significado*.

Se tendrán, así, distintas manifestaciones del mismo fenómeno metamórfico de acuerdo con el grado de proximidad a la superficie:

- Metamorfismo de contacto
- Metamorfismo regional de baja presión
- Metamorfismo regional intermedio de baja presión

en función no tanto de la temperatura como de la presión (nivel de llegada del foco), tiempo durante el que actúa el régimen térmico, volumen y an-

chura de los materiales magmáticos ascendentes y grado de proximidad (en horizontal, vertical o diagonal) a los mismos.

En el tiempo el metamorfismo más «joven» es, evidentemente, el de contacto. Pero en el tiempo se están produciendo acontecimientos dinámicos que marcan su impronta en forma de deformaciones que, si se postulan isócronas en vertical, servirán de criterio de relativización de la secuencia de las asociaciones mineralógicas. Según el nivel en que se observen éstas, serán pre, sin o pos fase de deformación (Fig. 1).

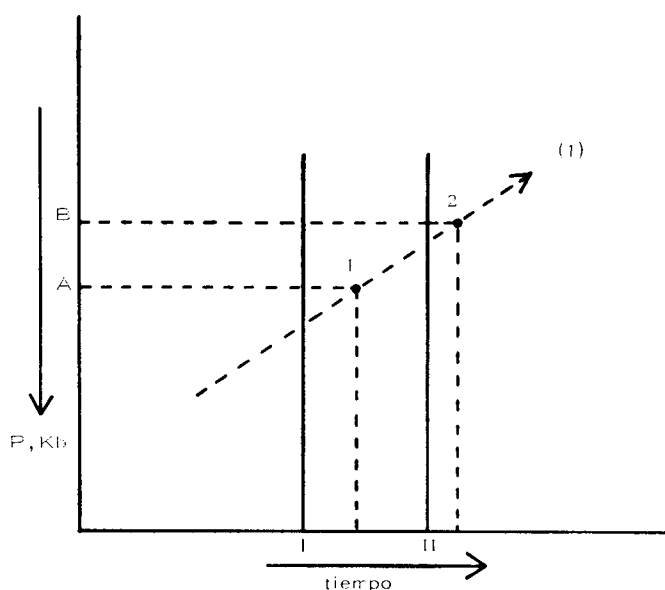


FIG. 1

Trayectoria idealizada del desplazamiento de un foco térmico en la corteza terrestre (1). I y II momentos correspondientes a dos fases de deformación en un proceso orogénico, supuestas isócronas en vertical en una zona determinada. Los efectos térmicos causados por un foco ascendente observados en el punto 1 (nivel cortical de erosión A) son anteriores a la fase II de deformación. Pero si el metamorfismo es observado en el punto 2 (nivel de erosión B), las asociaciones son posteriores a la fase II, dado que el foco térmico no «llegó» a ese nivel hasta después de dicha fase.

Cabe esperar, por tanto, que cuanto más alto sea el nivel considerado tanto más tardía será la mineralogía metamórfica respecto a la fase tomada como referencia. Consecuencia inmediata es también, que las asociaciones mineralógicas más profundas (de más alta presión) serán, necesariamente, más antiguas respecto a tal fase de deformación.

b) Desde que comienza un episodio orogénico-metamórfico hasta sus momentos finales transcurre un notable período de tiempo, suficiente como para que el ascenso continuado del orógeno determine modificaciones de la

presión litostática de tal forma que las condiciones de presión, *para un mismo nivel original*, serán diferentes al comienzo del metamorfismo y en sus estadios tardíos, si se han originado a consecuencia del mismo domo térmico.

Por otra parte, variaciones en la presión pueden ser debidas también a la sobrepresión tectónica causada por los esfuerzos tangenciales, de tal manera que la mineralogía metamórfica desarrollada bajo estas condiciones puede ser interpretada como producida a profundidades más elevadas de las que en realidad ha tenido lugar, sin que esto sea así necesariamente.

La combinación de los aspectos señalados y teniendo en cuenta el posible ascenso continuo del material foco térmico condicionado por una menor presión litostática y por la existencia de estructuras favorables producidas durante los plegamientos iniciales, permite esperar un proceso continuo de formación de asociaciones mineralógicas de más baja presión cuanto más tardías sean respecto a una fase de deformación tomada como referencia. De acuerdo con las figuras 1 y 2, un mismo nivel puede presentar asociaciones que indican diferentes condiciones a lo largo del tiempo.

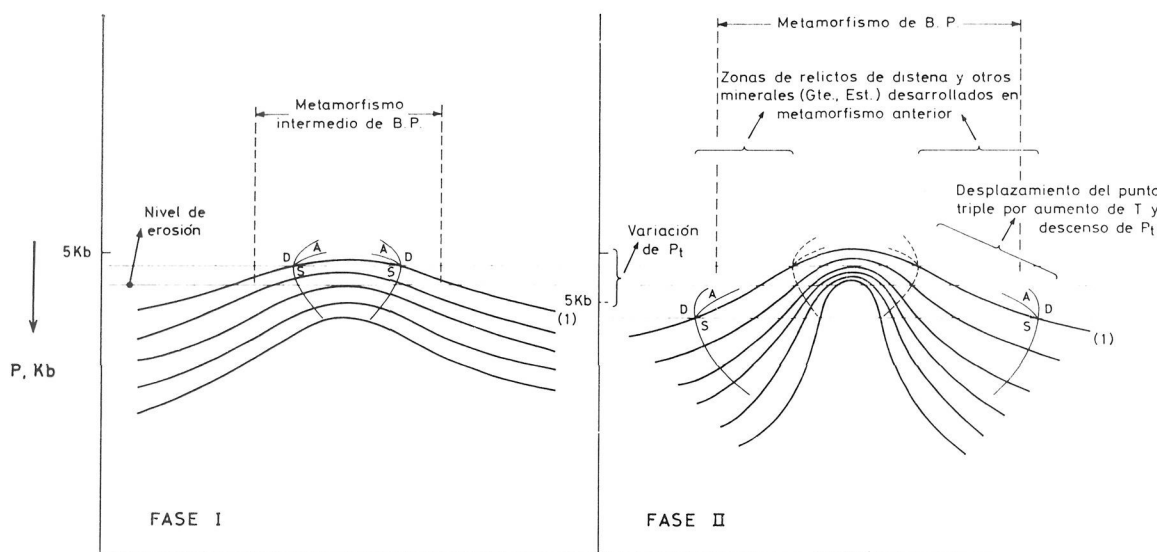


FIG. 2

En un mismo nivel erosivo es posible encontrar un metamorfismo tipo Distena-Sillimanita o un metamorfismo tipo Andalucita-Sillimanita, en función del nivel a que haya llegado el foco térmico, sin necesidad de admitir saltos estructurales importantes. En el tiempo es más joven el segundo metamorfismo que puede solapar al primero. Igualmente puede darse un efecto de «telescoping» y un mineral como Sillimanita, p. ej., presentar un génesis muy larga en el tiempo (pre,sin y post fase II).

(1) Isoterma de referencia del punto triple.

Equilibrio And-Sill-Dist, según RICHARDSON et al. (1969).

Superficies isotermas e isogradas basadas en TURNER (1968).

En un nivel determinado se dará, entonces, un fenómeno continuo de «telescoping» y/o solapamiento de asociaciones mineralógicas más o menos desarrollado, a consecuencia de que el material foco desplaza las isothermas iniciales. Es decir, que el resultado final será un conjunto metamórfico plurifacial y polifásico o en el límite un tipo único de metamorfismo de más baja presión que el inicial, por borrarse los efectos de éste en los estadios posteriores.

c) Un tercer aspecto a considerar es el de las consecuencias del planteamiento expuesto hasta el momento, por lo que se refiere a la producción de magmas anatéticos mesocorticales (condiciones de baja presión). Es decir, que se trata de considerar la posibilidad de que puedan desarrollarse magmas graníticos en niveles medios de la corteza a consecuencia del ascenso del magma-foco.

Evidentemente, mientras la composición químico-mineralógica del encajante atravesado sea similar a la de la roca original de la que procede dicho magma no se producirán fenómenos anatéticos.

En niveles en los que, atendiendo a la composición, sea posible la anatexia con formación de productos graníticos, ésta se producirá de un modo importante si la temperatura aportada por el foco es suficiente y si la cantidad de H_2O que llega a estos niveles es también significativa.

Las temperaturas de las intrusiones graníticas pueden oscilar entre 700°C y 800°C (WINKLER, 1974) y de acuerdo con los datos de JAEGER (1957, 1959; in WINKLER, *op. cit.*; in TURNER, 1968), la temperatura en la zona de contacto es ligeramente superior al 60 % de la que presentan dichos magmas, añadida a la temperatura que presenta el encajante. Es decir, que oscilaría entre 460°C y 510°C (WINKLER, *op. cit.*) sumados a la temperatura de las rocas adyacentes. Esto significa que en zonas relativamente poco profundas es posible la producción de fenómenos anatéticos inducidos aun cuando la temperatura del encajante no sea superior a los 200°C. Condición para que tal anatexia tenga lugar es que el tiempo durante el cual se dan tales temperaturas sea suficiente como para que se realicen las reacciones necesarias y este tiempo es función de la anchura de la masa intruida (WINKLER, *op. cit.*: «In the case of intrusions several hundred to several thousand meters in thickness, the maximum temperature induced in the country rock will be maintained for very long periods of time. This means that reactions, which are possible, have sufficient time to proceed to completion, and equilibrium between adjacent minerals is established»).

Por otra parte, los datos cuantitativos establecidos por HORI (in TURNER, 1968) muestran que la cantidad de calor transferido a la roca encajante por los fluidos magmáticos es significativa y que la anchura de la aureola metamórfica puede, así, ser ampliada.

En consecuencia, si el volumen de magma-foco ascendente es importante, las condiciones térmicas que desarrolla sobre las rocas de los niveles en que se intruye pueden ser suficientes como para producir su fusión anatética.

Caben, entonces, varias posibilidades de acuerdo con los niveles en los que tenga lugar la solidificación del magma-foco y atendiendo a los aspectos señalados ya en los apartados anteriores.

1) Los materiales-foco térmico no llegan a intruirse en niveles mesocorticales de un modo masivo sino que permanecen en niveles próximos a los de su génesis.

En este caso, la disposición de las isothermas iniciales sufrirá poca variación en función del grado de ascenso de estas masas. En los dominios actualmente accesibles a la observación, los efectos de las isothermas iniciales no mostrarán variaciones o serán muy ligeras. El régimen térmico del metamorfismo será corto en el tiempo y las rocas ígneas graníticas serán escasas en estos dominios, con excepciones representadas por masas relativamente pequeñas derivadas de la masa-foco aprovechando estructuras concretas de alcance local. No habrá o serán muy raros los fenómenos anatéticos en zonas mesocorticales. Los granitos serán de composición similar a la del magma original basicortical y sobre todo, con mayor importancia cuantitativa, productos de la diferenciación de dicho magma. Es decir, granitos de características neumatolíticas e hidrotermales (leucogranitos en general).

2) Si la masa-foco continúa su ascenso hacia niveles mesocorticales, el desplazamiento de las isothermas será más rápido y acusado que en el caso anterior, la duración térmica del metamorfismo será mayor y las asociaciones mineralógicas presentarán variaciones hacia facies de más alta temperatura posteriores a las inicialmente presentes en el mismo nivel. Se producirá, por tanto un fenómeno de «telescoping» y cambios en las posiciones de las isogradas. En función de la composición de las rocas afectadas tendrán importancia los fenómenos anatéticos.

a) Si la masa-foco solidifica inmediatamente por debajo de estos niveles, el subsiguiente aporte de fluidos y elementos disueltos a las rocas afectadas térmicamente permitirá la ampliación del fenómeno anatético cuali y cuantitativamente, al modificarse la composición original de dichas rocas e introducir elementos que contribuyen al proceso de fusión.

