

GEOLOGÍA DE LOS MATERIALES DEL COMPLEJO GRANÍTICO-METAMÓRFICO DE VILLASECO-PERERUELA (ZAMORA)

E. HERNÁNDEZ SÁNCHEZ y M. C. MORO BENITO

RESUMEN.—Este trabajo es un estudio geológico del Complejo Granítico-Metamórfico de Villaseco-Pereruela, situado al O de la capital de Zamora. En él se describen los caracteres cartográficos, litológicos, estructurales y composicionales de los materiales metamórficos e intrusivos que constituyen dicho complejo.

Los materiales metamórficos, de edad pre-Arening, constituyen una serie estratigráfica que está formada, de muro a techo, por neises fémicos, con textura en ojos, y esquistos biotítico-moscovíticos con niveles de cuarcitas micáceas. En la zona de estudio, a techo de la serie, dentro de esta zona, existen otros neises, con textura en ojos, distintos de los de la base. Toda esta serie está afectada por tres fases principales de deformación correspondientes a la Orogenia Hercínica, con metamorfismo asociado, y otras tardías. Las rocas intrusivas, de composición leucogranítica, afloran con formas masivas y en diques de direcciones hercínicas y buzamientos variables. Se han considerado sintectónicas con la fase III hercínica. El origen atribuido a estas rocas es, probablemente, el de anatexia.

ABSTRACT.—This paper is a study of the «Villaseco-Pereruela» Granitic-Metamorphic Complex, situated western to Zamora town. In it, the cartographic, litologic, structural and compositional features of the metasedimentary, metavolcanic-sedimentary and intrusive granitic materials are described.

The first kind of materials, with an age Pre-Arening is a stratigraphic serie which is formed since the bottom to the top by gneisses with «eyes» texture, and over they, biotitic-moscovitic schists with some quartzitic levels. At the top of the serie there is another gneiss level, with «eyes» texture too, but different to the first unit. All this serie is affected by three main strain phases with associated metamorphism and other later corresponding to the Hercinic Orogeny. The intrusive rocks are leucogranites and outcrop with massive shapes and dikes with variable dip. These rocks have been considered sintectonic

with the third hercynic fase. The attributed origin for these rocks is the anatexia, not too deep, in the matasedimentary serie.

Palabras clave: Villaseco, Pereruela, Complejo, esquistos, neises, estaurolita, diques, leucogranitos.

Key words: Villaseco, Pereruela, schists, gneis, staurolite, dikes, leucogranites.

1. INTRODUCCIÓN

La necesidad de realizar este trabajo se planteó con motivo del estudio de las mineralizaciones de Sn, cuyo encajante es el Complejo Granítico-Metamórfico de Villaseco-Pereruela. El conocimiento geológico de la zona se consideró necesario para describir e interpretar dichas mineralizaciones.

Como antecedentes geológicos específicos de este área destacan los trabajos de QUIROGA (1981), LÓPEZ PLAZA (1982) y FERNÁNDEZ TURIEL (1987). En ellos se establece que la serie estratigráfica se halla deformada por la Orogenia Hercínica, que los granitos proceden de fusión parcial de la serie sedimentaria, que están bastante diferenciados y se estudia la cizalla dextra de Pereruela-Villalcampo. Sin embargo, dado el carácter regionalista de los trabajos citados, quedaban cuestiones por resolver en la zona de Villaseco-Pereruela. Por ello, a partir de una cartografía geológica a escala 1:25.000, se ha tratado de revisar, ampliar, matizar, e incluso, a veces, modificar la geología de esta zona. Igualmente se ha efectuado un desmuestre litológico que ha permitido realizar el estudio petrográfico y geoquímico de los materiales que la constituyen.

