

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LOS GRANITOS ESPECIALIZADOS DE DOS MICAS CENTRO-IBERICOS: ESTUDIO DEL BATOLITO DE VILIAR DEL CIERVO (SALAMANCA)

J. SAAVEDRA, M. E. DURAN, A. GARCIA SANCHEZ, E. PELLITERO

U. E. I. Mineralogía y Geoquímica, Centro de Edafología del CSIC, Salamanca



Resumen

Los granitos de la zona indicada presentan muchos rasgos comunes con los del área centro-occidental ibérica, mineralógicos, petrográficos, geoquímicos, etc. Se ha comprobado el carácter zonado del plutón, diferenciándose varias facies con ayuda de criterios de campo y estudio en laboratorio de más de 60 muestras del granito y sus enclaves. Se pone de manifiesto la influencia de elementos como el B en la cristalización granítica. Se discute el significado de algunos minerales en la paragénesis y los posibles orígenes de las facies graníticas: mezcla de magmas diferentes, contaminación por el encajante, proporciones distintas de magma y restitas, intrusiones diferentes originadas por secuencias de fusión parcial, fusión cortical de materiales anfibolíticos, cristalización fraccionada y difusión termogravitacional. Los enclaves micrograníticos se interpretan como porciones de magma de carácter más mafico. La asociación común de este tipo de granitos con indicios y depósitos metalíferos (Sn, W, Li, P, etc.) deriva de sus abundantes manifestaciones deutéricas, tardías.

Abstract

The granites of this zone show many mineralogical, petrographic, geochemical, etc. features like to those of the iberic western-central area. The zoned character of the pluton had been shown and several facies are differentiated according to terrain and laboratory criteria; more than 60 samples of granites and their enclaves were analyzed. It is shown the influence of elements, as the B, on the granitic crystallization. The significance of some minerals and the possible origins of the granitic facies are discussed: mixing of different magmas, wall-rock contamination, restite unmixing, intrusions by sequential partial melting, crustal melting of amphibolitic materials, fractional crystallization and thermogravitational diffusion. The microgranitoid enclaves are interpreted as materials from a more mafic magma, and the frequent showings and mineral deposits (Sn, W, Li, P, etc.) associated with these plutons are derived from the latest phenomena (deuteric processes).

INTRODUCCION

La terminación en España del extenso batolito de Guarda (Portugal) presenta caracteres análogos a otros granitos centroibéricos: cuerpo discordante, rasgos generales de pronunciada evolución (altos contenidos en elementos como Li, Rb, etc.), presencia de minerales aluminícos (cordierita, andalucita, granate y otros), emplazamiento en niveles epizónales, zonación, etc. Aunque las numerosas acumulaciones de variable magnitud en Sn, W, U, Li, P y otros elementos en el plutón y su área circundante han conducido a exploraciones de índole minera son pocos los datos geológicos específicos publicados, fuera de dicho ámbito; una recopilación reciente se encuentra en CARNICERO (1980), LOPEZ-PIAZA et al. (1984) y DURAN (1984), quienes centran los estudios en aspectos concretos. El objeto de este trabajo es considerar los rasgos de dicho granito teniendo en cuenta las características de otros plutones del entorno regional.

RASGOS GEOLOGICOS GENERALES

El encajante del granito está constituido por materiales (conglomerados, metapelitas, areniscas, rocas calcosilicatadas y carbonatadas) afectados por un metamorfismo regional poco intenso. La aureola de contacto tiene una amplitud variable, pero su grado no es especialmente alto. El contorno del batolito emplazado se asocia con la prolongación del sinclinal ordovícico-silúrico de Tamames. Sus bordes definidos se aprecian fácilmente, salvo en áreas orientales y meridionales, en contacto con la cobertura arcósica, donde los límites sólo pueden precisarse en aquellos lugares en los que la red de drenaje ha dejado al descubierto la roca subyacente. El plutón está densamente fracturado. Se aprecian los sistemas de dirección NNE-SSW, predominante, y otros próximos a E-W, además de dos perpendiculares entre si, menos importantes, de direcciones NE-SW y NW-SE.

PETROGRAFIA Y MINERALOGIA

En este estudio se han diferenciado seis facies graníticas principales en base a sus caracteres macroscópicos y aspecto sobre el terreno, además de algunos tipos moscovíticos y biotíticos no cartografiados a esta escala de trabajo, fig. 1. En todas las facies son comunes los silicatos ricos en aluminio (cordierita, etc.), a veces espectacularmente visibles, al igual que ocurre en otros batolitos del Centro-Oeste de España.

Granito biotítico de grano muy grueso, perfiroide.- Se sitúa en los bordes del plutón, con porfidoblastos de feldespato alcalino subautomorfo (10 cm de dimensión máxima), comunmente orientados y a veces con inclusiones concéntricas de pequeñas biotitas, alcanzando los granos de la matriz hasta 1,5 cm. Es cordierítico, con cristales pinitizados incluso de más de 1 cm. La turmalina bien cristalizada abunda localmente. Con esta facies suelen asociarse dos tipos graníticos. Uno es

muscovítico, de grano medio a fino (de unos 2 mm de media), con alguna asociación pegmatoide, sin carácter porfiroide, a veces claramente tabular y con contactos netos o difusos con esta facies. Otro es biotítico, de grano fino, con los rasgos típicos de facies de borde.

Se diferencian cuatro generaciones de cuarzo: 1) cristales idiomorfos reducidos, precoces y bipiramidados. 2) cuarzo matricial, con inclusiones, muchas veces cataclasados. 3) cuarzo intersticial, alotriomorfo. 4) cuarzo mirmequítico.