Las rocas graníticas serán, así, más abundantes que en el caso anterior y representadas por las que se deriven de la anatexia en estos niveles más las que, con alcance local, procedan del magma original.

b) Si el material-foco continúa su ascenso y sobrepasa los niveles donde produjo la anatexia anterior podrá incorporar a su masa los fundidos anatéc-

ticos inducidos, de tal forma que se mezclará con los mismos, resultando una composición intermedia entre la original y la del producto anatético encajante. En el contexto anterior se tendrá, así, una nueva facies granítica o una nueva línea de evolución de rocas de este tipo.

En una misma zona, por lo tanto, pueden estar representados todos los tipos graníticos en mayor o menor proporción, dependiendo de la proximidad de la masa-foco y de su momento de cristalización y de aporte de fluidos.

El metamorfismo en el caso 1) será de más alta presión que en el caso 2a) y en éste de más alta presión que en el caso 2b). En estos dos últimos casos pueden permanecer restos mineralógicos de las condiciones iniciales, según se ha señalado en A.2 a y b.

En el caso 2b) las rocas ígneas estarán representadas mayoritariamente por las formadas a partir del material-foco y las procedentes de la cristalización de dicho material mezclado con los productos que induce.

En el caso 2a) donde los niveles de anatexia inducida no son sobrepasados masivamente por el magma-foco, predominarán las rocas formadas a consecuencia de los fenómenos anatéticos y estarán prácticamente ausentes los casos de mezcla de ambos productos.

Si el planteamiento es correcto y las anatexias son inducidas en el modo señalado, las rocas resultantes deberán presentar un quimismo que refleje en algún modo la participación de fluidos procedentes de otra masa ígnea, en el sentido de que los elementos más móviles pasarán a formar parte de los productos anatéticos inducidos.

Por otra parte y dadas las diferentes características de los procesos metamórficos (P, T, proximidad de la masa-foco, etc.) las anatexias desarrolladas bajo condiciones comprendidas entre los casos 1) y 2a) serán de diferente orden que anatexias similares a las producidas en casos próximos al 2b) o comprendidos entre el 2a) y el 2b), ya que en éstos se efectúan sobre rocas previamente afectadas térmicamente en las que habrá tenido lugar un cambio composicional debido a la posible migración de fluidos y elementos disueltos, como consecuencia de los primeros estadios metamórficos anteriores al desarrollo del «telescoping» y procesos asociados.

Esto deberá reflejarse en los granitos producidos en unos y otros casos, que presentarán diferencias cuali y cuantitativas ya que si el estadio inicial del metamorfismo permitió la anatexia, en los estadios finales, más térmicos, la composición química y mineralógica de las rocas afectadas ya no es la misma. Esta variación debe manifestarse en la composición química y mineralógica de las rocas metamórficas finales respecto a las iniciales, especialmente si las condiciones permiten los fenómenos anatéticos en ambos casos. Se deduce también que en caso de que se hayan producido granitos en

los estadios iniciales pueden ser removilizados en los estadios posteriores si en esa zona el foco térmico ha ascendido lo suficiente.

En el tiempo y considerando el mismo nivel las rocas más «jóvenes» tanto metamórficas como graníticas serán las del caso 2b), las más antiguas serán las del caso 1) y ocuparan posiciones intermedias las del caso 2a), es decir, en paralelismo con la evolución temporal del metamorfismo.

A.3.—DISCUSIÓN EN TORNO A LA UTILIZACIÓN DEL CONCEPTO DE GRADIENTE GEOTÉRMICO EN LOS DOMINIOS METAMÓRFICOS DE BAJA PRESIÓN.

Con relativa frecuencia y a partir del dato de las condiciones metamórficas deducidas en una zona concreta, se establece la variación de la temperatura con la profundidad considerando el espacio comprendido entre la superficie (presión = 0) y el dominio metamórfico definido por una o varias reacciones minerales.

Resultan, así, gradientes de 60°C/Km, 70°C/Km y superiores, cuyo establecimiento en la forma indicada comporta la admisión de una variación lineal de la temperatura con la profundidad en los cinturones metamórficos.

Tal utilización del concepto de gradiente geotérmico es a nuestro entender inexacta, en cuanto a soluciones del estudio del metamorfismo e induce a errores en la interpretación de las variaciones de presión y temperatura en los dominios metamórficos.

De acuerdo con los modelos térmicos de TURNER (1968), en el caso de un régimen térmico de extensión lateral infinita, es decir, no debido a la existencia de un foco térmico concreto emplazado en unas coordenadas espaciales determinadas, las superficies isogradas serían horizontales al igual que las superficies isotermas. No siendo éstas equidistantes, el gradiente no sería exactamente una función lineal en un diagrama P-T. Este planteamiento sería válido, en todo caso, para un metamorfismo geotérmico.

Pero en un modelo térmico donde el calor es aportado por un foco concreto, de emplazamiento vertical en una zona determinada, las superficies isogradas no son horizontales y tampoco las superficies isotermas cuya distribución no es, en modo aún más acusado que en el caso anterior, equidistante. En consecuencia, la variación de la temperatura con la profundidad dista mucho de ser una función lineal en los dominios metamórficos de bajas presiones.

Lo que se señala con una función lineal del gradiente geotérmico que se deduce en un metamorfismo a partir de las asociaciones mineralógicas presentes es la distribución T/P en un estadio estacionario y también imprecisamente, pues tales asociaciones mineralógicas reflejan las máximas tempera-

turas alcanzadas antes de llegar a dicho estadio, las cuales son relativamente más altas que las existentes durante el mismo (WINKLER, 1967).

Durante el metamorfismo regional, por tanto, la relación T/P no es una función lineal, lo cual significa que no es exacta la extrapolación con que se presenta linealmente el gradiente geotérmico a partir de las asociaciones mineralógicas determinadas.

Admitir gradientes de 50-70°C/Km, deducidos en la forma señalada, es decir, como función lineal de T y P, supone:

a) O bien temperaturas superiores a los 1.500°C en la base de la corteza, que implicarían una fusión generalizada.

b) O bien que la función lineal que comporta tal admisión presenta un marcado punto de inflexión para hacerse casi asintótica con el eje de las presiones, a partir de un punto determinado.

c) Una tercera posibilidad sería la de un espesor muy reducido de la corteza, pero en el caso que aquí se considera, del Macizo Hespérico, los datos petrológicos en los actuales niveles de observación no permiten afirmar esta posibilidad.

El caso a) no es admisible. El caso b) supone una temperatura prácticamente constante desde niveles mesocorticales hasta los basicorticales (Fig. 3) y desde los primeros hacia niveles superiores una relación T/P muy pronunciada.

Desde el punto de vista de los autores del presente trabajo, tal modelo térmico puede ser explicado únicamente si (en la medida que las características de los metamorfismos de bajas presiones indican la presencia de «domos térmicos próximos») se admite que el metamorfismo es producido por el ascenso de masas magmáticas y/o fluidos sobrecalentados cuya intrusión en niveles mesocorticales provoca una modificación en la disposición de las isothermas iniciales.

El metamorfismo desarrollado no debe, así, ser considerado como resultado de un gradiente T/P sino de un gradiente T/D (D = distancia medida en dirección normal al foco térmico, es decir, normal a las superficies isogradas establecidas en el mapa). La presión a través de la aureola se supone constante (TURNER, 1968) y el gradiente T/D expresado por las isogradas establecidas será paralelo al eje de las temperaturas en un diagrama P/T (Fig. 3). El resultado final es un gradiente compuesto según terminología de TURNER (1968), o un gradiente en el tiempo además de en el espacio, según expresión de CHINNER (1966).

La relación T/P vendrá, entonces, expresada durante el metamorfismo y antes de llegar a un régimen estacionario, por una línea similar a las representadas por las curvas A' y A'' en la figura 3 y semejante también a las es-

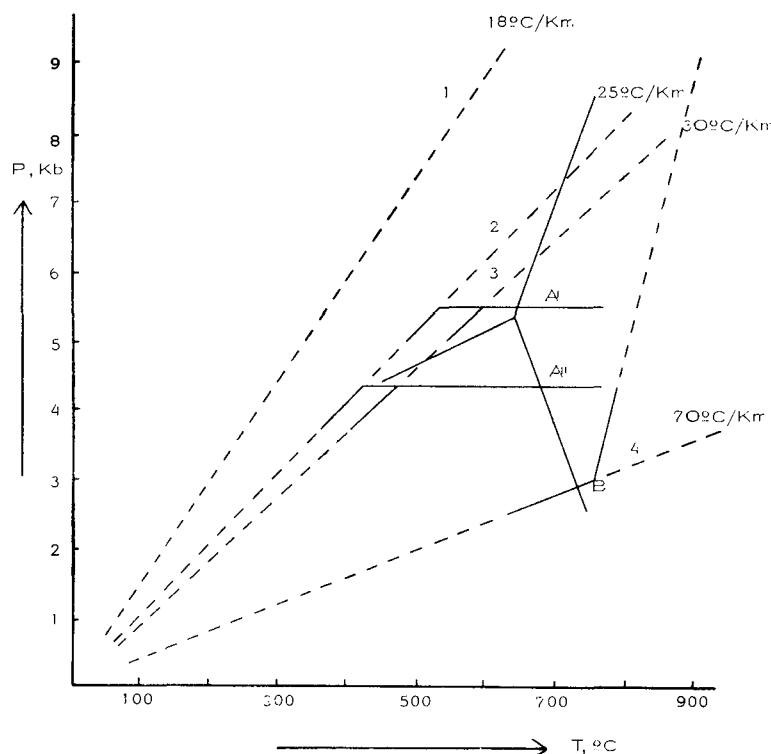


FIG. 3

A' y A'' curvas de distribución T/D (v. texto) durante el paroxismo metamórfico (régimen térmico no estacionario) para dos posiciones diferentes del foco térmico. 1, 2, 3 y 4 curvas para los gradientes señalados, en régimen térmico estacionario de extensión lateral infinita, supuestas equidistantes las isothermas. Gradientes «normales» de 25° C/Km, 30° C/Km sufren una modificación en el tiempo por efecto de intrusiones magmáticas de volumen importante. El régimen térmico resultante viene expresado por las citadas curvas A' y A''. B, punto de inflexión (?) en «gradientes» elevados, admitidos como función lineal de T/P, para temperaturas basicorticales más realistas del orden de 900°C.

Punto triple de los polimorfos de Al_2SiO_5 según RICHARDSON et al (1969).

tablecidas para el régimen de temperatura en un metamorfismo de contacto por TURNER (1968) y WINKLER (1967, 1974) a partir de los datos de JAEGER (1957, 1959).

