

ENCLAVES CON ESPINELA-CORINDON-SILLIMANITA EN ROCAS ANDESITICO-DACITICAS (NOGUERA, SIERRA DE ALBARRACIN. TERUEL)

L. F. Auque (*), V. Sánchez Cela (*) y A. Aparicio (**)

RESUMEN

En un afloramiento intrusivo, constituido por rocas dacítico-andesíticas, al W de Noguera de Albarracín, existen enclaves de rocas metamórficas con espinela, corindón, sillimanita y otros minerales.

Los estudios petrológicos indican que estos enclaves fueron originados en un proceso polifásico donde varias secuencias mineralógicas prógradas y retrógradas son reconocidas. Muchas de la paragénesis indican condiciones físicas de formación alrededor de los 800° C y los 5 Kb.

Se plantea la posibilidad de la existencia de una relación entre el proceso metamórfico y el volcánico, y ambos asociados con el abombamiento cortical, posiblemente en relación con granitoides, que tuvo lugar en la Sierra de Albarracín durante el Paleozoico Superior.

Palabras clave: *Dacitas, andesitas, enclaves, espinela, sillimanita, corindón.*

ABSTRACT

In intrusive dacitic-andesitic rocks, near Noguera de Albarracín, Iberian Mountains (Spain), there exist metamorphic inclusions with spinel, corundum, sillimanite, biotite and other interesting minerals, many of them indicating high T-P conditions (above 800° C and 5 Kb).

The petrological studies indicate that such enclaves were built through a poliphasic process where various prograde and retrograde minerals were formed.

A possible relationship between the metamorphic and the volcanic processes and both, metamorphic and volcanic, with the swelling-uplifting phenomenon, securely related with intrusive granitoids that took place in Albarracín area during last Hercynian times, is considered here.

Key words: *Dacites, andesites, inclusions, spinel, corundum, sillimanite.*

Introducción

En la Sierra de Albarracín, al oeste del pueblo de Noguera, existe un afloramiento intrusivo formado por rocas daciandesíticas.

Como el resto de las rocas ígneas de la Sierra de Albarracín, las rocas de Noguera se localizan en la zona de ruptura estructural del gran anticlinorio definido por el Macizo del Tremedal (fig. 1). Casi siempre estos afloramientos de rocas ígneas aparecen asociados a fallas conjugadas de dirección WNW-ESE y NW-SE, carácter ya cita-

do por diversos autores: Navidad (1983), Muñoz et al. (1985), Conte (1985), Auque (1986), etc.

Los enclaves de rocas metamórficas, principal objetivo de este trabajo, han sido hallados únicamente en el afloramiento de Noguera, donde ya fue señalada su existencia por Muñoz et al. (1985) y estudiados más minuciosamente por Auque (1986).

El afloramiento volcánico de Noguera constituye un pitón masivo, cuya morfología resalta del encajante sedimentario, datado por diversos autores como Estefaniense-Pérmico (Riba, 1959;

(*) Cátedra de Petrología y Geoquímica. Universidad de Zaragoza.

(**) Dpto. Geología MNCN-CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid.

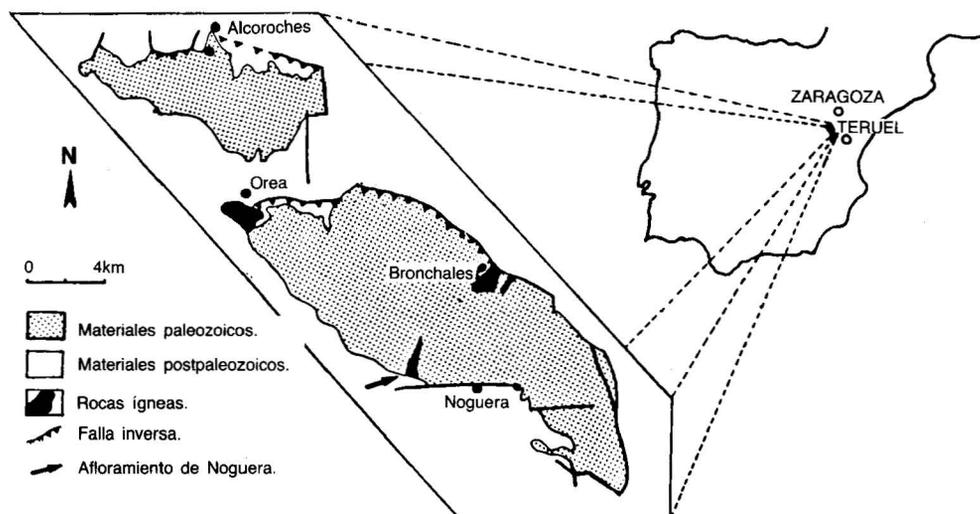


Fig. 1.—Mapa esquemático con la localización de los principales afloramientos de rocas ígneas en el Macizo del Tremedal y Nevero.

Trurnit, 1967; etc.). Una mayor precisión en la edad de este pitón volcánico requeriría métodos radiométricos no realizados hasta la fecha.