Las plagioclásas (y, en general, los feldespatos) revelan una historia de cristalización compleja. Además de las ordinarias, zonadas, de núcleo más cárneo, aparecen otras con zonado en manchas central y aureola normalmente zonada, foto 1. En ocasiones, algunas tienen carácter porfidoblástico, englobando a otros minerales, incluidas algunas otras anteriores. Albitas en damero son frecuentes; más escasas son las intersticiales. Es común la existencia de fuertes corrosiones de plagioclasa por feldespato potásico, presentando todos los tránsitos entre los restos no microclinizados de ésta y películas de aspecto pertítico, pasando por manchas irregulares. Hay pertitas de los tipos de corrosión, "film perthite", etc., en las que a veces se aprecia bien su edad relativa, foto 2.

La biotita contiene con frecuencia numerosas inclusiones, presenta crecimiento conjunto con otros minerales y se altera en ocasiones a clorita y feldespato potásico. La muscovita secundaria, procedente en general de la transformación de biotita y feldespatos, predomina sobre la que pudiera ser primaria. Se diferencian ortosa y microclina (con la macla cuadrangular típica), y son comunes las mirmequitas.

Granito biotítico de grano grueso a muy grueso.— Tiene un contacto gradual con el tipo anterior. Su carácter porfiroide es menos acusado y los porfidoblastos son de menores dimensiones. El tamaño de grano de la matriz no supera 1 cm. Los enclaves, frecuentes en la facies anterior, disminuyen bastante, así como la cordierita. Con respecto al precedente, crece la cantidad de turmalina y se aprecia ya alguna muscovita primaria. La fracturación está más acusada.

Granito biotítico de grano medio.— En contacto difuso con el anterior, con un tamaño medio de grano de 1-2 mm y con carácter porfiroide más débil. No se aprecia muscovita primaria.

Granito de dos micas de grano grueso.— Con un tamaño de grano de 2 a 5 mm, salvo para los feldespatos alcalinos, que pueden presentar el rango centimétrico. Predomina la biotita sobre la muscovita y no presenta enclaves ni megacristales. Sus cordieritas pinnitizadas son de menor tamaño que en los casos anteriores. La muscovita primaria es ya relativamente frecuente.

Granito de dos micas de grano fino..- El contacto observado con las facies anteriores es siempre neto, y su tamaño medio de grano es de 0,5 a 1 mm, con algunos feldespatos alcalinos de 1 cm. La cordierita alterada es común.

Granito moscovítico de grano muy grueso, cordierítico..- Sin claro carácter porfiroide y con contactos netos, siendo el tamaño medio de los granos de la matriz de 1 cm y los de los feldespatos alcalinos de 2,5 cm, como máximo, por regla general. Las cordieritas, pinnitizadas, son hasta de unos 2 cm y abundan notoriamente; es más común que en las facies anteriores la moscovita de caracteres primarios. La frecuente turmalina se suele acompañar por apatitos, foto 3.

Enclaves..- Son de dos tipos: xenolitos, procedentes sin ninguna duda del encajante, y, los más frecuentes, enclaves de microgranitoides maficos. Estos tienen forma redondeada u ovoide, con un tamaño máximo de 50X20X30 cm (excepto en puntos muy localizados en los que alcanzan el rango métrico), aunque por lo general son de 20 a 30 cm en su dimensión mayor; los feldespatos potásicos les rodean en ocasiones, foto 4, se desarrollan en su interior o les cortan claramente, foto 5. En algún punto del borde norte del batolito se han observado enclaves más ricos en ferromagnesianos dentro de otros menos férmicos, pero más que el granito englobante del conjunto. Tan sólo en una ocasión uno de los enclaves presentaba una mineralogía poco típica, con epidota y anfíbol en vez de biotita. También se observa localmente una concentración de enclaves en forma de enjambres.

La mayor parte de los enclaves son algo diferentes entre si, pero equigranulares, con un tamaño medio de grano de 1 mm. La textura es típicamente magmática, estando constituida la matriz por plagioclasas (más anortíticas que en los granitos) y biotita como minerales esenciales. Los opacos, el cuarzo y el feldespato potásico están más o menos subordinados. Las biotitas no contienen tantas inclusiones de circones y apatitos como en el caso de los granitos. Hay porfidoblastos de plagioclase con borde zonado normal y núcleo con zonación en manchas, foto 6, como en granitos biotíticos. La biotita está presente en calidad de mineral dominante, y la escasa moscovita deriva de la moscovitización de este mineral y de los feldespatos.

PETROLOGIA Y GEOQUIMICA

Para el presente estudio se analizaron, por espectrometría de absorción atómica y fluorescencia de rayos X, más de 60 muestras de las diversas facies graníticas y sus enclaves.

En la fig. 2 se han representado las relaciones binarias encontradas significativas para los elementos mayores y menores; resulta evidente que, en general,

no puede hablarse de una linearidad, sino que hay representaciones correspondientes a tales variaciones que son curvas. Por otra parte, los enclaves siguen una evolución separada de la de los granitos.

En la fig. 3 las variaciones binarias de los elementos Rb-Sr-Ba y la relación K/Rb corroboran lo anterior y, además, indican claramente que los enclaves tienen una evolución propia con respecto al resto del material plutónico.

La posición en el diagrama Q-Ab-Or es también ilustrativa. En el caso de los enclaves la cantidad de anortita normativa media supera al 3%, por lo que es necesario tener en cuenta la influencia de An; DURAN (op. cit.), utilizando los datos de WINKLER et al. (1975), obtiene unas presiones correspondientes a la cristalización de los mismos superior a 5 kb. Pero en los granitos, en los que se puede prescindir de la An (muy bajo contenido en Ca), la posición es notoriamente diferente, fig. 4 A, y, al no poder ser la presión muy baja (no se aprecian caracteres volcánicos), es obvio que existe una influencia adicional decisiva sobre el sistema. Si bien son conocidos los importantes efectos de elementos como F, Cl, etc. (posibles como se demuestra por la presencia de minerales como micas, apatitos y otros), en este caso parece ser que el B tiene una eficaz acción; su presencia hace que se produzca un desplazamiento hacia la línea Q-Or, haciendo el líquido hiperaluminoso, más rico en feldespato potásico y pobre en albite (PICHAVANT, 1981), tal y como se observa. Este elemento también causa un descenso del punto de fusión granítico (PICHAVANT, op. cit.), fig. 4 B, pudiéndose entonces formar moscovita primaria y andalucita ortomagnética, incluso admitiendo los campos de estabilidad andalucita/sillimanita de HOLDAY (1971).