De acuerdo con los razonamientos precedentes, puede apreciarse (Fig. 3) que la diferencia de presión entre un metamorfismo intermedio de baja presión y un metamorfismo de baja presión puede ser del orden de 1 Kb (es decir, valores del mismo orden que los admitidos como posiblemente debidos a sobrepresiones tectónicas), en ausencia de otros datos que permitan aco- taciones más seguras en uno u otro tipo de metamorfismo. Incluso a la misma presión pueden presentarse los tres polimorfos alumínicos (aparte del caso del punto triple), en un mismo acontecimiento metamórfico, distribui-

dos de acuerdo con su distancia al foco (Fig. 2). Para una misma presión la distena será el mineral más alejado del foco térmico y será afectado por un «telescoping» si el foco se desplaza. Su inestabilidad en las nuevas condiciones da paso a la formación de sillimanita y andalucita que serán más tardías respecto a la distena residual (v. fig. 2).

Aceptar los aspectos señalados implica aceptar que los metamorfismos regionales en regímenes térmicos con alta relación T/P son causados por masas o focos concretos, fuente del calor aportado. Es decir, considerar tales metamorfismos como megametamorfismos de contacto. La diferencia respecto a un metamorfismo de contacto, en el sentido en que habitualmente se emplea esta expresión, es únicamente cuantitativa, tal como se ha señalado en el apartado A.1, y los distintos efectos función de los niveles en que se observe el fenómeno metamórfico.

A.4.—RESUMEN Y POSTULADOS

Consecuentemente con lo hasta aquí expuesto cualquiera que sea el material transportador del calor, su ascenso condicionará posibles fenómenos de fusión a su paso, variables en extensión y volumen, de tal forma que los nuevos productos anatéticos podrán iniciar su ascenso conjuntamente con el material inductor de la anatexia, que queda, así, contaminado respecto a su composición original.

Esta posibilidad puede darse de un modo continuo o desarrollarse en determinados niveles en función de variables como: contenido en fluidos del encajante, temperatura inicial del mismo, relación composición-curva solidus, etc., aparte de las propias del cuerpo inductor ascendente: anchura del mismo, volumen, temperatura, estado de cristalización, contenido en agua, etc.

Igualmente y en función de las mismas variables pueden producirse fenómenos anatéticos a partir de los cuales se desarrollan magmas con un comportamiento independiente una vez producidos.

Si todo el planteamiento expuesto hasta el momento es correcto y admitiendo un proceso único orogenia-metamorfismo, deberán obtenerse los siguientes resultados:

- La presencia de rocas graníticas «tempranas» estará asociada a metamorfismos de más alta presión y más «jóvenes» que los metamorfismos asociados a las rocas graníticas «tardías».
- La cantidad de granitos será mayor en el segundo caso que en el primero, y se darán series graníticas originadas por contaminación con material encajante.

Todos los aspectos expuestos pueden sintetizarse en la aceptación de los siguientes postulados:

I) El foco térmico que desarrolla temperaturas elevadas en un cinturón metamórfico está representado por un gran volumen de materiales magmáticos que ascienden a través de la corteza, durante un episodio orogénico completo.

II) Por debajo del frente superior de esquistosidad las fases de deformación, más o menos intensas, son *isócronas en vertical*, para cada área geográfica.

III) En el caso concreto del Macizo Hespérico y teniendo en cuenta que las rocas de origen ígneo más abundantes están representadas por grandes volúmenes de granitos calcoalcalinos y asociados, de origen profundo, se parte de la base de que los magmas que dieron lugar a estos tipos graníticos han sido el foco térmico ascendente que ha condicionado la mayor parte de los fenómenos plutonometamórficos.

Un último aspecto a considerar es que el criterio de situación temporal relativo a una fase de plegamiento debe de ser tomado con precaución, ya que no tiene por qué ser isócrona en todas las zonas geográficas donde se ha producido (tal es el caso de la II fase de deformación en el Macizo Hespérico; v. BARD y FABRIES, 1970; CORRETGÉ, 1971). Así, un granito considerado como «older» por estar afectado por la fase II puede resultar, en cronología absoluta, de la misma edad que otro granito de distinta localidad geográfica señalado como «younger» por no estar afectado por dicha fase y esto ser debido a que en el segundo caso es más antigua que en el primero.

Por otra parte y tal como se deduce de la figura 1, el que un granito esté afectado por una deformación depende del nivel en que se observe su emplazamiento.

En cualquier caso, además, el carácter «older» o «younger» no puede ser un criterio definitivo a tener en cuenta en un planteamiento de génesis global, en el sentido de separar de acuerdo con él líneas genéticas. Las razones son en parte las antes aducidas y por otra el hecho de que un mismo proceso genético en la medida que tiene lugar en el tiempo puede producir a lo largo de estadios sucesivos efectos propios de cada caso, en apariencia no relacionados entre sí.

B.—ASPECTOS CONOCIDOS EN EL MACIZO HESPERICO

Se expondrán a continuación diversos aspectos de las características de las rocas graníticas y metamórficas del Macizo Hespérico, en diversas zonas

geográficas, a fin de mostrar una serie de puntos comunes que son o pueden ser importantes en el análisis global.

La relativización temporal de los acontecimientos metamórficos y de intrusiones graníticas se hace por referencia a dos fases de deformación hercínicas (fase I y fase II de BARD *et al.*, 1971) si bien se ha citado en varias ocasiones la existencia de otra fase situada entre estas dos y también una fase anterior de posible edad prehercínica (para una revisión del problema véase: ALDAYA *et al.*, 1973).

Con independencia de la existencia de metamorfismos y fases de deformación prehercínicos, así como de la presencia de otras fases hercínicas de importancia menor, se utilizarán la fase I y II de los autores citados por razones prácticas, ya que siendo las más desarrolladas permiten un mejor análisis global en la secuencia de acontecimientos petrológicos. Evidentemente, la importancia relativa de las fases puede variar de unos puntos a otros y en consecuencia la deformación tomada por fase II en algunas áreas puede ser en realidad otra fase post-I distinta, pero en el caso de que sea así, la importancia a efectos de relativización temporal es mínima, dada la edad intracarbonífera de estas fases menores. En cualquier caso, además, no se trata de hacer una equivalencia cronológica exacta entre fenómenos de distintas áreas (pretensión imposible, por otra parte, dado el carácter migratorio de las fases. BARD y FABRIES, 1970; CORRETGÉ, 1971), sino de comparar la secuencia temporal de acontecimientos entre unas áreas y otras, con independencia de cuál sea el momento inicial absoluto de los mismos.

B.1.—NO PENINSULAR, N Y CENTRO DE PORTUGAL

B.1.1.—En el NO Peninsular se han puesto de relieve características que pueden ser relevantes en la interpretación que se propone:

a) El metamorfismo hercínico oscila entre tipos intermedios de baja presión a tipos de baja presión (DEN TEX y FLOOR, 1971; BARD *et al.*, 1971; CAPDEVILA *et al.*, 1973) siendo de destacar que en zonas centrales y orientales donde las isogradas están plegadas por las fase II (CAPDEVILA, 1968, 1969; MEEBERKE *et al.*, 1973) el metamorfismo es de más alta presión que en la zona occidental; y en ésta: «From generally undeformed habit of the minerals it follow that hercynian metamorphism outlasted deformation» (FLOOR, 1966).

De un modo general puede señalarse, de acuerdo con CAPDEVILA *et al.* (*op. cit.*) que el tipo de metamorfismo es variable y: «Intermédiaire de basse pression à disthène ou à andalusite en Galice orientale, il devient de plus en plus basse pression vers le secteur occidental de Galice». Por otra parte

el metamorfismo es también más joven por relación a la fase II hacia el sector occidental, es decir, que parece existir una relación entre la edad del metamorfismo y sus condiciones P-T en el sentido de que condiciones más bajas de presión van asociadas a momentos más tardíos.

b) Respecto a los granitos, predominan los de origen mesocortical (CAPDEVILA y FLOOR, 1970; CAPDEVILA *et al.*, 1973) emplazados o desarrollados en general subcontemporáneamente con la fase II, si bien se encuentran casos de sin fase I a ligeramente tardíos respecto a la fase II.

Los más abundantes son los leucogranitos, de composición muy constante (cuarzo, albita, microlina, moscovita, biotita y muy raramente silicatos aluminicos), acompañados de fuerte actividad neumatolítica e hidrotermal. Su posición en el tiempo se extiende desde sin fase I hasta post fase II, siendo los más abundantes los post-fase I y pre-fase II. Dado que el paroxismo metamórfico es post fase I y pre fase II, al menos parte de estos granitos pueden representar fluidos alóctonos procedentes de zonas inferiores en las que cristalizan magmas graníticos de origen profundo. Apoya esta idea el hecho de que a veces son fracamente alóctonos y «Ces leucogranites recourent souvent les granodiorites d'anatexie et les isogrades profonds» y el que se encuentren presentes «no seulement pendant le paroxisme métamorphique mais pendant tout le temps que dure ce métamorphisme» (ibid.).

Otro grupo es el constituido por las granodioritas de anatexia en macizos concordantes autóctonos o subautóctonos, contemporáneos del paroxismo metamórfico. Su composición mineralógica y posición respecto a las rocas migmatíticas es similar a la que presentan en las Sierras centrales (CAPDEVILA *et al.*, *op. cit.*) y su origen por anatexia parece claro. Igualmente, se encuentran relacionados con granitos de dos micas cuya posición respecto a la fase II oscila de pre a post dicha fase (CAPDEVILA y FLOOR, 1970).

Un tercer grupo de granitoides considerados como de origen mesocortical (CAPDEVILA *et al. op. cit.*) es el representado por granitos en macizos circunscritos de carácter alóctono. Son poco abundantes y presentan frecuentes silicatos aluminicos (cordierita, sillimanita, andalucita, granate). Son ligeramente tardíos respecto a la fase II y sus características los hacen comparables a los granitos calcoalcalinos cordieríticos de zonas centrales españolas, si bien en Galicia son mucho menos frecuentes (CAPDEVILA y FLOOR, *op. cit.*). Más adelante se volverá a hacer referencia a este problema.

Por lo que respecta los granitos de serie calcoalcalina precoz son de destacar varios aspectos significativos, según CAPDEVILA *et al. (op. cit.)*:

— «La plupart de ces granodiorites précoces cicatrisent des grands accidents cassants post phase I, situés dans la charnière de la virgation, ou apparaissent au coeur d'anticlinaux de la deuxième phase de déformation».

— «Les relations avec le métamorphisme régional sont d'un type analogue à celles des leucogranites: les granodiorites precoces sont à peu près contemporaines du metamorphisme regional».

— «Les granodiorites precoces, mises en place dans les gneiss pelitiques du facies amphibolite profond, sont plus alumineuses et plus muscovitiques que celles qui atteignent des niveaux plus superficiels. Ces differences chimico-mineralogiques en fonction du niveau final d'intrusion, correspondent sans doute a une capacité d'assimilation d'encaissant plus grande des magmas granodioritiques, lorsqu'ils se mettent en place dans des formations soumises a un metamorphisme mesozonal intense. Les granodiorites precoces mises en place dans ces conditions et par consequent riches en muscovite, presentent alors des analogies de facies avec les leucogranites»¹.

— «...est importante de noter, que leur mise en place est contemporaine du metamorphisme regional et qu'elle est quasi exclusivement limitée aux zones fortement metamorphiques».

En cuanto a los granitos calcoalcalinos tardíos, de origen profundo, las características son de todo punto similares tanto en el NO como en otros dominios hespéricos y también similares a los granitos calcoalcalinos precoces (CAPDEVILA *et al.*, *op. cit.*).