Estas rocas dacíticoandesíticas de Noguera, además de enclaves metamórficos, contienen en mayor abundancia y tamaño otros enclaves de facies ígneas, generalmente diversos tipos microdioríticos y de rocas sedimentarias-anquimeta-mórficas: cuarcitas, pizarras, etc.

Caracteres petrográficos

Macroscópicamente los enclaves metamórficos de Noguera son de tamaño reducido (3-7 cm.) con morfologías alargadas y casi siempre con estructura esquistosada.

De los distintos tipos de enclaves que aparecen en las rocas daciandesíticas, los metamórficos son los únicos que presentan bordes de reacción en el contacto con la roca volcánica. En unas ocasiones, estos bordes son de reducidas dimensiones, afectando únicamente a la parte más extensa del enclave. En otras el enclave ha sido totalmente reabsorbido quedando sólo algunos restos de fibrolita, granate o biotita como huella de la paragénesis inicial del xenolito.

Desde el punto de vista petrográfico hemos diferenciado tres tipos de enclaves metamórficos:

Tipo 1. Enclaves con sillimanita prismática acicular.

Tipo 2. Enclaves con fibrolita.

Tipo 3. Enclaves con sillimanita prismática y fibrolita.

Los tres tipos de enclaves presentan una textura compuesta constituida por:

- Una textura esquistosada formada por una esquistosidad crenulada (S_1), definida por sillimanita prismática acicular, y una esquistosidad de crenulación (S_2) definida por biotita en el tipo 1; o bien por fibrolita (S_1) y biotita (S_2) en los tipos 2 y 3.
- Una textura granoblástica definida por blastos de plagioclasa (tipo 1) o plagioclasa y cordierita (tipo 2).

La asociación temporal entre uno y otro tipo de textura puede establecerse analizando las relaciones entre la fibrolita o sillimanita prismática acicular y los blastos de la textura granoblástica aplicando los criterios de Vernon (1975) y Vernon & Flood (1977).

El resultado de este análisis (Auque, 1986) indica, en todos los casos, la posterior formación de los minerales constituyentes del agregado granoblástico respecto a las fases esquistosas S_1 y S_2 definidas por fibrolita o sillimanita prismática acicular y biotita.

Estos rasgos ya atestiguan el carácter polifásico de estos enclaves metamórficos, carácter que es además confirmado por un estudio mineralógico detallado (fig. 3). En la tabla 1 se esquematizan las asociaciones minerales presentes en cada uno de los tipos petrográficos definidos, junto con las abundancias relativas de cada uno de los minerales.