Los fenómenos deutéricos están ampliamente desarrollados, al igual que ocurre en muchos otros granitos peninsulares análogos. La abundancia de pertitas de diversos tipos, moscovitzaciones, presencia de moscovita primaria, etc., sugieren altos grados de saturación acuosa. Si se añaden los fenómenos de albitización y, sobre todo, microclinización, es obvio que las paragénesis mineralógicas más antiguas deben de haberse modificado más o menos profundamente; DURAN (op. cit.) ha descrito con detalle los rasgos mineralógicos antes apuntados, que indican cambios en las condiciones de cristalización y evolución hacia un magma más rico en agua, cristalizando a presiones menores que las señalan los primeros cristalizados.

GENESIS Y DISCUSIÓN

La existencia de silicatos aluminosos, como cordierita y andalucita, en este tipo de granitos ha sido considerada como consecuencia de cristalización magmática directa, en base a argumentos experimentales y diversas observaciones; la fuerte actividad deutérica y potásica posterior, ampliamente desarrollada, ocasiona la pinnitización de la primera y la moscovitzación de la segunda (SAAVEDRA, 1977). Los trabajos experimentales de CLEMENS y WALL (1981) indican que la cordierita, en granitos peraluminosos, cristaliza a menos de 3 kb. La presencia de B contribuye,

como se dijo, tanto a la adquisición de carácter peralumínico como al descenso del punto de fusión, con la posibilidad de cristalización de andalucita y moscovita también a baja presión, fig. 4 B. Los datos de PICHAVANT (op. cit.) indican que la fase volátil coexistente con el fundido se hace más sódica y rica en B (aunque este elemento, de la misma manera, permanece, en menor proporción, en el fundido: B en fundido/B en fluido = 1/3), lo que puede explicar la mayor frecuencia de albite y turmalina en el cortejo granítico (fases procedentes de fases más tardías y volátiles, en diques, etc.) de este plutón y otros en entornos similares.

La falta de una evolución rectilínea, reflejada por las tendencias generales de las figs. 2 y 3, indica que las variaciones no se deben a mezclas en distintas y variables proporciones de fundido y cristales, cuya separación más o menos acentuada daría lugar a las diversas facies (modelo "restite unmixing" de WHITE y CHAPPEL, 1977); tampoco, y por la misma razón, las facies se originan por mezcla de magmas.

Un posible origen por intrusiones distintas originadas por secuencias o pulsaciones de fusión parcial debe de descartarse. En primer lugar, si así fuese, los primeros fundidos darían lugar a las facies más leucocráticas, mientras que los últimos originarían las más ricas en ferromagnesianos; no se observa así en el terreno, ya que hay frecuentes granitos moscovíticos posteriores a los más básicos de la zona. Por otra parte, ésto no coincidiría tampoco con las particiones de los elementos usados típicamente en estos procesos (Ba, Sr, Rb). En efecto, considerando los diversos coeficientes de partición de la bibliografía, MITTLEFEHLDT y MILLER (1983) indican que, en granitos, el coeficiente global de distribución sólido/líquido para Ba y Sr no debe de exceder de 5 (ni de 2 para el Rb); por tanto, el primer fundido (es decir, el más leucocrático) así originado debería de proceder de un material más pobre en Ba y Sr que la facies más leucocrática (cinco veces menos, si el coeficiente es 5): no hay ninguna evidencia de ello.

No existen argumentos en apoyo de que la zonación se deba a asimilación de rocas del encajante, siendo la cordierita, etc., evidencias de ello; este último punto ya se discutió precedentemente. Tampoco tal cordierita está, sobre todo, en las facies que deberían de ser las más contaminadas, sino que aparece en todas, tanto en el borde como en el interior del plutón. El encajante visible no presenta evidencias de asimilación *in situ*.

El especial químismo de este tipo de granitos se explica según BEA (1976) considerando que proceden de una fusión cortical de anfibolita que implica la aparición de un fundido enriquecido en Rb y baja relación K/Rb, esencialmente por el paso de la biotita al mismo, quedando un residuo de anfibol y plagioclasa; admitiendo ésto, deduce de los campos de estabilidad de dichos minerales, recogidos de la bibliografía, que tal proceso es basicortical (9 kb) e implica una corteza

de tipo anfibolítico y quimismo semejante al de una andesita continental. Sin embargo, ya CHRISTENSEN y FOUNTAIN (1975) muestran que la corteza inferior tiene una composición extremadamente variable y que ésta sólo puede discutirse en las zonas en las que se conozcan perfectamente las velocidades sísmicas; SMITHSON y BROWN (1977), en su trabajo sintético que incluye muy diversas áreas de todo el mundo, indican que una composición media de tal corteza tipo andesítico tiene poco significado por ser muy variable: incluye rocas metamórficas de origen sedimentario, neises graníticos y sieníticos, anfibolitas, anortositas, etc. No hay, pues, razones desde este punto de vista para admitir tal proposición. Tampoco son tenidos en cuenta hechos tan generales y bien manifiestos como la complicada cristalización y los fenómenos deutéricos y tardíos en general, con desarrollo de minerales claramente posteriores, que afectan tanto al granito como a los enclaves, foto 5, alcalinizaciones, moscovitzaciones, las modificaciones de la composición del fundido y la fase fluída coexistente por la presencia de ciertos elementos, etc., que, como se discutió previamente, son muy importantes y han condicionado la mineralogía y el quimismo actuales de los granitoides estudiados. Es significativo que aquí aparezcan facies graníticas porfiroides, cuyos cristales gruesos (porfidoblastos) son feldespatos potásicos (en menor grado, también moscovita), mientras que los equivalentes volcánicos típicos y comparables carecen de ellos. No hay razones a favor, y si todas en contra, para buscar la especialización geoquímica por fenómenos basicorticales en vez de los tardíos, someros, mucho más eficaces y evidentes.