Atendiendo a la mineralogía de los granitos anatéticos enraizados y rocas asociadas, así como de los granitos de la serie calcoalcalina tardía, conviene destacar dos aspectos:

1) Que las rocas migmatíticas y granitos heterogéneos de anatexia asociados no tienen o es muy rara la cordierita (v.: FERRAGNE, 1966 a, 1966 b, 1968; ANTONIOZ y FERRAGNE, 1967; ZUUREN, 1969; HILGEN, 1971; E. MARTÍNEZ y CORRETGÉ, 1970; E. MARTÍNEZ, 1973; GONZÁLEZ-LODEIRO *et al.*, 1974 a, b, c, d; FERNÁNDEZ POMPA y BOQUERA, 1974; FERNÁNDEZ TOMÁS y PILES, 1974; CHAMÓN y FERNÁNDEZ TOMÁS, 1974; CHAMÓN y FERNÁNDEZ POMPA, 1974), que alcanza importancia sólo en algunos puntos concretos (FLOOR, 1966; WOENSDREGT, 1966), siendo relativamente más frecuente el granate. Esta escasez de la cordierita es con toda probabilidad causada por condiciones de presión más elevadas en el metamorfismo del NO, que en las zonas peninsulares centro-occidentales y centro-meridionales, donde la cordierita es un mineral muy frecuente en rocas de tipo migmatítico y granitos asociados, si bien la composición química de las rocas originales es otro factor a tener en cuenta, dado el control químico condicionante de la aparición de cordierita y/o granate (v. CURRIE, 1971; DALLMEYER, 1972).

¹ Esta relación parece similar, cualitativamente al menos, al paralelismo de la serie calcoalcalina tardía con la serie calcoalcalina contaminada, con cordierita y moscovita (v. UGIDOS y BEA, 1976).

b) Que los granitos calcoalcalinos «younger» en las áreas del NO no presentan facies con prismas cordieríticos con la importancia que se presentan en otras zonas peninsulares (CAPDEVILA y FLOOR, 1970), pero si existen facies de transición a granitos de dos micas con andalucita y más raramente sillimanita (GONZÁLEZ-LODEIRO *et al.*, 1974 b, c, d) que pueden indicar un fenómeno de asimilación similar al que presentan los primeros.

B.1.2.—Zonas de Sanabria y Arribes del Duero

En la zona de Sanabria (provincias de León, Orense y Zamora) estudiadas por E. MARTÍNEZ y CORRETGÉ (1970) y E. MARTÍNEZ (1973), el metamorfismo hercínico es de tipo «presión intermedia» y se desarrolla en torno a la fase I hercínica (fase II en la región citada, *ibid.*) con migmatización tardía respecto a esta fase. En cuanto a los granitos, los de edad hercínica son netamente calcoalcalinos y su emplazamiento tuvo lugar desde la fase I hercínica hasta estadios posteriores a la fase II (IV en esta región, *ibid.*).

Por lo que se refiere a la zona de los Arribes del Duero (provincias de Zamora y Salamanca), estudiada por F. MARTÍNEZ (1974), el metamorfismo se inicia bajo condiciones de más alta presión que las finales, teniendo lugar fenómenos anatéticos cuantitativamente poco importantes durante los primeros estadios. Posteriormente a la primera etapa metamórfica y con anterioridad a la fase II (III en esta zona) se intruyen granitos calcoalcalinos (granitos monzoníticos y granodioritas) en cuyas aureolas térmicas se desestabilizan las paragénesis metamórficas iniciales, sufriendo un reajuste las isogradas y variando las condiciones metamórficas hacia asociaciones de más baja presión (*ibid.*). Es en estos momentos cuando los fenómenos anatéticos alcanzan su máximo desarrollo y se produce la principal masa de granitos alcalinos, debido en parte a que el sistema se abre para el H_2O (*ibid.*). Estos granitos se intruyen en relación con la fase II, por lo que el autor los considera, en conjunto, como sincinemáticos.

Posteriormente tiene lugar la intrusión de granitos de afinidades calcoalcalinas y tendencia alcalina, que se consideran como de carácter mixto de acuerdo con la nomenclatura de CAPDEVILA *et al.* (1973), admitiendo que pueden representar un magma calcoalcalino contaminado en niveles superiores de la corteza.

Es importante señalar en relación con estos granitos que presentan cantidades variables de moscovita, a veces con sillimanita asociada, careciendo de prismas cordieríticos que por otra parte tampoco se encuentran en el neosome las migmatitas, ni en los granitos anatéticos.

Finalmente se produce la intrusión de pórfidos graníticos, según fracturas de dirección NE-SO, comparables a las rocas graníticas de la serie cal-

coalcalina «younger» (ibid.). Esta serie se encuentra, por tanto, muy poco representada.

B.1.3.—*N de Portugal*

En el N de Portugal, el metamorfismo es anterior-subcontemporáneo de la fase II, de acuerdo con los trabajos de WESTERWELD (1956), SCHERMERHORN (1956), OEN (1970), PORTUGAL (1965, 1967), y de baja presión, en general. Las asociaciones minerales muestran gran similitud con el metamorfismo de Galicia oriental, presentando ocasionales asociaciones con distena hercínica (BARD, *et al.*, 1971). Las áreas metamórficas estudiadas por TORRE DE ASSUNÇÃO (1962) en los dominios norocidentales portugueses revelan asociaciones mineralógicas (con cordierita abundante en rocas migmatíticas y granitos asociados) que definen un metamorfismo, en relación con la fase II, de más baja presión que los metamorfismos citados por los autores anteriores.

Por otra parte ATHERTON *et al.* (1974) señalan en el cinturón metamórfico de Oporto-Viseu varios puntos de interés en relación con la secuencia de aparición de minerales índice y desarrollo del metamorfismo. Según estos autores la andalucita raramente se presenta con estauroлита, a la cual posdata. Estauroлита y andalucita son anteriores a «coarse or recrystallized sillimanite». «For the time relations could well be similar to those at Cavernais where early staurolite plus kyanite is followed in the same metamorphism by andalusite and finally by sillimanite». Los autores opinan que no se trata de dos episodios metamórficos superpuestos (metamorfismo tipo Barrow + metamorfismo tipo Abukuma), sino de un único metamorfismo cuyas condiciones se han modificado en el tiempo.

Los granitos tardíos del N de Portugal se han considerado como representados por granitos calcoalcalinos mayoritariamente, y en menor proporción por granitos alcalinos, es decir, al contrario de lo que ocurre en Galicia (FLOOR *et al.*, 1970). Sin embargo, exceptuando los granitos calcoalcalinos pertenecientes al grupo IV de FLOOR *et al.* (*op. cit.*) los demás grupos graníticos presentan caracteres intermedios alcalinos-calcoalcalinos y son alóctonos (grupos II y III, ibid.).

En cualquier caso, la comparación del N de Portugal con la región gallega ha permitido establecer, de acuerdo con la interpretación de FLOOR *et al.* (*op. cit.*), los siguientes puntos:

a) «Que des granites alcalins antérieurs à la fin des plissements régionaux et des granites calcoalcalins post-tectoniques sont communs dans les deux régions comparées».

b) «Qu'en Galice, on trouve deux types importants de massifs granitiques que jusqu'à présent l'on n'a pas décrits en grand quantité au Portugal»:

— Des granites alcalins (à albite, oligoclase acide, riches en muscovite, leucocrates) essentiellement post-tectoniques».

— Des granites calcoalcalins (à oligoclase, riches en biotite, assez sombres) déformés par la tectonique régionale.

c) «Qu'au N de Portugal, on trouve une variété plus grande de types de granites calcoalcalins post-tectoniques, mais une variété moins grande de types texturaux del granites alcalins que précèdent le fin des plissements régionaux».

La diferencia entre Galicia y N de Portugal puede explicarse si se admite (como se ha señalado en B.1.1,b) que los leucogranitos representan, al menos en parte, fluidos derivados de los magmas calcoalcalinos que cristalizan en niveles inferiores. En el N de Portugal estos magmas son más tardíos, se encuentran emplazados en niveles más altos y se contaminan con productos anatéticos produciendo los tipos graníticos correspondientes a los grupos II y III de FLOOR *et al.* (1970), de caracteres intermedios alcalinos-calcoalcalinos. Esta posibilidad necesita, evidentemente, comprobación geoquímica.

B.1.4.—*Centro de Portugal*

En áreas centrales portuguesas se ha puesto de relieve la presencia de granitos calcoalcalinos biotíticos con prismas de cordierita (Serra da Estrela: observaciones realizadas durante la II reunión de Geólogos del SO del Macizo Hespérico, 1972). Asimismo, TORRE DE ASSUNÇÃO (1962) señala en algunos granitos calcoalcalinos del área Miño-Duero, la presencia de cordieritas. ROCHA DO MACEDO (1974), en la región de Braga, indica también cordieritas formando parte de la mineralogía en el mismo tipo de granitos. Igualmente TEIXEIRA (1959) en Vilar Famoso y PALACIOS (1974) en el «complejo xisto-granito-migmatítico» de la Serra do Geres.

Es de destacar en estas zonas, entonces, la presencia de prismas cordieríticos asociados a granitos calcoalcalinos «younger».

B.2.—AREAS CENTRO-MERIDIONALES Y MERIDIONALES

Se conocen en estos dominios aspectos parciales de complejos metamórficos y graníticos que muestran datos relevantes coincidentes con los de otras áreas.

Las zonas metamórficas conocidas son:

- Cinturón Badajoz-Córdoba
- Cinturón Aracena-Lora del Río
- Complejo metamórfico de Evora-Beja.

B.2.1.—El cinturón metamórfico de Badajoz-Córdoba, aún insuficientemente conocido, ha sido considerado como formado bajo condiciones metamórficas características de presión intermedia (BARD *et al.*, 1971 a y b). MUÑOZ y VEGAS (1974) señalan también este tipo de metamorfismo y discuten la posibilidad de su edad antehercínica inclinándose por una solución hercínica con desarrollo de granate, distena y sillimanita sincrónicas con la foliación F_1 posteriormente plegada. Igualmente descartan la existencia de un polimetamorfismo.

Nuevos datos obtenidos por CHACÓN (1974) y CHACÓN *et al.* (1974) muestran la complejidad del cinturón metamórfico Badajoz-Córdoba al oeste de Valencia de las Torres, señalando que hay dos dominios metamórficos diferentes. Uno del mismo tipo que el señalado por los autores anteriores y otro de menos presión (sin distena y con andalucita-sillimanita), en el que se dan materiales anatexíticos y masas granitoides postmetamórficas.

No están claras por el momento las relaciones mineral-fase de deformación ni los equilibrios paragenéticos por lo que es difícil establecer la secuencia del desarrollo de las asociaciones metamórficas. En cualquier caso, este cinturón metamórfico carece de manifestaciones graníticas importantes (BARD, 1971), presenta ortoneises y es probablemente plurifacial (*ibid.*).

B.2.2.—Mejor conocidas son las áreas metamórficas de Aracena (FABRIES, 1963) y Lora del Río (BARD, 1969), donde el metamorfismo es típicamente de baja presión alcanzando su paroxismo en estadios intermedios entre las fases I y II prolongándose en Lora del Río hasta la fase II (BARD y FABRIES, 1970). La presencia de rocas graníticas es aquí mucho más importante que en el cinturón metamórfico Badajoz-Córdoba y son frecuentes los fenómenos anatécnicos (BARD, 1970; BARD y FABRIES, 1970).