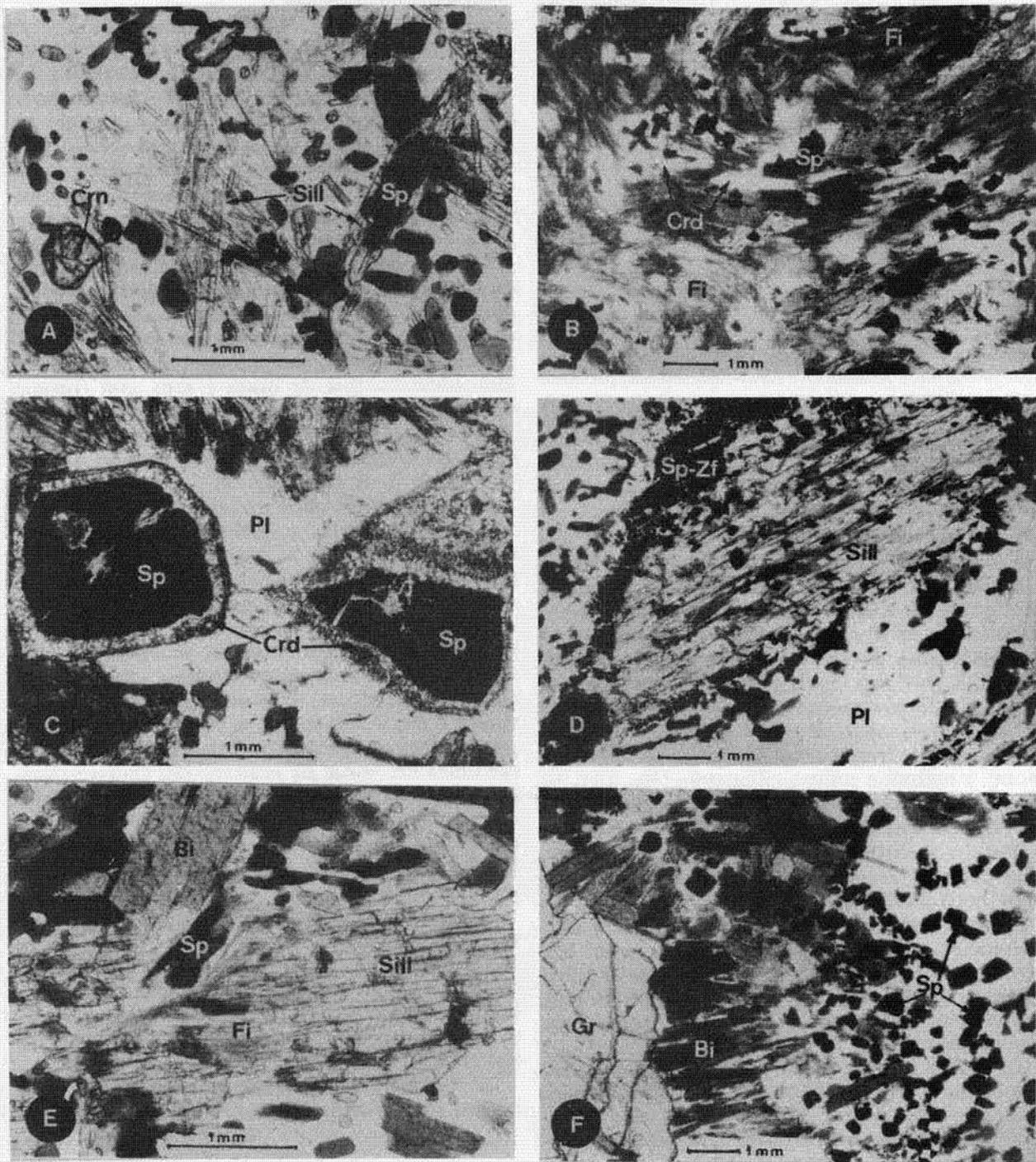


Fig. 3.—Rasgos texturales y mineralógicos de los enclaves metamórficos de Noguera de Albarracín. Simbología: Bi=Biotita; Crd=Cordierita; Crn=Corindón; Fi=Fibrolita; Gr=Granate; Pl=Plagioclasa; Sill=Sillimanita; Sp=Espinella. Sp-Zf=Zafirina asociada a espinela. A- Enclave con sillimanita prismática acicular. B- Enclave con fibrolita. C- Espinelas con coronas de transformación a minerales cordierítico-pinníticos. D- Fenoblasto de sillimanita con borde de reacción de zafirina-espinela y minerales cordierítico-pinníticos. E- Asociación de sillimanita con fibrolita. F- Fenoblasto de granate con borde de reacción quelífitico.

Tabla 1.—Composición mineralógica de los enclaves metamórficos de Noguera*.

MINERAL	TIPO 1	TIPO 2	TIPO 3
Espinela	*	**	**
Sill. prismática acicular	****	*	*
Fibrolita	—	***	**
Sill. prismática	—	—	***
Corindón	***	*	*
Zafirina	—	—	*
Granate	—	**	—
Biotita	**	***	**
Cordierita	—	**	**
Plagioclasa	****	**	**

* Las proporciones relativas de cada mineral respecto a los tres tipos petrográficos definidos (ver texto) viene indicada por el número de asteriscos.

Enclaves con sillimanita prismática acicular

Están constituidos por sillimanita, espinela, corindón, biotita y plagioclasa. La sillimanita se presenta como cristales elongados, aciculares pero sin llegar a constituir el aspecto fibroso apelmazado de la fibrolita. Define la esquistosidad crenulada (S_1) de estos enclaves posteriormente afectados por una esquistosidad de crenulación (S_2) definida por biotitas.

La espinela aparece como pequeños cristales alotriomorfos, redondeados, asociados tanto a biotita y corindón como a sillimanita (fig. 3A), en complejas relaciones texturales. Es frecuente que las espinelas presenten signos de desestabilización a clorita y se dispongan según la estructura crenulada del enclave. Su composición corresponde a tipos hercínicos (tabla 2, A).

El corindón presenta siempre morfologías alotriomorfas y en general tamaños reducidos. En ocasiones aparecen blastos de hasta 1 mm. entre las lineaciones de biotita (S_2) con signos evidentes de haber sido afectados por alguna de las fases de esquistosidad.

La biotita se dispone en bandas paralelas según una foliación de crenulación (S_2). Se trata de cristales con abundantes inclusiones de circones y apatitos con halos pleocroicos. Casi siempre presentan bordes de desestabilización a clorita-biotita relacionados con la cristalización posterior del agregado granoblástico de plagioclasa. En los bordes del enclave, las biotitas no presentan halos pleocroicos ni bordes de desestabilización.

La plagioclasa constituye la textura granoblástica del enclave y engloba al resto de minerales desestabilizando parcialmente a biotitas y espinelas.

Enclaves con fibrolita

Están constituidos por fibrolita, biotita, espinela, granate, plagioclasa, cordierita y corindón. En algunas de las muestras examinadas aparece también sillimanita prismática acicular aunque en proporciones reducidas ya que está siendo progresivamente sustituida por fibrolita. Este mineral define, como la sillimanita, una textura crenulada similar a la del tipo petrográfico anterior.

La espinela aparece con dos morfologías bien definidas: por un lado presenta formas alotriomorfas redondeadas, dispuestas según los repliegues definidos por la fibrolita y en ocasiones con coronas de reacción constituidas por cordierita (fig. 3B). Por otro lado, aparece como cristales idio-subidiomorfos de hasta 1 mm. con coronas de minerales cordierítico-pinníticos, situados al azar dentro del conjunto global del enclave. Estas espinelas idiomorfas también son de tipo hercínico (tabla 2, B y C) (fig. 3C).

El corindón en estos enclaves presenta morfologías alotriomorfas y aparece desestabilizado a favor de la fibrolita. Se encuentra en menor proporción que en el tipo petrográfico anterior.