La cristalización fraccionada explica bien estos hechos; las variaciones entre Rb, Sr y Ba de la fig. 3 son similares a las relaciones porcentuales entre material cristalizado y fundido obtenidas por McCARTHY y HASTY (1976) según dicho modelo. La composición inicial del magma es difícil de dilucidar, ya que el magma sobre el que ha actuado la cristalización fraccionada puede presentar, en algún momento del proceso, acumulaciones locales de cristales, foto 4, o fundido, la fase volátil puede implicar cambios y la intensa acción deutérica, bien evidente, ha contribuido a una movilización selectiva de iones alcalinos y otros; ésta es, con probabilidad, la razón de las concentraciones asociadas a procesos deutéricos para elementos como el Sn, W, Li, Rb, P, etc.

Recientemente, SHAW et al. (1976) han sugerido que puede producirse una fraccionación en estado líquido, eficazmente ayudada por la presencia de volátiles, que ocasione zonaciones químicas (difusión termogravitacional), implicando fenómenos convectivos (evidenciados en estos granitos por orientaciones fluidales de minerales), aplicados a magmas ricos en sílice (HILRETH, 1981, basado en el estudio intensivo de los materiales volcánicos de Bishop Tuff), especialmente manifiestas para elementos en trazas y, sobre todo, en Tierras Raras. En la fig. 5 se ha representado la relación de los valores medios de 26 elementos contenidos en los términos más evolucionados (ricos en sílice) y en los menos evolucionados

(esto es, el factor de enriquecimiento por difusión termogravitacional según la hipótesis precedente) para plutones del centro-oeste de España, todos con rasgos comparables, y el magmatismo de referencia (HILDRETH, op. cit.), Bishop Tuff. La semejanza cualitativa es notable, y el factor de enriquecimiento de los cinco batolitos ibéricos en conjunto y cada uno de ellos por separado se correlaciona bien con la referencia indicada, tabla 1. Con respecto a la cristalización fraccionada, con la que coincide sensiblemente en la distribución geoquímica, explica mejor la separación de cristales y fundidos en un medio viscoso, pero existen aún pocos datos que apoyen o descarten el fundamento y hay escasos lugares que puedan tomarse como referencias adecuadas. En consecuencia, se requieren más investigaciones corroborativas.

Tabla I. Coeficiente de correlación (*r*) del factor de enriquecimiento en Bishop Tuff y en batolitos graníticos centro-ibéricos. Mismos datos que en la fig. 5.

Batolito	JALAMA	TRUJILLO	ALBURQUERQUE (ORIENTAL)	ALBURQUERQUE (OCCIDENTAL)	VILIAR DEL CIERVO	CONJUNTO
<i>r</i>	0,792	0,820	0,749	0,567	0,685	0,725

Los enclaves de microgranitoides no son productos de la cristalización fraccionada del granito (BROWN et al., 1979) ni proceden de una diferenciación gravitacional PAIM, 1957), ya que su tamaño de grano es menor que el de éste y su forma es redondeada. La textura granular de grano fino es incompatible con un carácter de cumulados. Tampoco son restitas, procedentes de materiales metamórficos, pues su evolución geoquímica, figs. 2 y 3, no lo indica así, poseen textura ígnea, hay enclaves dentro de enclaves y no se han visto todas las gradaciones lógicas entre ellos y las rocas metamórficas. Considerar, pues, un origen por aporte mantélico parece lógico, ya que también aparece este tipo de enclaves en rocas alcalinas (p. ej., sienitas nefelínicas) para las que nunca se ha admitido un origen cortical (DIDIER et al., 1982). Representarían glóbulos de magma más mafico enfriado en otro más felsítico y frío, implicando una cierta mezcla, magmática (VERNON, 1984).

En resumen, los argumentos precedentes señalan la influencia de procesos profundos con implicaciones posiblemente mantélicas en la génesis de este granito, pero con superposiciones decisivas a profundidades inferiores y la posibilidad de contaminación del magma durante su subida hasta niveles corticales menos someros: la ascensión magnética a través de materiales precalentados (por el metamorfismo regional previo) puede inducir una anatexia parcial (sobre todo si ha habido un comienzo de cristalización, con el calor desprendido correspondiente) y assimilar todo o parte del leucosome producido, pero en el nivel ahora visible los factores que han actuado son la cristalización fraccionada y, simultánea y, sobre todo, posteriormente, procesos tardíos que han borrado gran parte de las características anteriores. Es debido, con seguridad, a este último aspecto el elevado número relativo de indicios y mineralizaciones asociados a estos granitos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BEA, F. (1976).- Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área de Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. Stud. Geol., 11, 25-73.
- BROWN, G. C.; CASSIDY, J.; TINDLE, A.C.; HUGHES, D. J. (1979).- The Loch Doon granite: an example of granite petrogenesis in the British Caledonides. J. Geol. Soc. London, 136, 745-753.
- CARNICERO, M. A. (1980).- Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W de la provincia de Salamanca). Tesis doctoral, Universidad de Salamanca.
- CLEMENS, J. D. & WALL, V. J. (1981).- Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. Can. Mineral., 19, 111-131.
- CHATTERJEE, M. D. & JOHANNES, W. (1974).- Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -Muscovite, $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. Contrib. Mineral. Petrol., 48, 89-114.
- CHRISTENSEN, N. I. & FOUNTAIN, D. M. (1975).- Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. Geol. Soc. Amer. Bull., 86, 227-236.
- DIDIER, J.; DUTHOU, J. L.; LAMEYRE, J. (1982).- Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volcanol. Geother. Res., 14, 125-132.
- HILDRETH, W. (1981).- Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., 86, 10153-10192.
- DURAN, M. E. (1984).- Petrología y Geoquímica del granito de Villar de Ciervo (Salamanca). Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona.
- HIRSCHBERG, A.; WINKLER, H. G. F. (1968).- Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierite und Almandin bei der Metamorphose. Contr. Mineral. Petrol., 18, 17-42.
- HOLDAWAY, M. J. (1971).- Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Am. J. Sci., 271, 97-131.
- LOPEZ-PLAZA, M.; CARNICERO, A. & RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1984).- Estructura del granito de Villar de Ciervo (Salamanca). I Cong. Esp. Geol., II, 177-192.
- LUTH, W. C.; JAHNS, R. H. & TUTTLE, O. F. (1964).- The granite system at pressures of 4 to 10 kb. J. Geophys. Res., 69, 759-773.
- McCARTHY, T. S. & HASTY, R. A. (1976).- Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1351-1358.