Si bien las condiciones globales de los metamorfismos en Aracena y Lora del Río son de todo punto semejantes, algunos aspectos son de gran interés:

— En Lora del Río, la migmatización en la que se producen abundantes facies cordieríticas, es posterior a una etapa metamórfica que asociada a las fases principales de deformación origina neises biotítico-sillimaníticos, superponiéndose a éstos la mineralogía cordierítica en rocas de tipo diatexítico, isótropas, en las cuales microplegues y textura neisica tienen carácter resi-

dual. Una feldespatización posterior granitiza y homogeneiza a estas rocas (FABRIES, 1963).

Aparentemente, por tanto, se dan dos estadios metamórficos de temperatura elevada, sin que esto descarte la posibilidad de su carácter progresivo.

— En Aracena, por el contrario (BARD, 1969), no tiene lugar más que un único estadio de temperatura elevada de sin a post fase I bastante amplio en el tiempo, sucediéndose varias asociaciones mineralógicas que finalizan con la blastesis de feldespato potásico y sillimanita prismática (BARD y FABRIES, 1970).

B.2.3.—En la región de Evora-Beja, se da un tipo de metamorfismo similar al indicado en Aracena-Lora del Río (CARBALHOSA, 1971; CAPDEVILA *et al.*, 1973) en estadios situados entre las fases I y II y los granitos de dos micas están deformados por la fase II y son muy análogos a los granitos de dos micas del NO peninsular.

Los granitos calcoalcalinos pre fase II, si bien están representados, son excepcionales y predominan los posteriores a esta fase. De acuerdo con CAPDEVILA *et al.* (1973) en la región de Evora-Beja los tipos graníticos, aparte de los netamente calcoalcalinos, son los siguientes: granitos de anatexia aparentemente autóctonos, raros leucogranitos en macizos alóctonos y sobre todo granitos porfiroides de dos micas y cordierita en macizos alóctonos netamente discordantes.

Los granitos tempranos se encuentran formando pequeños macizos alargados paralelamente con la dirección de las estructuras mayores, afectados por la fase II y son contemporáneos con el metamorfismo regional. Los granitos tardíos alcanzan también extensiones muy pequeñas, disponiéndose según alineaciones de los ejes de antiformas tardías y en parte también con una distribución más irregular en dominios metamórficos de facies anfibolíticas, en extensiones relativamente pequeñas (CAPDEVILA *et al.*, 1973).

La observación conjunta de la región Lora del Río-Aracena-Evora, permite señalar los siguientes aspectos más destacables:

a) El metamorfismo es de baja presión con formación de migmatitas de tipo nebulítico ricas en cordierita, llegando a formarse incluso rocas de afinidad charnockítica. En todos los casos las asociaciones mineralógicas finales están precedidas por asociaciones integradas por: fibrolita-granate-biotita-plagioclasas-cuarzo (Lora del Río), plagioclasas-biotita-granate-cuarzo (Aracena), finalizando los procesos de desarrollo de los minerales con una granitización metasomática de feldespato potásico (Macizo de las Camachas, zona de Lora del Río) o blastesis de feldespato potásico (Aracena) (FABRIES, 1963; BARD y FABRIES, 1970).

b) Predominio de los granitos calcoalcalinos «younger» sobre los tempranos, presentando aquéllos, prismas cordieríticos (CARBALHOSA, 1970).

c) Es importante señalar que el metamorfismo tiene una historia diferente en el tiempo (respecto a las fases de deformación) de unas regiones a otras, siendo más joven en Lora del Río que en los otros dominios, a pesar de la continuidad estructural y de la proximidad espacial, sugiriendo esto una diferente posición espacio-temporal del foco térmico en Lora del Río que en las otras dos áreas. En Lora *el metamorfismo es más tardío, los granitos alcalinos también y están ausentes los granitos calcoalcalinos tempranos.*

B.3.—ZONAS CENTRALES ESPAÑOLAS

El metamorfismo en las áreas centrales peninsulares es conocido desde hace relativamente poco tiempo de un modo preciso y los datos obtenidos han permitido establecer, de un modo generalizado, los aspectos más importantes, que se resumen a continuación.

B.3.1.—*Areas del Guadarrama*

Considerado en su conjunto el metamorfismo es plurifacial (BARD *et al.*, 1970, 1971 a y b) y polifásico (FUSTER *et al.*, 1974) y sus condiciones de presión y temperatura varían de estadios pre fase II a post fase II. Las condiciones iniciales indican un metamorfismo de presión intermedia o intermedio de baja presión (BARD *et al.*, *op. cit.*; FUSTER y GARCÍA CACHO, 1971; GARCÍA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; FUSTER *et al.*, *op. cit.*; LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1975) mientras que las finales (de sin a post fase II) son netamente de baja presión con desarrollo de andalucita, cordierita y sillimanita. De acuerdo con los autores citados, algunos de los minerales correspondientes a los primeros momentos metamórficos permanecen como relictos en dominios donde predominan las últimas asociaciones, de baja presión.

La variación de las condiciones metamórficas ha sido establecida no sólo de acuerdo con las relaciones fase de deformación-crecimiento mineral, sino también, en ocasiones, atendiendo a la zonación química de minerales como el granate (LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1975) que revela un cambio en las condiciones metamórficas, en concordancia con el primer tipo de datos. Según LÓPEZ RUIZ *et al.* (*op. cit.*): «... teniendo en cuenta los diferentes tipos de zonado que presentan los granates de la Sierra de Guadarrama, estos se generaron en una primera etapa metamórfica, caracterizada por un gradiente geotérmico intermedio. Posteriormente tuvo lugar un descenso importante de la presión y un aumento de la temperatura y bajo estas condiciones los granates (y otras fases minerales originadas durante la primera etapa, como por ejemplo, estauroлита y distena) sufren un proceso de reabsorción, el cual que-

da evidenciado por el enriquecimiento en Mn en el borde del cristal, o cuando el proceso ha sido intenso, por la existencia de zonado inverso al mismo tiempo que, según lo ya expuesto, se desarrollan, especialmente en los sectores central y occidental, las nuevas paragénesis actualmente predominantes. Ahora bien, puesto que únicamente los granates de las zonas del cloritoide y estauroлита del sector oriental presentan zonado normal, esta segunda etapa de metamorfismo ha afectado a todo el conjunto metamórfico de la Sierra del Guadarrama, a excepción de los niveles epi-mesozonales del sector oriental».

Es importante señalar, en relación con esto último, que en el sector oriental del Guadarrama, *a diferencia de los sectores central y occidental, no se presentan los granitos calcoalcalinos tardíos*, lo cual sugiere que las etapas metamórficas tardías, de baja presión, predominantes en dominios centro-occidentales del Guadarrama, son producidas por la intrusión de grandes masas de magma calcoalcalino, dada la coincidencia espacio-temporal.

Por lo que se refiere a las rocas graníticas, son en general, tarditectónicas con relación a las fases mayores (BARD *et al.*, 1970; CAPDEVILA *et al.*, 1973; PEINADO, 1973) si bien se ha señalado la presencia de algunas facies graníticas con foliación marcada, cuyo origen se atribuye al carácter sincinemático de las intrusiones con la fase II (APARICIO *et al.*, 1975).

Desde un punto de vista químico los granitos son mayoritariamente calcoalcalinos según datos de diversos autores (IBARROLA y FUSTER, 1950, 1953; FUSTER, 1951; GARCÍA DE FIGUEROLA, 1959; NICOLLI, 1966; APARICIO *et al.*, 1975) si bien en algunos casos se señalan también pequeños plutones de granitos de dos micas o moscovíticos, de contenidos en CaO inferiores al 1 %.

Petrográficamente y con excepción de masas graníticas locales, el conjunto está constituido por rocas graníticas de tipo granodiorítico o adamellítico, en general porfiroides y a veces con silicatos alumínicos, predominantemente cordierita prismática (BARD *et al.*, 1970; CAPDEVILA *et al.*, 1973; PEINADO, 1973; APARICIO *et al.*, 1975; GONZÁLEZ-LODEIRO, com. personal, 1976; UGIDOS y PEÓN, observaciones personales en la Sierra de Gredos).

En menor proporción se presentan leucogranitos con nódulos cordieríticos (APARICIO *et al.*, 1975) de todo punto similares a los descritos por GARCÍA DE FIGUEROLA y MARÍN BENAVENTE (1959), UGIDOS (1973 a) y BABÍN (1974, 1975) en otras áreas del Macizo Hespérico (zonas de Béjar-Barco de Avila-Piedrahíta).

B.3.2.—Complejo metamórfico de Plasencia-Béjar-Barco de Avila-Piedrahíta. (Provincias de Salamanca, Cáceres y Avila).

En las áreas de Plasencia-Béjar, el metamorfismo es netamente de baja

presión y de acuerdo con las relaciones minerales-fases de deformación, predominantemente post-fase II (UGIDOS, 1974 a). No obstante, hay datos que permiten admitir que el desarrollo del metamorfismo ha alcanzado condiciones térmicas elevadas antes de la citada fase (como es la presencia abundante de sillimanita y restos de rocas migmatíticas pre-fase II), si bien no ha sido posible el hallazgo de minerales índice que pudieran hacer pensar en condiciones metamórficas de presión intermedia o similares. El intenso fenómeno de «telescoping» que ha tenido lugar tardíamente (UGIDOS, 1973 b; 1974 b) causado por la intrusión de grandes volúmenes de magmas calcoalcalinos debió de borrar posibles isograsas anteriores, permaneciendo finalmente como estables las asociaciones de baja presión.

En algunas zonas como al S de Salamanca se ha señalado la presencia de asociaciones mineralógicas con almandino y estaurolita post fase I y pre fase II (PELLITERO *et al.*, 1976) que indican probablemente condiciones de presión más elevada que en el caso anterior. Es de destacar que en relación con este dominio metamórfico se encuentran granitos leucocráticos, no porfídicos, de tamaño de grano medio a fino, que presentan granate y turmalina como minerales accesorios y se encuentran tectonizados por fases de deformación hercínicas (PELLITERO *et al.*, *op. cit.*).

También, al NO de Barco de Avila (GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO, 1975), se ha señalado la presencia de restos de estaurolita desestabilizada a andalucita y biotita, que podrían representar momentos metamórficos iniciales de más alta presión que los tardíos.

Igualmente, en el área Barco de Avila-Piedrahíta, el metamorfismo es de baja presión (asociaciones de sillimanita, cordierita y feldespato potásico. BABÍN, 1974, 1975) y tardío respecto a las principales fases de deformación, si bien ha sido posible determinar asociaciones residuales de más alta presión integradas por estaurolita, granate, distena, sillimanita y feldespato potásico en relación con la primera fase de plegamiento (BABÍN, *ops. cit.*).

Las rocas graníticas predominantes en todo el conjunto considerado se corresponden con la serie calcoalcalina tardía y son abundantes las facies cordieríticas en transición con el encajante migmatítico-diatexítico (UGIDOS, 1973 b, 1974 a). Les siguen en importancia cuantitativa granitos de dos micas de diversos tipos, parcialmente enraizados con rocas de tipo diatexítico, resultantes en parte de los fenómenos metamórficos finales y de un importante desarrollo de procesos metasomáticos inducidos por los magmas calcoalcalinos (UGIDOS, 1973 b, 1974 c y d). Un último tipo de rocas graníticas son las representadas por los granitos aplíticos de nódulos (UGIDOS, 1973 a; BABÍN, 1974, 1975) equivalentes a los granitos aplíticos mosqueados de GARCÍA DE FIGUEROLA y MARÍN BENAVENTE (1959). Todas las rocas graníticas conocidas hasta el momento son tardías respecto a las principales fases de

deformación al igual que las producidas en momentos de máxima intensidad metamórfica. El granito de Martinamor (PELLITERO *et al.*, 1976) constituye una excepción.