El granate aparece en ocasiones fragmentado, dispuesto según la esquistosidad definida por la fibrolita, y en otros presenta morfologías idiomorfas, con inclusiones de biotita y espinela. Por otro lado aparecen granates de mayor tamaño (hasta 2 mm) incluyendo, a parte de biotita y espinela, fibrolita. Estos granates aparecen en las cercanías del borde de reacción del enclave siempre con una marcada corona quelifítica constituida por plagioclasa, biotita (dispuesta radialmente) y cordierita (fig. 3F). En la composición de los granates domina la molécula de almandino (tabla 2, D y E).

Las cordieritas aparecen asociadas a varias fases petrográficas: 1. alrededor de las espinelas alotriomorfas; 2. junto con minerales pinníticos alrededor de las espinelas idiomorfas; 3. formando parte de los bordes quelifíticos de los granates y 4. junto a las plagioclasas constituyendo el agregado granoblástico.

La biotita presenta características similares a las del tipo petrográfico anterior.

Enclaves con sillimanita prismática y fibrolita

Este tercer tipo, semejante al anterior, se diferencia por la presencia de fibrolita, zafirina y de un aluminosilicato que por su carácter biácico positivo puede corresponder bien a sillimanita o a mullita. El resto de sus caracteres ópticos no son

definitorios, presentando colores de interferencia de blanco-grisáceos a azules, un tanto anómalos para la sillimanita. Los análisis de microsonda realizados parecen indicar que se trata de una sillimanita con una cierta proporción de hierro en su red (tabla 2, F, G, H e I).

Morfológicamente, esta sillimanita constituye grandes poiquiloblastos formados por la yuxtaposición de cristales de hábito romboidal-trapezoidal, con inclusiones de biotita, espinela, corindón asociado a cordierita, y fibrolita. Estos poiquiloblastos presentan siempre bordes coroníticos constituídos por espinela, zafirina y minerales cordierítico-pinníticos (fig. 3D). En ocasiones los poiquiloblastos no aparecen totalmente constituidos, y se presentan como un conjunto de cristales aislados, orientados y en continuidad óptica, incluidos en el agregado granoblástico del enclave. En este caso no presentan coronas de ningún tipo.

Como zafirina hemos interpretado los minerales que aparecen asociados en las coronas de reacción de la sillimanita a espinela, haciéndose a veces difícil su distinción. El análisis de microson-

da realizado (tabla 2, J) indica que la proporción de SiO₂ no se corresponde con la de una espinela; por otro lado la proporción de FeO es menor que la de las espinelas analizadas en estos enclaves y mayor que la de una zafirina típica. La íntima relación espinela-zafirina ha sido descrita en numerosas ocasiones (Schreyer et al., 1975; Seifert, 1974, 1975; Droop & Nurminen, 1984; Waters & Moore, 1985; Johansson & Moller, 1986).

Evolución mineralógica. Condiciones de P - T

Los tres tipos petrográficos definidos en este estudio representan etapas sucesivas en la evolución mineralógica de los enclaves metamórficos. Las asociaciones mineralógicas que pueden definirse cronológicamente son:

- 1) Sillimanita prismática acicular + biotita + espinela + corindón.
- 2) Fibrolita + biotita + granate + cordierita.
- 3) Sillimanita prismática + espinela + zafirina + corindón.
- 4) Plagioclasa o plagioclasa + cordierita.

Tabla 2.—Análisis de microsonda. A, B y C: espinelas; D y E: granates; F, G, H e I: sillimanita; J: espinela-zafirina.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J*
SiO ₂	—	0.34	0.41	37.31	38.04	38.48	38.59	39.96	38.70	6.60
Al ₂ O ₃	59.93	61.15	60.56	23.29	24.35	61.39	61.12	59.79	60.85	59.19
FeO	33.55	33.10	33.56	33.55	32.63	0.34	0.34	0.32	0.36	29.15
MgO	5.40	5.50	5.66	2.82	2.93	—	—	—	—	5.14
CaO	—	—	—	1.41	1.12	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	1.53	1.35	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	0.24	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TOTAL	99.13	100.09	100.19	100.32	100.42	100.21	100.05	100.07	99.91	100.20

FORMULA ESTRUCTURAL

Si	—	0.07	0.09	5.97	5.96	4.14	4.17	4.30	4.18	1.41	0.88
Al	15.95	15.93	15.81	4.41	4.48	7.79	7.78	7.63	7.74	14.95	9.29
Fe	6.30	6.13	6.23	4.44	4.28	0.03	0.03	0.03	0.03	5.19	3.25
Mg	1.81	1.81	1.87	0.66	0.69	—	—	—	—	1.63	1.02
Ca	—	—	—	0.24	0.19	—	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	0.20	0.18	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Agua teórica	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fórmulas calculadas en base a:											
	32 Ox.	32 Ox.	32 Ox.	24 Ox.	24 Ox.	20 Ox.	32 Ox.				

* La fórmula estructural se ha calculado en base a 20 oxígenos (como zafirina) y en base a 32 oxígenos (como espinela).