- MITTLEFEHLDT, D. W. & MILLER, C. F. (1983).- Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: Implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 109-124.
- PAIM, Q. A. (1957).- Les roches cristallines des Cévennes Médianes à hauteur de L'Argentière, Ardèche, France. Stroim. Utrecht, 121 p., Utrecht.
- PICHAVANT, M. (1981).- An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. Geological applications. Contrib. Miner. Petrol., 76, 430-439.
- PIWINSKII, A. J. (1968).- Experimental studies of igneous rock series Central Sierra Nevada batholith, California. J. Geol., 76, 548-570.
- SAAVEDRA, J. (1977).- Sobre la presencia de silicatos aluminicos (cordierita, andalucita, sillimanita y granate) en granitos de Extremadura Central. Acta Geol. Hisp., 12, 108-112.
- SAAVEDRA, J.; BIANCO, C. A.; GARCIA, A. & RODRIGUEZ, S. (1975).- Estudio del granito de Trujillo (Cáceres). II Cong. Iber.-Amer. Geol. Econ., Buenos Aires, IV, 315-340.
- SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E.; GARCIA SANCHEZ, A. & MADRUGA, F. (1977).- Estudio del granito mineralizado del Jálama, Salamanca-Cáceres, España. Bol. Geol. Min., 88, 333-344.
- SHAW, H. R.; SMITH, R. L. & HILDRETH, W. (1976).- Thermogravitational mechanism for chemical variations in zoned magma chambers. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 8, 1102.
- SMITHSON, S. B. & BROWN, S. K. (1977).- A model for lower continental crust. Earth Planet. Sci. Lett., 35, 134-144.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958).- Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Mem. Geol. Soc. Am., 74.
- VERNON, R. H. (1984).- Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature, 309, 438-439.
- WHITE, A. J. R. & CHAPPELL, B. W. (1977).- Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7-22.
- WINKLER, H. G. F.; BOSE, M. & MARCOPOLOUS, T. (1975).- Low temperature granitic melts. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., T. 1975, 245-268.

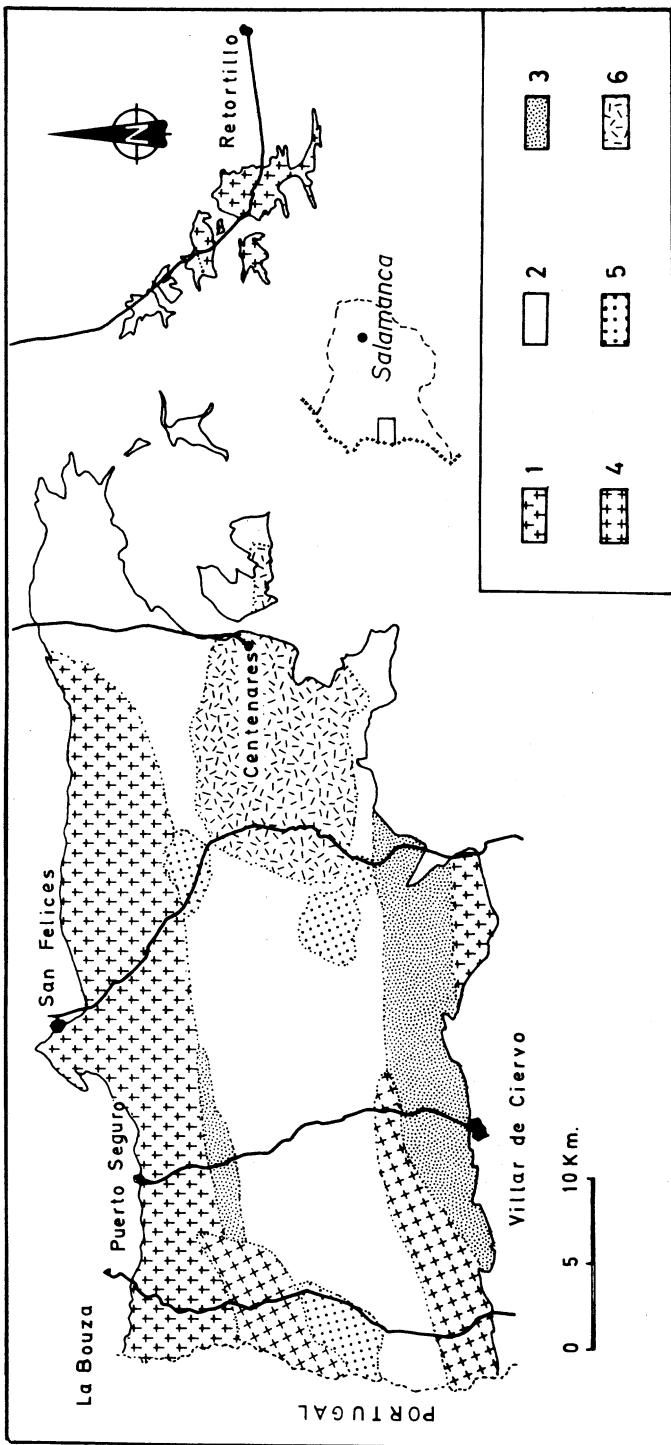


Fig. 1.- Esquema geológico del granito de Villar de Ciervo. 1 Granito biotítico porfiroide de grano grueso. 2 Granito biotítico de grano grueso a muy grueso. 3 Granito biotítico de grano medio. 4 Granito de dos micas de grano grueso. 5 Granito de dos micas de grano fino. 6 Granito moscovítico de grano muy grueso, cordierítico.