En otras zonas al O y NO de Piedrahíta se han señalado rocas graníticas deformadas (GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO, 1975), consistentes por una parte en neises moscovítico-biotíticos en relación con rocas de tipo micacítico y migmatítico y por otra por neises derivados de rocas graníticas calcoalcalinas. Los primeros parecen estar en relación con el metamorfismo regional pre fase II. Los segundos son considerados como equivalentes a las granodioritas «precoces» de otros puntos del Macizo (GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO, *op. cit.*) y su relación con los procesos de deformación no ha sido resuelta (*ibid.*).

B.3.3.—*Macizo de Toledo*

Ha sido estudiado fundamentalmente por APARICIO (1971) y la comparación de las rocas graníticas de esta región así como de las características del metamorfismo ha sido ya realizada con la zona de Béjar-Plasencia (UGIDOS y BEA, 1976). El tipo de metamorfismo es de baja presión con desarrollo de fenómenos anatéticos y de intrusión granítica tardíos respecto a las principales fases de deformación. Los granitos de anatexia guardan relaciones espaciales y petrográficas similares a las señaladas en Béjar y los granitos biotíticos son calcoalcalinos de acuerdo con los datos químicos de NICOLLI (1966; contenidos de CaO entre 1,5 y 2,5 %) y tienen cordierita de forma prácticamente constante en sus facies marginales (APARICIO, *op. cit.*).

B.3.4.—*Zonas graníticas con metamorfismo de bajo grado: granitos alóctonos emplazados en niveles epizonales.*

Los principales granitos y plutones graníticos que se encuentran emplazados en niveles de bajo grado metamórfico, en áreas centro meridionales son los siguientes: batolito de Cabeza Araya, batolitos de Jalama y Cadalso-Casilla de Flores, granitos de Albalá, Montánchez y Trujillo, granito de Fontanosas, batolito de los Pedroches y granito de Albuquerque. Su análisis comparativo ha sido ya realizado por UGIDOS y BEA (1976) a partir de los datos de CORRETGÉ (1971), GARCÍA DE FIGUEROLA (1954, 1966, 1972), MONTEIRO (1973), SAAVEDRA y PELLITERO (1973), LEUTWEIN *et al* (1970), BEA (1975) habiéndose puesto de manifiesto que en todos ellos es factor común la presencia muy abundante de prismas cordieríticos y en menor proporción andalucita y a veces sillimanita, así como la tendencia alcalina de estos granitos que conservan, por otra parte, características afines a los granitos calcoalcalinos.

Nuevos datos debidos a SAAVEDRA *et al* (1974) muestran una vez más el carácter zonado de los granitos con cordierita, presentándose este mineral fundamentalmente en facies externas de los granitos, más alcalinas, mientras que en las facies más internas, más calcoalcalinas, es más raro o ausente. Este hecho se ha puesto de manifiesto en el extremo oriental del batolito de los Pedroches (SAAVEDRA *et al.*, *op. cit.*).

Evidentemente, en estos casos al igual que en otros ya señalados el que se observen o no las facies centrales calcoalcalinas no cordieríticas depende de la forma y estructura de cada batolito así como del nivel de erosión.

El batolito de Albuquerque, muestra también una gran abundancia de prismas cordieríticos en la mayor parte de sus facies, variando de ser biotítico a presentar, además, cantidades variables de moscovita (GUMIEL *et al.*, 1976). Marginalmente presenta facies moscovíticas y aplíticas (*ibid.*).

Dado que todos estos batolitos graníticos son epizonales no resulta posible establecer su relación directa con los niveles metamórficos pero en cualquier caso es importante señalar su carácter «younger», su afinidad calcoalcalina y tendencia alcalina y especialmente su contenido en cordierita.

C.—CONCLUSIONES: CLASIFICACION CON BASE GENETICA DE LAS ROCAS GRANITICAS DEL MACIZO HESPERICO

El análisis global del conjunto de fenómenos metamórficos y de génesis de rocas graníticas permite establecer los siguientes hechos, algunos de los cuales han sido ya puestos de manifiesto:

1. El metamorfismo hercínico es plurifacial y presenta asociaciones mineralógicas que oscilan de tipos intermedios o intermedios de baja presión a tipos de baja presión.

2. En los dominios donde, más o menos próximos, están representados los dos tipos de metamorfismos se dan las siguientes circunstancias:

- a) El metamorfismo es tanto más joven cuanto menores son sus condiciones de presión.

- b) En las áreas donde se presenta el metamorfismo intermedio o intermedio de baja presión se presentan, a veces, granodioritas tempranas afectadas por la fase II de deformación.

- c) En las zonas donde se encuentra metamorfismo intermedio o intermedio de baja presión faltan o son muy poco extensas o carecen de control estructural regional las granodioritas tardías (batolitos circunscritos).

d) Los granitos de anatexia (leucogranitos) asociados a este proceso metamórfico son, en general, pre o sin fase II y autóctonos o paraúctonos.

e) En aquellas áreas donde los metamorfismos están muy próximos o el de baja presión solapa al intermedio de baja presión, son abundantes los granitos calcoalcalinos tardíos y frecuentes también los granitos de anatexia, enraizados, posteriores a los granitos de anatexia relacionados con el metamorfismo intermedio de baja presión. Ambos tipos graníticos, de origen anatético, presentan diferencias petrográficas y químicas. En el primer caso son granitos leucocráticos, de plagioclasa albitica, predominantemente moscovíticos y con raros silicatos aluminicos en su mineralogía. En el segundo las plagioclasas son más básicas, es mayor el contenido en biotita, frecuentes los silicatos aluminicos y no presentan manifestaciones importantes de fenómenos hidrotermales o neumatolíticos, frecuentes en el caso anterior.

3. En los dominios donde se presentan masivamente los granitos calcoalcalinos «younger» el metamorfismo es de baja presión y oscila de sin a post fase II, faltando las granodioritas precoces.

4. Si el metamorfismo de baja presión es interfase, se encuentran también granodioritas tempranas y granitos de anatexia de pre a sin fase II.

5. Donde el metamorfismo es post fase II predominan los granitos calcoalcalinos tardíos, no hay granitos calcoalcalinos precoces y tampoco metamorfismos intermedios de baja presión, encontrándose, en todo caso, algún mineral aislado de paragénesis correspondientes a este metamorfismo.

6. En áreas en que el metamorfismo de baja presión llega a desarrollar facies migmatítico-nebulíticas, los granitos calcoalcalinos presentan también transición gradual con estas facies y son marginalmente ricos en prismas de cordierita similares a los encontrados en las mismatitas y de todo punto diferentes a las cordieritas poiquiloblásticas típicas del metamorfismo de contacto.

7. Los granitos del Macizo Hespérico son mayoritariamente calcoalcalinos o de afinidad calcoalcalina cuando menos, presentando, en general, cordierita como componente mineralógico más o menos abundante. En consecuencia, y si realmente las cordieritas son xenocristales, con todo lo que esto implica (v. UGIDOS, 1974 a, 1976 y UGIDOS, BEA, 1976), entonces parece claro que el fenómeno anatético inducido por los magmas calcoalcalinos es un fenómeno generalizado. Por tanto es muy probable que estos magmas constituyan el foco térmico responsable de los metamorfismos de baja presión y próximos. Desde esta perspectiva tales granitos son la causa y no el efecto de dichos metamorfismos.

La aparente excepción del NO peninsular, donde son raros los granitos calcoalcalinos con cordierita, puede explicarse teniendo en cuenta:

a) Que las rocas migmatíticas de tipo diatexitico tampoco presentan cordierita en dichas zonas o muy raramente (v. apartados B.1.1 y B.1.3).

b) Que los granitos calcoalcalinos de estas zonas muestran evidencias de contaminación ya que presentan facies de dos micas con silicatos aluminicos.

c) En algún caso se ha señalado la existencia de cordierita en granitos de afinidad calcoalcalina (granito de Ponferrada, O. SUÁREZ, 1970).

8. En cualquier caso, las rocas graníticas calcoalcalinas, tempranas o tardías, aparecen en zonas de máxima intensidad metamórfica:

— NO peninsular, referido a granodioritas precoces: «Cependant il est important de noter, pour la suite, que leur mise en place est contemporaine du métamorphisme régional et qu'elle est quasi exclusivement limitée aux zones fortement métamorphiques» (CAPDEVILA *et al.*, 1973).

— NO peninsular, referido a granodioritas tardías: «... la tres grande majorité de ces granodiorites et adamellites tardives apparaît là où le métamorphisme régional a été le plus important» (ibid.).

— En general: «...les lieux de production des granitoïdes hybrides sont situés sur les mêmes verticales que les sources thermiques du métamorphisme régional...», «...les granodiorites tardives apparaissant préférentiellement dans la zone où le métamorphisme a été de plus basse pression» (ibid.).

9. En muchas de las zonas donde se ha producido una migmatización cordierítica, los autores señalan también un fenómeno metasomático afectando a estas rocas (FABRIES, 1963; TORRE DE ASSUNÇÃO, 1962; UGIDOS, 1973 b, 1974 c).

10. El paralelismo entre los datos conocidos y los aspectos considerados en el apartado A, es suficientemente acusado como para que la hipótesis propuesta pueda ser considerada como válida, al menos para el grado de conocimientos actuales. En cualquier caso, las relaciones espacio-temporales señaladas entre metamorfismos y rocas graníticas son datos que ninguna hipótesis puede obviar.

Los aspectos considerados hasta el momento tienen carácter general, es decir, válidos para la mayor parte de las zonas consideradas. Otros datos de carácter más restringido apoyan también (o son compatibles) con el plantea-

miento global de las relaciones causa-efecto entre los granitos y metamorfismos. Así mismo, algunas diferencias entre unos dominios y otros pueden explicarse en función de tal planteamiento.

En un trabajo anterior, de alcance más limitado, UGIDOS y BEA (1976) señalan las posibles líneas genéticas de los granitos del Macizo Hespérico para áreas centro-peninsulares, con base en datos químicos (BEA, 1975) y en modelos petrogenéticos establecidos anteriormente (UGIDOS, 1973 b, 1974 a y c; BEA, 1975, 1976).

Los autores admiten la existencia de las siguientes líneas petrogenéticas:

- Serie calcoalcalina, de origen profundo, tal como ha sido admitida en trabajos anteriores (CAPDEVILA *et al.*, 1973) de acuerdo con las relaciones bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (PRIEM, 1970) y relaciones de elementos menores como Ba, Sr, Rb y otros (BEA, 1975, 1976).
- Serie calcoalcalina contaminada, representado por granitos biotíticos, a veces con moscovita, de afinidad calcoalcalina y con prismas cordieríticos cuyo origen exterior al granito revela un acusado proceso de contaminación. Estos granitos son, en muchos casos, petrográficamente similares a los anteriores (exceptuando la presencia de aluminosilicatos) pero químicamente tienden hacia términos de la serie alcalina de origen mesocortical (CORRETGÉ, 1971; UGIDOS, 1973 b, 1974 a; BEA, 1975).
- Serie alcalina inducida, anatexitas y diatexitas, granitos mixtos. De acuerdo con la interpretación de UGIDOS y BEA (1976), en estas series quedan agrupados tanto los granitos que no pertenecen a las dos series anteriores debido a que en su génesis participa mayoritariamente material mesocortical (anatexitas y diatexitas), como los granitos en los que la participación de material meso y basicortical es cuantitativamente similar (granitos mixtos).