Las tres primeras asociaciones vienen definidas por los tres tipos petrográficos considerados. La cuarta representa los minerales constituyentes de la textura granoblástica de los enclaves, es decir los de cristalización más tardía (fig. 2).

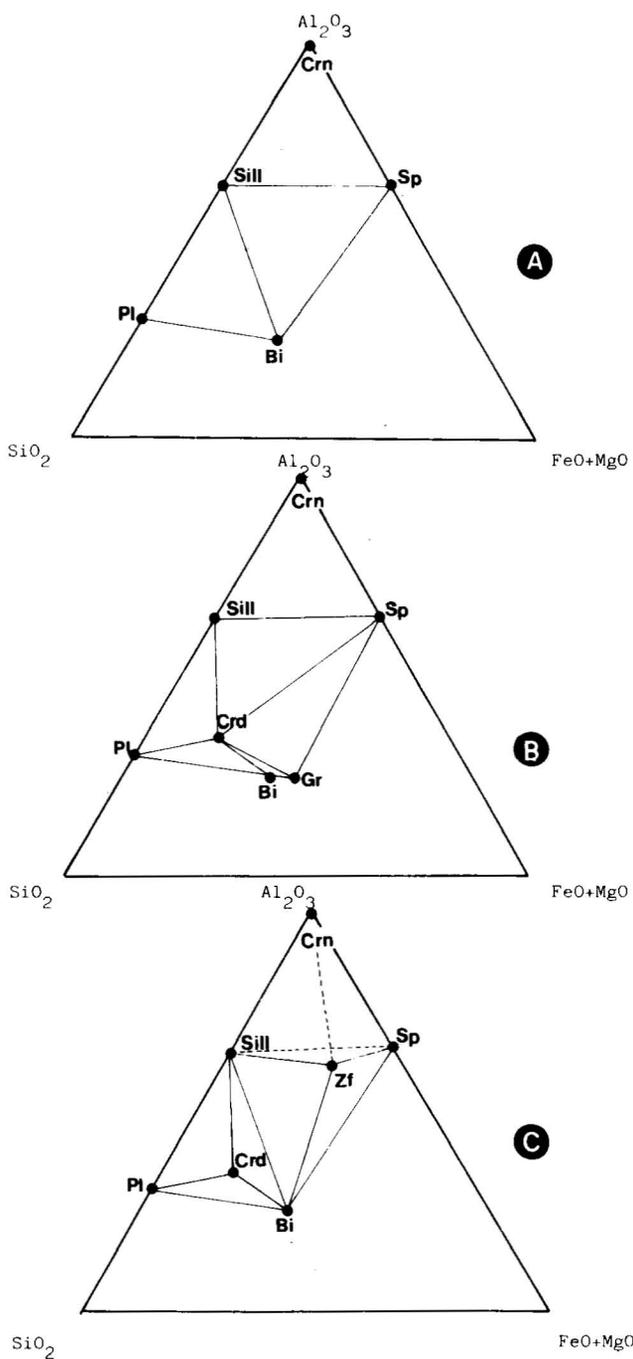
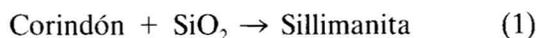


Fig. 2.—Diagramas triangulares $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO+MgO}$. A—Enclaves tipo 1 (con sillimanita prismática acicular); B—Enclaves tipo 2 (con fibrolita); C—Enclaves tipo 3 (con sillimanita prismática y fibrolita) (Véase texto).

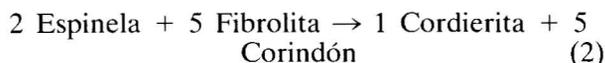
La asociación 1 ha sido repetidamente citada como paragénesis presente en enclaves metamórficos tanto en rocas daciandesíticas y riolíticas como en rocas graníticas. En general, la presencia de hercinita y corindón ha sido interpretada como generada por la reacción de biotita + sillimanita en un ambiente térmico (Dietvorst, 1980; Harris, 1981; etc.) adquiriendo una disposición paralela a la foliación del enclave debido a la orientación original de los minerales reaccionantes.

Montel et al. (1986) propone esta misma reacción para enclaves con paragénesis similares a los de Noguera, señalando que puede tener lugar en distintos momentos separados por etapas en las que vuelven a ser estables sillimanita y biotita. Este proceso polifásico sería el responsable de las complejas relaciones texturales entre sillimanita, biotita, espinela y corindón. En todo caso, las condiciones definidas para el funcionamiento de esta reacción son de $800\text{-}850^\circ\text{C}$ y $5\text{-}6\text{ kb}$ (Kontak et al., 1984; Weber & Barbey, 1985; Montel, 1985, etc.).