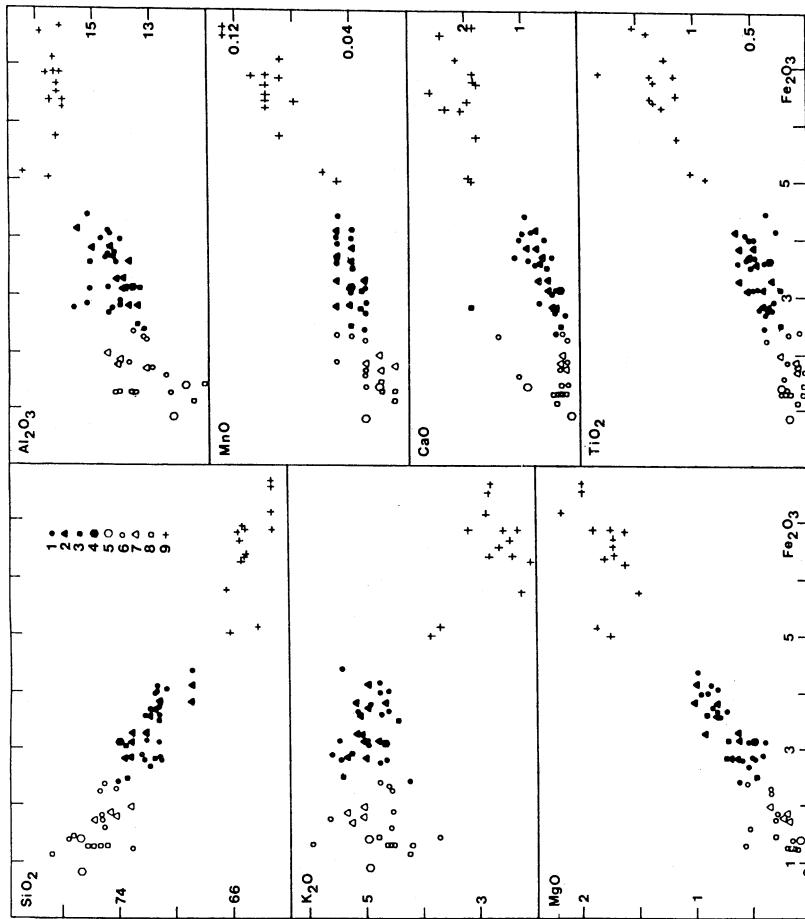


Fig. 2.- Variaciones binarias de elementos mayores y menores en los granitos de Villar de Ciervo. 1-3 como en fig. 1. 4 Granito biotítico de grano fino. 5 Id., de grano medio. 6 Granito de dos micas de grano grueso. 7 Granito de dos micas de grano fino. 8 Granito moscovítico de grano grueso a muy grueso, cordiarítico. 9 Enclaves micrograníticos.