A partir de nuevos datos (BEA, 1976; BEA y UGIDOS, 1976) y de consideraciones sobre los ya conocidos, se puede realizar una interpretación más precisa sobre la génesis de estos tipos graníticos si bien y en tanto no se disponga de datos de otras regiones tiene validez sólo para la zona centro-peninsular. No obstante y en la medida en que este modelo local encaja en el planteamiento general cabe pensar, en principio, que sea válido también para otras regiones con las que presenta aspectos coincidentes.

En la serie alcalina desarrollada básicamente a partir de materiales mesocorticales en estadios metamórficos de alto grado pueden considerarse (en las zonas de los Arribes del Duero y Plasencia-Barco de Avila) dos líneas de génesis diferentes aunque en ambos casos los autores admiten la inter-

vención de fluidos o componentes derivados de las masas magmáticas calcoalcalinas sobre los productos metamórfico-anatéticos.

Una primera línea genética se desarrolla durante etapas ligadas a las condiciones de metamorfismo inicial, intermedio o intermedio de baja presión. Los granitos de anatexia producidos en estas condiciones se caracterizan por presentar dos micas, albita, son leucocráticos y de pre a sin-cinemáticos con la fase II (F. MARTÍNEZ, 1974; zona de los Arribes del Duero) y tienen carácter autóctono o subautóctono.

Datos químicos (BEA, 1975; BEA y UGIDOS, 1976) revelan que estos granitos presentan el mismo tipo de «anomalías» de elementos menores, que los granitos calcoalcalinos «younger» y tanto más acusadas cuanto mayor es el grado de desenraizamiento de los primeros. Por esta razón se admite que fluidos provenientes del magma calcoalcalino situado en niveles inferiores han intervenido en el proceso anatético. La existencia de dicho magma viene apoyada por el hecho de que posteriormente a la formación de los granitos alcalinos se intruyen diques de pórfidos graníticos calcoalcalinos equiparables a los granitos calcoalcalinos «younger» (F. MARTÍNEZ, *op. cit.*).

De acuerdo con las características de estos granitos y con el contexto metamórfico al que están asociados, así como su posición respecto a la fase II, son equiparables a los leucogranitos del NO. Si estos últimos han sido originados con aporte de fluidos derivados del magma calcoalcalino no puede afirmarse, por el momento, por falta de datos. No obstante las coincidencias con los granitos de la zona de los Arribes del Duero son muy acusadas y cabe la propuesta de esta línea genética como hipótesis inicial de trabajo.

Otra línea es la representada por los granitos de origen anatético del área de Plasencia-Barco de Avila, donde la secuencia de acontecimientos es más compleja que en el caso anterior. Deben señalarse los siguientes puntos:

a) Los granitos de Plasencia están parcialmente enraizados con los granitos heterogéneos de anatexia producidos en una etapa metamórfica tardía, de baja presión, en la que se desarrolla un importante proceso mestasomático sobre rocas de tipo migmatítico-nebulítico con cordierita muy abundante (UGIDOS, 1973 b, 1974 c).

b) Dichas rocas migmatíticas son resultado, a su vez, de un fenómeno de «telescoping» y superposición de condiciones metamórficas (UGIDOS, 1974 b) que sobrepasan en el tiempo a la fase II, sobre rocas ya metamorfiizadas en facies anfibolítica (presencia de sillimanita pre fase II), es decir, que la migmatización final se ha realizado sobre rocas en las que tuvo lugar antes un proceso metamórfico de alto grado. Cabe pensar, por tanto, que al desarrollarse el proceso migmatítico final tenga lugar afectando a rocas en las cuales se ha producido en alguna medida un estadio de eliminación de

fluidos y elementos disueltos de tal manera que estas rocas se encuentran deshidratadas y desgranitizadas al producirse dicha etapa final, en la que resultan migmatitas de tipo grano-cuarzodiorítico muy cordieríticas. La aparición de la cordierita, en un proceso similar al de kinzigitización, ha sido posible en parte por la ausencia de fluidos potásicos y exceso de alúmina, constituyendo un residuo cristalino en el proceso anatético (UGIDOS, 1976).

c) Posteriormente al estadio anatético en el que se producen las citadas migmatitas cordieríticas tiene lugar un intenso fenómeno metasomático que favorece la continuación de fusiones anatéticas, cuantitativamente más importantes, a consecuencia de las cuales se desarrolla el magma a partir del que se forma el granito de Plasencia (UGIDOS, 1974 c, d).

De acuerdo con estos resultados, tanto en el caso de los Arribes del Duero como en el caso de Plasencia han intervenido fluidos derivados de las masas magmáticas calcoalcalinas situadas en niveles inferiores.

La diferencia en cuanto a productos resultantes en uno y otro caso es debida a que en el primero el aporte de dichos fluidos tiene lugar sobre rocas que no han sido previamente migmatizadas, es decir, que coincide la anatexia con el aumento de las condiciones de P_{H_2O} y no hay fenómenos anatéticos posteriores.

En el caso de Plasencia, por el contrario, los procesos metamórficos finales se desarrollan sobre rocas que han sido afectadas, en estadios pre fase II, por condiciones metamórficas intensas con producción de migmatitas y posibles leucogranitos. Todo el complejo resultante es sometido posteriormente (post fase II) a condiciones térmicas elevadas, que producen la migmatización cordierítica indicada, bajo contenidos deficitarios de H_2O . Posteriormente, el metasomatismo señalado favorece el desarrollo de nuevos productos anatéticos y nuevos tipos graníticos.

Los fenómenos anatéticos no son, por tanto, equivalentes en una zona y otra, reflejándose esto tanto en las características petrográficas de ambos conjuntos, como en las químicas (BEA y UGIDOS *in litt.*; UGIDOS y BEA *in litt.*).

Al igual que los leucogranitos de los Arribes del Duero son equiparables a los leucogranitos del NO, los granitos de dos micas de Plasencia tienen también equivalentes en otras zonas del Macizo Hespérico: petrográfica y químicamente son similares a los granitos de los grupos II y III de FLOOR *et al.* (1970) y OEN (1970), de las áreas del N de Portugal coincidiendo también en su carácter alóctono y posición respecto a la fase II.

El problema que surge en estas zonas es que al estar dichos granitos emplazados en niveles no anatéticos es difícil establecer si se han formado de acuerdo con la segunda línea genética, que se admite para los de Plasencia, o bien si proceden de la evolución de los granitos calcoalcalinos conta-

minados. No hay datos, por el momento, para establecer la separación y cada caso necesita ser considerado en forma independiente. Por esta razón se mantiene la denominación de granitos mixtos para los representados por estos tipos.

De acuerdo con el planteamiento de la segunda línea genética alcalina, pueden presentarse fenómenos de removilización de granitos originados durante la primera en zonas donde el magma calcoalcalino haya ascendido a niveles más altos y se haya producido la migmatización asociada al metamorfismo tardío. Por el momento los autores no tienen datos acerca de si se ha dado este fenómeno en alguna zona.

Las dos líneas genéticas alcalinas constituyen, si se comprueban para otras zonas, dos datos importantes en apoyo de la hipótesis general.

BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. y MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1973): *Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica*. *Stvd. Geol.*, 6, 29-48.
- ANTHONIOZ, P. M. y FERRAGNE, A. (1967): *Sur la presence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)*. *C. R. Acad. Sc. París*, 265, 848-851.
- APARICIO, A. (1971): *Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo*. *Est. Geol.*, 27, 369-414.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M. y TINAO, J. M. (1975): *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español*. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 88.
- ATHERTON, M. P.; ATKIN, B. P. y NAGGAR, M. H. (1974): *Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viseu belt. North Portugal*. *Geol. en Mijn.*, 53 (4), 189-192.
- BABIN, R. B. (1974): *Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar*. *Stvd. Geol.*, 7, 41-61.
- (1975): *Estudio estructural de los afloramientos metamórficos de la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar (Sierra de Gredos)*. Tesis doctoral. Univ. Madrid.
- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif de la Sierra d'Aracena (Andalousie occidentale)*. Tesis doctoral. Univ. Montpellier.
- (1971): *Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques"*. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 82 (3/4), 324-345.
- BARD, J. P. y FABRIES, J. (1970): *Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena accidentale (Espagne)*. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 81-82-83, 226-241.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970): *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale)*. *C. R. Acad. Sc. París*, 270, 2630-2633.

- (1971 a): *Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central español)*. Act. Geol. Hisp., 6 (2), 46-48.
- (1971 b): *La structure de la Chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins*. Pub. Inst. Franc. Petrol., 22.
- BAILEY, D. K. (1970): *Volatile flux, heat focusing and the generation of magma*. In: "Mechanism of igneous intrusion". Liverpool. G. Newall y N. Rast, Ed., 177-186.
- BEA, F. (1975): *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- (1976): *Anomalías geoquímicas de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Salamanca-Cáceres-Zamora. Implicaciones petrogenéticas*. Stvd. Geol., 11, 25-73.
- BEA, F. y UGIDOS, J. M. (1976): *Anatexia inducida: petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte I: Leucogranitos del área O de Zamora y Salamanca*. Stvd. Geol., 11, 9-24.
- (in litt.): *Anatexia inducida: petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte III: El granito de Plasencia*.
- BROWN, G. C. y FYFE, W. S. (1970): *The production of granitic melts during ultrametamorphism*. Contr. Min. Petr., 28, 310-318.
- (1972): *The transition from metamorphism to melting status of the granulite eclogite facies*, 24th. Intern. Geol. Cong., 2, 27-35.
- CAPDEVILA, R. (1968): *Les types de metamorphisme "intermédiaires de basse pression" dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. París, 266, 1924-1927.
- (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne)*. Tesis doctoral. Univ. Montpellier.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970): *Les differents tipes de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 215-225.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, L. G. y FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique*. Bull. Soc. Geol. France, 15, 209-228.
- CARVALHOSA, A. B. (1970): *Roches granitiques de l'Alentejo (Portugal)*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 211-214.
- (1971): *Estudo geologico-petrografico da regio de Viana do Alentejo-Alvito*. Bol. Soc. Geol. Portugal, 18, 7-56.
- CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- CURRIE, K. L. (1971): *The reaction 3 Cordierite = 2 Garnet + 4 Sillimanite + Quartz, as a Geological Thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario*. Contr. Min. Petr. 33, 215-226.
- CHACÓN, J. (1974): *Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 85 (6), 700-712.
- CHACÓN, J.; DELGADO-QUESADA, M. y GARROTE, A. (1974): *Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)*. Bol. Geol. Min., 85 (6), 713-717.
- CHAMÓN, C. y FERNÁNDEZ TOMÁS, J. (1974): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 264 (Ginzo de Limia), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- CHAMÓN, C. y FERNÁNDEZ POMPA, F. (1974): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 225 (Ribadavia), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.