2. SITUACIÓN DE LA ZONA ESTUDIADA

El Complejo Granítico-Metamórfico de Villaseco-Pereruela está situado en el cuadrante NO de la Hoja 396 (Pereruela) del M.T.N. a escala 1:50.000, junto a dichas localidades. Esta zona está atravesada de E a W por el Río Duero. Desde el punto de vista geológico, está situada en la Zona Centro-Ibérica de JULIVER et al (1972) y constituye la prolongación oriental de la Antiforma de Villadepera, establecida por QUIROGA (1981). Este dominio ha sido considerado como «terreno» tectonoestratigráfico por MARTÍNEZ GARCÍA (1986).

3. EL COMPLEJO GRANÍTICO-METAMÓRFICO DE VILLASECO-PERERUELA

El Complejo Granítico-Metamórfico de Villaseco-Pereruela está constituido por diferentes materiales metamórficos e intrusivos (Fig. 1 y 9.1). Los primeros corresponden a una serie sedimentaria, en la que se han reconocido aportes volcánicos, de edad pre-Arening, que ha sido deformada y metamorfozada por la Orogenia hercínica. Los segundos, de composición leucogranítica, intruyen durante dicha orogenia y adquieren formas masivas y de diques con direcciones

hercínicas. Esta zona, por sus características geológicas y petrográficas, es similar a la denominada Serie del Álamo, situada en la provincia de Salamanca, que fue descrita por GARCÍA DE FIGUEROLA et al (1983).

4. LOS MATERIALES METAMÓRFICOS

Las rocas de esta naturaleza, en la zona de estudio, corresponden a una serie estratigráfica de origen volcánico-sedimentario marino, por correlación con áreas próximas. Están constituidas de muro a techo por las siguientes unidades:

Los *Neises microglandulares de Mina Pepita*: estos materiales afloran en una estrecha banda poco potente en el área centro-occidental de la cartografía (Fig. 1). Tienen unos 50 m. de potencia visible y se encuentran en el núcleo de la Antiforma de Villadepera-Pereruela. Estos neises, de tonos grisáceos, tienen textura en ojos, definida por la presencia de minerales claros con forma elipsoidal de 1 cm de eje mayor (Fig. 9.2.). Al microscopio, estos minerales son cuarzo, microclina, ortosa y plagioclasas, todos ellos en un material neísico, muy orientado, constituido por cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasas, ortosa y microclina como minerales esenciales, y apatito, circón y rutilo como minerales accesorios. A esta unidad, por sus rasgos de homogeneidad, la no presencia de enclaves, diques coetáneos u otro tipo de caracteres propios de los granitos, y la existencia de niveles interestratificados de rocas volcánicas ácidas en los esquistos de Villalcampo (GIL, 1989), se le ha atribuido un origen volcánico-sedimentario y es correlacionable con los Neises de Villadepera, los cuales fueron correlacionados, a su vez, con la facies fina de la Formación «Ollo de Sapo» (QUIROGA, 1981).

La unidad de *esquistos con intercalaciones de cuarcitas*: en Almaraz de Duero, estos materiales presentan los afloramientos más extensos en la cartografía. Aparentemente son concordantes con los neises inferiores (Fig. 9.3). Presentan tonos grisáceos satinados, con una fuerte esquistosidad que, a veces, puede estar crenulada. Al microscopio están constituidos por una alternancia de lechos de cuarzo y feldespatos y lechos de moscovita, biotita y, ocasionalmente, de turmalina. Existen, además, otros minerales que dependen del grado de metamorfismo regional como son el granate, la estaurolita y la andalucita, que tienen carácter accidental y son sincinemáticos con la esquistosidad más marcada de estas rocas. Los niveles de cuarcitas, decimétricos, presentan tonos amarillentos y un tamaño de grano muy fino. Al microscopio están constituidos por granos de cuarzo, con textura granoblástica orientada, como mineral esencial, moscovita y biotita, con textura lepidoblástica orientada, como minerales accidentales y apatito, feldespato potásico, plagioclasa, circón y rutilo como minerales accesorios.