La segunda asociación, patente en los enclaves de tipo 2, supone una intensa fibrolitización de la paragénesis anterior: la sillimanita prismática acicular es sustituida por fibrolita. Por otro lado, respecto al resto de los minerales de la asociación anterior, hay que señalar la disminución en la proporción de corindón, así como la inclusión de la espinela en las masas fibrolíticas. Este proceso de fibrolitización supone la implantación de un ambiente más rico en SiO_2 en el que la reacción:



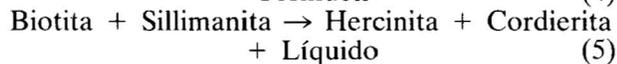
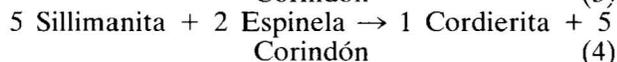
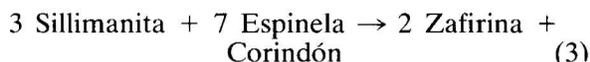
ha podido tener lugar, disminuyendo la proporción de corindón en esta asociación. Por otro lado, las espinelas de la asociación 1 que quedan incluidas en la fibrolita presentan bordes de cordierita cuando la fibrolitización es intensa:



quedando en ocasiones algunos restos de corindón que pueden ser utilizados por la reacción (1). En las zonas del enclave donde la fibrolitización no es tan intensa las espinelas no presentan coronas de cordierita. La aplicación del geotermómetro granate-biotita según distintos calibrados (Auque, 1986) da unos resultados de $550\text{-}650^\circ\text{C}$ y 4 Kb .

La asociación mineral 3 es la característica del tercer tipo petrográfico definido. Las relaciones texturales señalan que el crecimiento de los poi-

quiloblastos de sillimanita prismática se realiza a partir de la fibrolita y biotita, hecho éste que puede explicar las proporciones de hierro incluidas en la red del aluminosilicato (fig. 3E). Cuando aparecen espinelas incluidas en estos poiquiloblastos, presentan signos evidentes de desestabilización a minerales ópticamente semejantes a los que aparecen en la corona y que hemos interpretado como zafirina. Por otro lado el corindón vuelve a presentarse en proporciones importantes como inclusión en estos poiquiloblastos de sillimanita, asociado o rodeado casi siempre por una corona de cordierita. Las reacciones involucradas pueden ser:

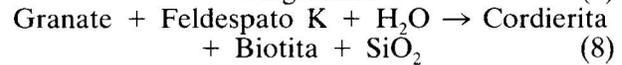
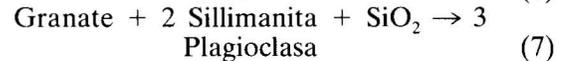
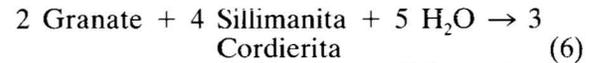


La reacción (3) está controlada por la proporción inicial de espinela (Johansson & Moller, 1986), y podría haber participado asimismo junto con la reacción (5) (Harris, 1981) en la constitución del borde coronítico de la sillimanita. En estas coronas, junto con espinela, zafirina y minerales cordieríticos, aparece otro tipo de minerales ópticamente similares al aluminosilicato pero de menor cristalinidad. Nixon et al. (1973) y Schreyer et al. (1975) consideran reacciones semejantes a la (3) en las que generalmente siempre quedan restos de aluminosilicato como producto de la reacción. La reacción (5) supondría la intervención de una fase fundida (líquido).

Seifert (1974, 1975) señala unos gradientes mínimos de 750° C y 4-5 Kb para la formación de zafirina.

Los minerales constituyentes del agregado granoblástico se superponen en los tres tipos petrográficos al resto de los minerales, produciendo la desestabilización de biotita, fibrolita o espinela. Así es posible observar como estos minerales aparecen incluidos en los poiquiloblastos de plagioclasa o cordierita.

Hay que señalar además, la existencia de coronas de reacción en los granates que se localizan cerca del contacto del enclave metamórfico con la roca volcánica (figura 3F). Estas coronas están constituidas por plagioclasa, cordierita y biotita en disposición radial. Las reacciones involucradas en la aparición de los bordes coroníticos suponen un aporte silioalcalino externo, lógico en el borde de reacción del enclave:



Estas reacciones de desequilibrio han sido estudiadas por numerosos autores, indicando una condiciones de 750-850° C y 4-6 Kb (Okrusch, 1971; Vielzeuf, 1980; Droop & Charnley, 1985; etc.).

Como puede deducirse de lo que acabamos de exponer, parecen existir al menos dos generaciones de espinelas: una espinela alotriomorfa que es incluida en el proceso posterior de fibrolitización o en los cristales de sillimanita prismática, y la espinela idiomorfa, de mayor tamaño, asociada a masas o coronas de minerales cordierítico-piníticos y posterior a las fases de esquistosidad sufridas por el enclave. La presencia de varias generaciones de espinela es importante a la hora de interpretar la historia evolutiva petrogenética de estos enclaves.

Discusión y consideraciones finales

El estado actual de conocimiento sobre la génesis de estos enclaves, y en concreto sobre las condiciones de formación de sistemas que involucran espinela biotita, sillimanita, cordierita y granate, o bien aluminosilicatos, espinela y zafirina es muy escaso (Montel et al., 1986; Johansson & Moller, 1986).