- CHINNER, G. A. (1966): *The distribution of temperature and pressure during Dalradian metamorphism*. Geol. Soc. London Quart. J., 486, 159-186.
- DALLMEYER, R. D. (1972): *Compositional controls on cordierite bearing assemblages in high-grade regional metamorphism*. Int. Geol. Cong. Montreal, 2, 52-63.
- DEN TEX, E. y FLOOR, P. (1971): *A synopsis of the geology of Western Galicia*. In: *Histoire structural du golfe de Gascogne*, París. Ed. Technip.
- FABRIES, J. (1963): *Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Séville (Espagne)*. Tesis doctoral. Univ. Nancy.
- FERNÁNDEZ POMPA, F. y BOQUERA, J. (1974): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 302 (Baltar), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- FERNÁNDEZ TOMÁS, J. y PILES MATEO, E. (1974): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 301 (Lovios), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- FERRAGNE, A. (1966 a): *Sur les conditions du métamorphisme et de la migmatisation de la série de Celanova (Province d'Orense, Espagne)*. C. R. Acad. Sc. París, 263, 480-482.
- (1966 b): *Aperçu sur les formations granitiques de la province d'Orense*. Act. Soc. Lin. Bordeaux, 103, 3-7.
- (1968): *Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice Méridionale, Nord-Ouest de l'Espagne)*. C. R. Acad. Sc. París, 266, 2376-2379.
- FLOOR, P. (1966): *Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: The Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain*. Tesis doctoral. Univ. Leiden.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J. y OENING SOEN (1970): *Essai de corrélation de quelques granites hercyniennes de la Galice et du Nord de Portugal*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 242-244.
- FUSTER, J. M. (1951): *Rocas de España Central. Granitos y lamprófidos del puerto de Navacerrada (Segovia)*. III. Estud. Geol., 14, 431-442.
- FUSTER, J. M. y GARCÍA CACHO, L. (1970): *Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)*. Estud. Geol., 26, 327-329.
- (1971): *Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama Oriental (Sistema Central Español)*. Acta Geol. Hisp., 5, 123-130.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974): *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min. España, 85, 83-88.
- FYFE, W. S. (1970): *Some thoughts on granitic magmas*. In: "Mechanism of Igneous Intrusion". Liverpool. Newall and Rast Edit., 201-216.
- (1973): *The generation of batholiths*. Tectonophysics, 17, 273-283.
- GARCÍA CACHO, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis doctoral. Univ. Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1954): *Contacto entre el granito y facies de los esquistos verdes en Perosín (Peñaparda, Salamanca)*. Not. y Com. Inst. Geol. Min., 33, 2-31.
- (1959): *Los granitos del Centro-Oeste de España*. 21 st. Inter. Geol. Congr., 14, 131-137.
- (1966): *Datos petrológicos de la Sierra de Gata*. Rev. Fac. Cienc. Oviedo, 7, 53-79.
- (1972): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 573 (Gata), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARÍN BENAVENTE, C. (1959): *Tres granitos diferentes al E de Béjar*. Estud. Geol., 15, 181-187.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y FRANCO, M. P. (1975): *Las formaciones infraordovicias y el borde de las granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca)*. Estud. Geol., 31, 487-500.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MARTÍNEZ, J. R. e IGLESIAS, M. (1974 a): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 155 (Chantada), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- (1974 b): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 188 (Nogueira de Ramuin), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- (1974 c): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 154 (Lalin), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- (1974 d): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 187 (Orense), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- GREEN, T. H. (1972): *Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions*. Contr. Min. Petr., 34, 150-167.
- GUMIEL, P.; ARRIBAS, A. y SAAVEDRA, J. (1975): *Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio". Albuquerque (Badajoz)*. Stv. Geol., 10, 61-96.
- HILGEN, J. D. (1971): *The Lalin unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain)*. Koninkl. Neder. Akad. Wetensch., 74 (4), 1-10.
- HUANG, W. T. (1962): *Petrology*. New York. McGraw-Hill Inc., 480 pp.
- IBARROLA, E. y FUSTER, J. M. (1950): *Granitos de España Central. I. Zarzalejo (Madrid)*. Estud. Geol., 11, 173-189.
- JAEGER, J. C. (1957): *The temperature in the neighborhood of a intrusive sheet*. Am. J. Sc., 255, 306-318.
- (1959): *Temperature outside a cooling intrusive sheet*. Am. J. Sc., 257, 44-54.
- KHITAROV, N. I. (1967): *Properties of the Deep-Seated zone of the Earth's Crust according to certain experimental data*. In: "Chemistry of the Earth Crust", 2. Jerusalem. Vinogradov, A. P., Ed.
- LEUTWEIN, F.; SAUPÉ, F.; SONET, F. y COUYX, E. (1970): *Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosas (Province de Ciudad Real, Espagne)*. Geol. en Mijnbouw, 49, 297-304.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975): *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 86.
- MAALOE, S. y WYLLIE, P. J. (1975): *Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions*. Contr. Min. Petr., 52, 175-191.
- MARTÍNEZ, E. (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (NW de España)*. Stvd. Geol., 5, 7-106.
- MARTÍNEZ, E. y CORRETGÉ, L. G. (1970): *Nota sobre la serie metamórfica de Porto Villavieja (provincias de Zamora y Orense)*. Stvd. Geol., 1, 47-58.
- MARTÍNEZ, F. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- MEERBEKE, G. L. E. VAN; HILGEN, J. D. y FLOOR, P. (1973): *Preliminary results of the investigation of the Central Galician schist area (prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., 49, 33-37.
- MIYASHIRO, A. (1961): *Evolution of metamorphic belts*. J. Petr., 2, 277-311.
- (1967): *Orogeny, regional metamorphism, and magmatism in the Japanese Islands*. Medd. Dan. Geol. Foren., 17, 390-446.
- (1971): *Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism*. Tectonophysics, 13 (1/4), 141-159.
- (1972): *Paired and unpaired metamorphic belts*. Tectonophysics, 17 (3), 241-254.

- MONTEIRO, H. (1973): *Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos españoles de uranio*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- MUÑOZ, M. y VEGAS, R. (1974): *Paraneises y ortoneises de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba*. Bol. Geol. Min. España, 85, 450-463.
- NICOLLI, H. B. (1966): *Estudio de la geoquímica del uranio en rocas graníticas españolas*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- OEN ING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal*. Bol. Geol. Min. España, 81 (2/3), 271-298.
- PALACIOS, T. (1974): *Contribuição para o conhecimento petrográfico dos granitos da Serra do Geres*. Bol. Geol. Min. España, 85, 582-594.
- PEINADO, M. (1970): *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral. Univ. Madrid.
- PELLITERO, E.; MARTÍNEZ, J.; ARRIBAS, A. y SAAVEDRA, A. (1976): *Geología de áreas mineralizadas en la antiforma de Vecinos-Martinamor (Salamanca. España)*. Tectoniterra, 10, 20-27.
- PIWINSKII, A. J. (1975): *Experimental studies of granitoid rocks near the San Andreas fault zone in the Coast Range and Mojave desert, California*. Tectonophysics, 35, 217-231.
- PIWINSKII, A. J. y WYLLIE, P. J. (1968): *Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon*. J. Geol., 76, 205-234.
- (1970): *Experimental studies of igneous series: "Felsic body suite" from the Needle Point pluton Wallowa batholith, Oregon*. J. Geol., 78, 52-76.
- PORTUGAL, M. R. (1965): *Geologia e petrologia da região de Rebordelo Vinhais*. Tesis doctoral. Univ. Coimbra.
- (1967): *Comentario sobre o metamorfismo no complexo de Vinhais (NE Portugal)*. Memorias e Noticias, 63, 3-18. Coimbra.
- PRESNALL, D. C. y BATEMAN, P. C. (1973): *Fusion relations in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith*. Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3181-3202.
- PRIEM, H. N. D.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H. y HEBEDA, E. M. (1970): *Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula*. Eclog. Geo. Helvet., 63, 255-274.
- RAST, N. (1970): *The initiation, ascent and emplacement of magmas*. In: "Mechanism of Igneous Intrusion". Liverpool. Newall y Rast, Ed., 339-360.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C. y BELL, P. M. (1969): *Experimental determination of Kyanite-Andalousite and Andalousite-Sillimanite equilibria: the alumine silicate triple point*. Am. J. Sc., 267, 259-272.
- RINGWOOD, A. E. (1975): *Composition and petrology of the Earth's Mantle*. New York. McGraw-Hill, Inc., 618 pp.
- RINGWOOD, A. E. y GREEN, D. H. (1966): *Petrological nature of the stable continental crust*. In: "The Earth beneath the Continents". Washington. Steinhart, J. S., Smith, T. J., Ed. Geophys. Monograph, 10.
- ROBERTSON, J. K. y WYLLIE, P. J. (1971): *Rock water systems with special reference to the water-deficient region*. Am. J. Sc., 266, 513-541.
- ROCHA DO MACEDO, J. (1974): *Contribuição para o conhecimento petroquímico das rochas graníticas da Area de Braga*. Bol. Geol. Min. España, 85 (6), 725-738.
- SAAVEDRA, J. y PELLITERO, E. (1973): *Estudio geoquímico de rocas ígneas del norte de la provincia de Cáceres*. Stvd. Geol., 6, 49-63.

- SAAVEDRA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A.; BERZAS, J. J.; HERRERO, J. y RODRÍGUEZ, S. (1974): *Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y el extremo oriental del batolito de los Pedroches (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 72 (1/4), 173-190.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956): *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 37, 5-617.
- SUÁREZ, O. (1970): *Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-Leonesa (NW de España)*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- TEIXEIRA, C. (1959): *Noticia explicativa da folha 18-B (Almeida), escala 1:50.000*. Serv. Geol. Portugal.
- TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F. (1962): *Fenómenos metasomáticos em granitos do Norte de Portugal*. Est. científ. ofrecidos em homenagem ao Próf. Doutor J. Carrington da Costa, 225-242.
- TURNER, F. J. (1968): *Metamorphic petrology*. New York. McGraw-Hill, Inc., 403 pp.
- UGIDOS, J. M. (1973 a): *Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila (Salamanca-Avila)*. Stvd. Geol., 6, 85-93.
- (1973 b): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- (1974 a): *Los granitos biotíticos $\pm$ cordierita de Béjar y áreas adyacentes*. Bol. Geol. Min. España, 85, 66-74.
- (1974 b): *Características del metamorfismo en el área Béjar-Plasencia*. Bol. Geol. Min. España, 85 (6), 73-81.
- (1974 c): *Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina*. Stvd. Geol., 8, 27-46.
- (1974 d): *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-plasencia y áreas adyacentes*. Stvd. Geol., 7, 63-86.
- (1976): *Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)*. Stvd. Geol., 10, 31-43.
- UGIDOS, J. M. y BEA, F. (1976): *Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta*. Stvd. Geol., 10, 45-59.
- (in litt.): *Anatexia inducida: petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte II: Petrología y geoquímica de los movilizados cordieríticos*.
- WESTERWELD, J. (1956): *Roches éruptives, gîtes métallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le nord du Portugal*. Geol. en Mijnbouw, 18, 94-105.
- WINKLER, H. G. F. (1967): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Second Ed. New York. Springer-Verlag, 237 pp.
- (1974): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Third. Ed. New York. Springer-Verlag, 320 pp.
- WOENDSDREGT, C. F. (1966): *Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia*. Leids. Geol. Meded., 36, 261-178.
- WYLLIE, P. J. (1971): *The Dynamic Earth*. New York. John Wiley and Sons Ed., 416 pp.

- WYLLIE, P. J.; WUU-LIANG HUANG; STERN, C. R. y MAALOE, S. (1976): *Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences*. Can. J. Earth. Sc., 13, 8, 1007-1019.
- ZUUREN, A. VAN (1969): *Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)*. Leids. Geol. Meded., 45, 1-71.
- ZWART, H. J. (1962): *On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees)*. Geol. Rundschau, 52, 38-65.
- (1967): *The duality of orogenic belts*. Geol. en Mijnbouw, 46, 283-309.

(Recibido el 15 - IV - 77)