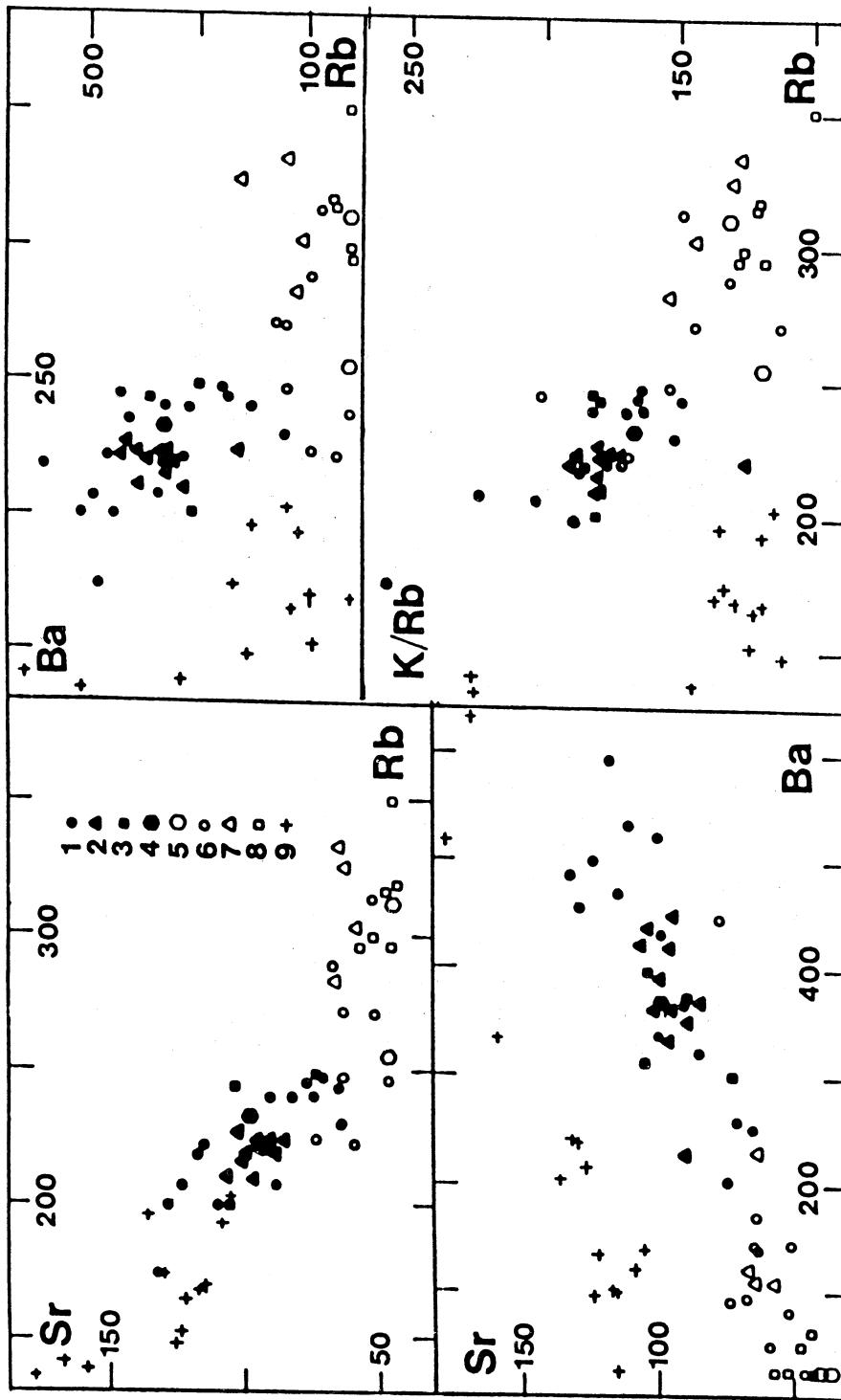


Fig. 3.- Mismos símbolos que en la fig. 2. Contenidos en ppm.

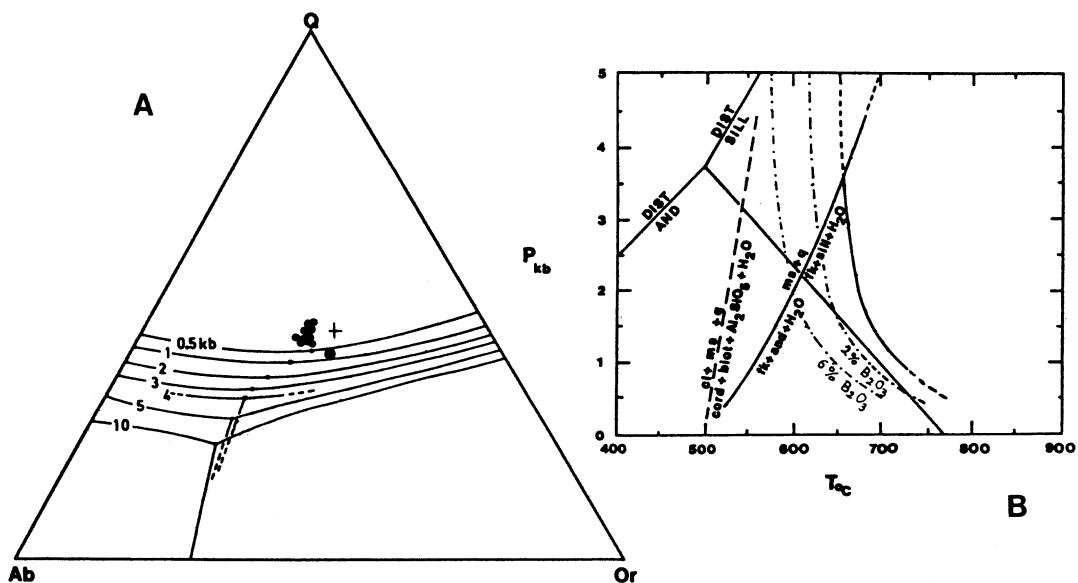


Fig. 4.-A, proyección de las composiciones medias de granitos biotíticos (punto negro grueso) y de dos micas y moscovíticos (cruz) del plutón de Villar de Ciervo; las líneas cotécnicas, en kb, a las presiones indicadas son de TUTTLE y BOWEN (1958) y LUTH et al. (1964) y la agrupación de puntos negros corresponde a la representación de las composiciones del fundido en presencia de B a 1 kb (PICHAVANT, 1981). B, diagramas de estabilidad P-T: curva de fusión granítica (PIWINSKII, 1968), estabilidad de moscovita (CHATTREREE y JOHANNES, 1974) y cordierita (HISCHBERG y WINKLER, 1968), punto triple de HOLDAWAY (1971) y extrapolación de la curva de fusión granítica a 1 kb en presencia de cantidades diversas de B (PICHAVANT, op. cit.).