El estudio petrográfico preliminar aquí realizado indica que todos los enclaves analizados han sido sometidos a condiciones máximas de unos 800° C y 5 Kb en relación con la aparición de minerales de altos gradientes (espinela, zafirina, corindón, ruptura del granate). Otra cuestión es dilucidar si esos minerales han aparecido asociados a un único fenómeno físico o han sido varias las etapas que han alcanzado estas altas condiciones a lo largo de la historia petrogenética de los enclaves. Algunas de las relaciones texturales examinadas, en especial las referidas a los distintos tipos de espinela parecen apuntar hacia esta última interpretación.

Independientemente del número de etapas de formación de estos minerales de alta temperatura, considerando este tipo de enclaves en su conjunto, existe un amplio acuerdo en considerarlos petrogenéticamente polifásicos. Sin embargo, existen dos interpretaciones de esta historia petrogenética totalmente distintas, aún incluso su-

poniendo reacciones y condiciones de formación similares:

- La aparición de espinela, corindón, etc. es consecuencia del efecto térmico inducido por el magma volcánico en su ascenso sobre un zócalo metamórfico regional previo (Burri & Parga, 1936; Fuster & Ibarrola, 1952; Hernan et al., 1981; Bergen, 1983; Muñoz et al., 1985).
- La formación de minerales de alto gradiente térmico puede ser el resultado de un fenómeno de fusión parcial de materiales crustales, que daría lugar a la génesis del vulcanismo encajante de estos enclaves. Los xenolitos metamórficos representarían las "restitas" de ese proceso de fusión parcial (Zeck, 1968, 1970; Bertaux, 1982; Kontak et al., 1984; Valencia Herrera et al., 1984; etc.).

Lo cierto es que las coronas de reacción de los granates situados en los bordes de los enclaves parecen indicar unas condiciones de 800° y 5 Kb, lo que implicaría que el proceso volcánico sobre el enclave fue capaz de inducir gradientes similares a los necesarios para la constitución de las paragénesis descritas en los enclaves. Sin embargo, algunas de las consideraciones realizadas en el apartado anterior parecen indicar que existen varias etapas en la formación, por ejemplo, de espinela dentro de un mismo tipo petrográfico de enclave. De ello se deduce que los enclaves han debido de pasar por varias etapas de condiciones térmicas extremas, un proceso térmico inducido por el vulcanismo es difícil de entender como único responsable de este fenómeno repetitivo.

Hemos de tener en cuenta la posibilidad de que algún fenómeno de fusión parcial haya dejado su "huella" en estos enclaves. Como las temperaturas, indicadas por las distintas asociaciones mineralógicas, sobrepasan la curva del "sólido" para las rocas graníticas podemos considerar, a modo de hipótesis, el origen crustal de las rocas dacíticas-andesíticas de Noguera de Albarracín y la existencia de cierta relación genética entre los enclaves de rocas metamórficas y el proceso volcánico. Asimismo se puede plantear la existencia de una relación genética entre los granitoides del Sistema Central y las rocas andesíticas del área de Atienza (Ancochea et al., 1980; Hernan et al., 1981). Comoquiera que las daciandesitas de Noguera presentan caracteres petrográficos, geoquímicos y estructurales análogos a los de Atienza, pueden considerarse manifestaciones genéticamente relacionadas (Navidad, 1983; Muñoz et al., 1985; Auque, 1986).

Por otro lado, enclaves similares a los aquí descritos han sido citados en rocas graníticas (Weber & Barbey, 1985; Montel et al., 1986; etc.) y se puede plantear, también a modo de hipótesis de trabajo, la posible relación entre estos enclaves y fenómenos intrusivos relacionados con plutones graníticos. Estos plutones no afloran en el área de Albarracín, aunque los datos estructurales (abombamiento cortical) y geofísicos parecen indicar que dicha área corresponde a una zona de engrosamiento cortical de tipo sílico-granítico (Zeyen et al., 1985). Incidiendo más en el tema, Muñoz et al., (1985) señalan la existencia de enclaves de tipo granítico en algunos de los afloramientos volcánicos permo-carboníferos de la Cordillera Ibérica.

En cualquier caso estudios más amplios y profundos son necesarios con el fin de obtener una mayor información geológica, petrológica y geofísica y confirmar estas hipótesis o por el contrario plantear o deducir otras en base al significado de estos enclaves metamórficos dentro del fenómeno ígneo, ya en facies volcánicas (rocas dacíticas) o plutónicas (rocas graníticas).