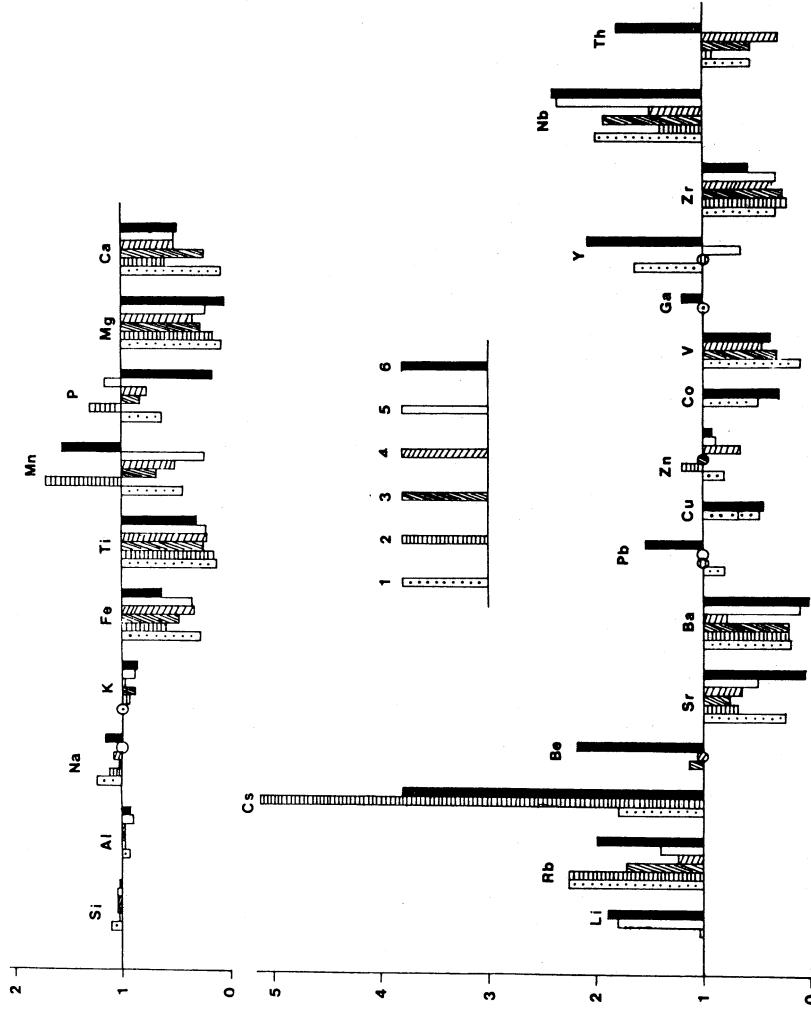
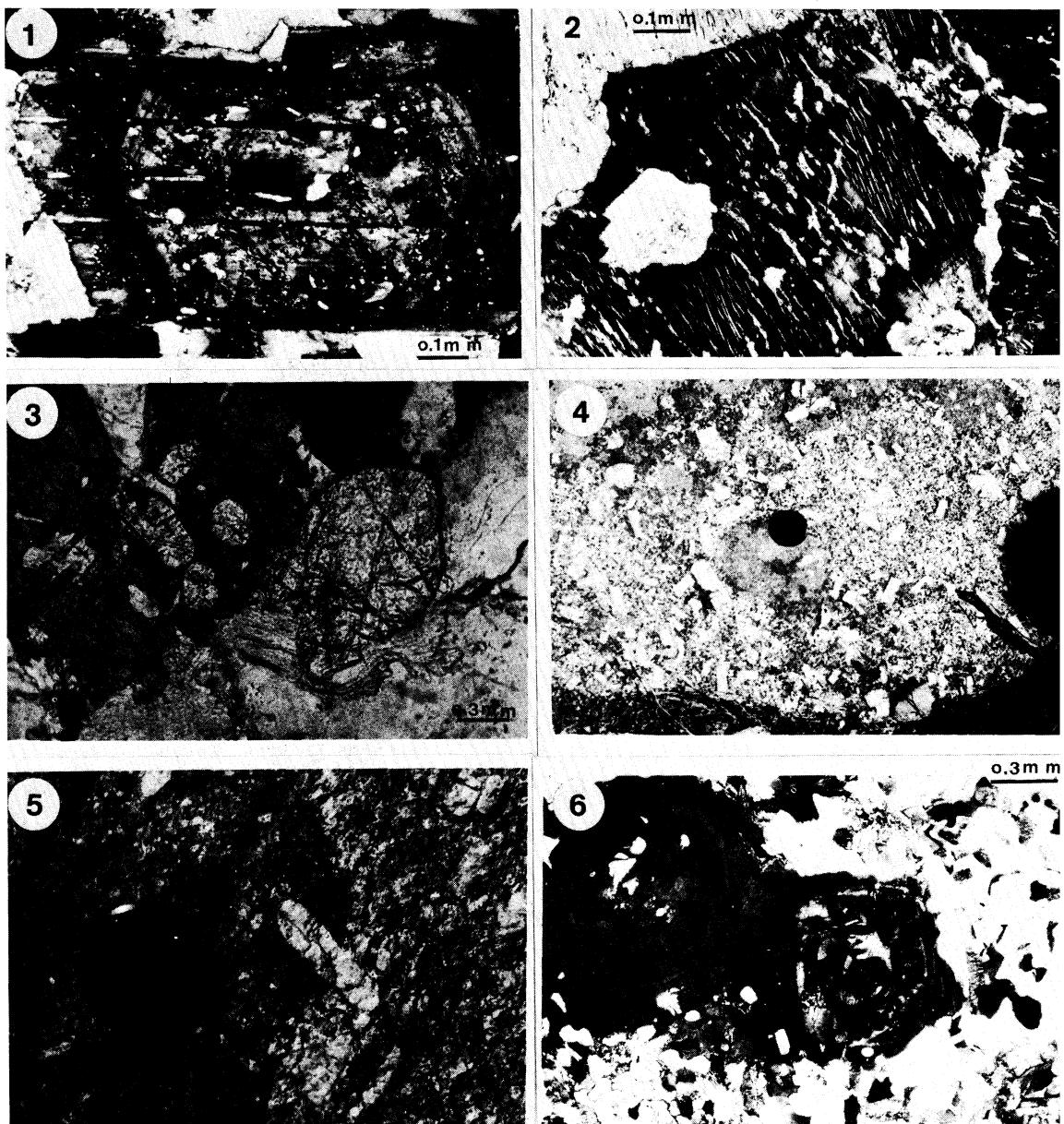


Fig. 5.- Factores de enriquecimiento en plutones graníticos. 1 Granito del Jálama (SAAVEVEDRA et al., 1977). 2 Granito de Trujillo (SAAVEVEDRA et al., 1975). 3 Sector oriental del granito de Alburquerque (datos no publicados). 4 Sector occidental del granito de Alburquerque (id.). 5 Battolito de Villar de Ciervo. 6 Bishop Tuff, referencia (HILLRETH, 1981).



Fotos 1-6.-