Referencias

- Ancochea, E.; Hernan, F. y Vegas, R. (1981). Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (Prov. de Guadalajara). *Cuadernos Geol. Ibérica*, 7, 421-430.
- Auque, L.F. (1986). *Las rocas volcánicas de Noguera de Albarracín (Teruel) y sus enclaves metamórficos*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 315 pp.
- Bergen, M.J. Van. (1983). Polyphase metamorphic sedimentary xenoliths from Mt. Amiata volcanics (Central Italy); evidence for a partially disrupted contact aureole. *Geol. Rund.*, 73, 637-662.
- Bertaux, J. (1982). Origine metamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le nord-est du Massif Central français. *Bull. Mineral.*, 105, 212-222.
- Burri, C. & Parga, I. (1936). Neue Beiträge zur Kenntnis des grenat-Führenden cordieritandesite von Hoyazo bei Nijar (Prov. Almería, Spanien). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 16, 226-262.
- Conte, J.C. *Estudio geológico, petrológico y geoquímico de las manifestaciones magmáticas situadas en la depresión axial del Cámaras y Sector N del Anticlinal de Montalbán (provs. de Zaragoza y Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 303 pp.
- Dietvorst, E.J.L. (1980). Biotite breakdown and the formation of gahnite in metapelitic rocks from Kemiö, Southwest Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, 766-803.
- Droop, G.T.R. & Charnley, N.R. (1985). Comparative geobarometry of pelitic hornfels associated with the Newer Gabbros: a preliminary study. *J. Geol. Soc. London*, 142, 53-62.
- Fuster, J.M. e Ibarrola, E. (1952). Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor (Murcia). *Estudios Geol.*, 8, 245-296.
- Harris, N. (1981). The application of spinel bearing metapelites to P/T determinations: an example from South India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 229-233.
- Hernan, F.; Perni, A. y Ancochea, E. (1981). El vulcanismo del área de Atienza. *Estudio Petrológico. Estudios Geol.*, 37, 13-25.

- Holdaway, M.J. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271, 97-131.
- Johansson, L. & Moller, C. (1986). Formation of sapphirine during retrogression of a basic high pressure granulite, Roan, Western Gneiss Region, Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 29-41.
- Kontak, D.J.; Pichavant, M. & Clark, A.M. (1984). Petrology of the Pliocene peraluminous volcanics from Macusani, Perú. *EOS*, 65, 299.
- Montel, J.M. (1985). Xénolites peralumineux dans les dolérites du Peyron en Velay (Massif Central, France). Indications sur l'évolution de la croûte profonde tardihercynienne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 301, 615-620.
- Montel, J.M.; Weber, C. & Pichavant, M. (1986). Biotite-sillimanite-spinel assemblages in high grade metamorphic rocks: occurrences, chemographic analysis and thermobarometric interest. *Bull. Mineral.*, 109, 555-573.
- Muñoz, M.; Anchochea, E.; Sagredo, J.; De la Peña, J.A.; Hernan, F.; Brandle, J.L. y Marfil, R. (1985). Vulcanismo Permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica. *Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Madrid, 1983. *Compte Rendu*, 3, 27-52.
- Navidad, M. (1983). *Vulcanismo permo-carbonífero en la Cordillera Ibérica (Rama Occidental)*. Fundación Juan March. Serie Universitaria, 202.
- Nixon, P.H.; Reedman, A.J. & Burns, L.K. (1973). Sapphirine-bearing granulites from Labwor, Uganda. *Mineral. Mag.*, 39, 420-428.
- Okrusch, M. (1971). Garnet-Cordierite-biotite equilibria in the Steinbach aureole, Bavaria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 32, 1-23.
- Riba, O. (1959). *Estudio Geológico de la Sierra de Albarracín*. C.S.I.C. Monografía 16, 283 pp.
- Schreyer, W.; Abraham, K. & Behr, H.J. (1975). Sapphirine and associated minerals from the Kornerupine Rock of Waldheim, Saxony. *N. Jb. Miner. Abh.*, 126, 1-27.
- Seifert, F. (1974). Stability of sapphirine: a study of the aluminous part of the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *J. Geol.*, 82, 173-204.
- Seifert, F. (1975). Boron-free kornerupine: a high pressure phase. *J. Sci.*, 275, 57-87.
- Trurnit, P. (1967). Palaeozoikum und mesozoischer Rahmen in Se Tell der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten, Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 127, 349-365.
- Valencia Herrera, J.; Pichavant, M. & Esteyries, C. (1984). Le volcanisme ignimbritique peralumineux plioquaternaire de la région de Macusani, Pérou. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 298, 77-82.
- Vernon, R.H. (1975). Microstructural interpretation of some fibrolite sillimanite aggregates. *Min. et. Mag.*, 40, 303-306.
- Vernon, R.H. & Flood, R.H. (1977). Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 227-235.
- Vielzeuf, D. (1980). Orthopyroxene and cordierite secondary assemblages in the granulitic paragneisses from Lherz and Sa-leix (French Pyrenees). *Bull. Minéral.*, 103, 66-78.
- Water, D.J. & Moore, J.M. (1985). Kornerupine in Mg-Al rich gneisses from Namaqualand, South Africa: mineralogy and evidence for late metamorphic fluid activity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 369-382.
- Weber, C. & Barbey, P. (1985). Genèse de spinelles zincifères à partir d'orthogneiss granitiques dans les conditions du débout de l'anatexie. Exemple des mignatites de la Beaume (Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, 349-354.
- Winkler, G.F.H. (1976). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, New York, 334 pp.
- Zeck, J.P. (1968). *Anatectic origin and further petrogenesis of almandine-bearing biotite-cordierite-labradorite-dacite with many inclusions of restite and basaltic material. Cerro del Hoyazo, SE Spain*. Thesis, Amsterdam, 167 pp.
- Zeck, J.P. (1970). An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26, 225-246.
- Zeyen, H.J.; Banda, E.; Gallart, J. & Ansoze, J. (1985). A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 393-402.

Recibido el 26 de Febrero de 1987
Aceptado el 13 de Octubre de 1987