Los *Paraneises de Almaraz de Duero*: son, aparentemente, concordantes con los esquistos anteriores. Tienen una potencia visible de más de 5 m. y presentan cuarzo azul, plagioclasas y feldespato potásico con textura en ojos de 0,5 cm. de tamaño de grano, rodeados por un material esquistoso semejante

al de la unidad intermedia (Fig. 10.1). Esta unidad, al igual que los Neises de Mina Pepita, es de origen volcánico-sedimentario. Estas rocas quizás podrían correlacionarse con la Formación «Ollo de Sapo», ya que, prácticamente, la única diferencia existente entre ellas es el tamaño de grano.

Todas las unidades aquí descritas, para los autores consultados, están situadas por debajo del Ordovícico, ya sea en el Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior (ARRIBAS y JIMÉNEZ, 1971) o infraordovícico (QUIROGA, 1981). Ello se debe a que ha sido correlacionada con el Complejo Esquisto-Grauváquico, al cual, en Portugal (RIBEIRO, 1974), se le atribuye una edad Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior.

Sin embargo, si los Paraneises de Almaraz de Duero o los Neises de Mina Pepita son correlacionables con la formación «Ollo de Sapo», la edad de la serie no estaría tan clara al no estarlo tampoco la de dicha formación. Los datos geocronológicos más recientes encontrados sobre este tema son los de LANCELOT et al (1985), que diferencian en el «Ollo de Sapo» de Sanabria tres tipos de circones: el tipo 1.º es el de circones heredados de rocas muy antiguas, con una edad 1.800 m.a., el 2.º es el de circones subvolcánicos, con una edad de 400-600 m.a. y, los de tipo 3.º, tienen la edad del principal evento termal variscico (325 m.a.). Por lo tanto, la edad de la Formación «Ollo de Sapo» sería algo posterior a la de los circones volcánicos, lo cual respresenta, como mucho, una edad Cámbrico-Ordovícico Inferior, que sería la edad de la serie estudiada.

5. TECTÓNICA

Desde el punto de vista tectónico estos materiales están afectados por tres fases de deformación hercínica principales y homoaxiales entre sí, con direcciones N110°E y metamorfismo regional asociado. Igualmente, se han registrado otras fases de deformación tardihercínica. Las tres fases de deformación hercínica observadas en la zona de estudio coinciden en líneas generales con las establecidas por QUIROGA (1981) a escala regional.

La *fase I*, regionalmente, en la provincia de Zamora, da lugar a grandes pliegues tumbados isoclinales y vergentes hacia el N (QUIROGA, 1981; VACAS y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN, 1988; TURRIÓN, 1988 y ANTONA, 1989). En los esquistos del Complejo de Villaseco-Pereruela se ha observado una esquistosidad que debió ser bastante penetrativa y que estaría asociada a los pliegues de fase I.

Durante la *fase II* sigue el acortamiento de forma tangencial, por medio de cabalgamientos subhorizontales, vergentes al N, en el Sinforme de Alcañices (QUIROGA, 1981; VACAS y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; TURRIÓN, 1988 y ANTONA, 1989), pero esta estructura pertenece a un dominio epizonal, con la isograda de la clorita de metamorfismo regional principalmente. En cambio, en el Complejo de Villaseco-Pereruela las rocas metamórficas han estado afectadas por mayores presiones y temperaturas (se alcanza la isograda de la estaurolita) durante esta fase de deformación; por ello los cabalgamientos de la

fase II aquí son zonas de cizalla, como la localizada en los neises de la base de la serie (Fig. 9.2), con una fábrica s/c muy marcada. También en los esquistos se producen pliegues pequeños isoclinales a veces con charnelas curvas (Fig. 2). Dichos pliegues llevan asociada una esquistosidad de crenulación que se superpone a la esquistosidad de la fase I y es difícil de ver aislada. Lo más común es encontrar una esquistosidad muy penetrativa, de tipo «schistosity» o de flujo, que se habría formado durante las fases I y II (HERNÁNDEZ, 1989) (Fig. 10.2).

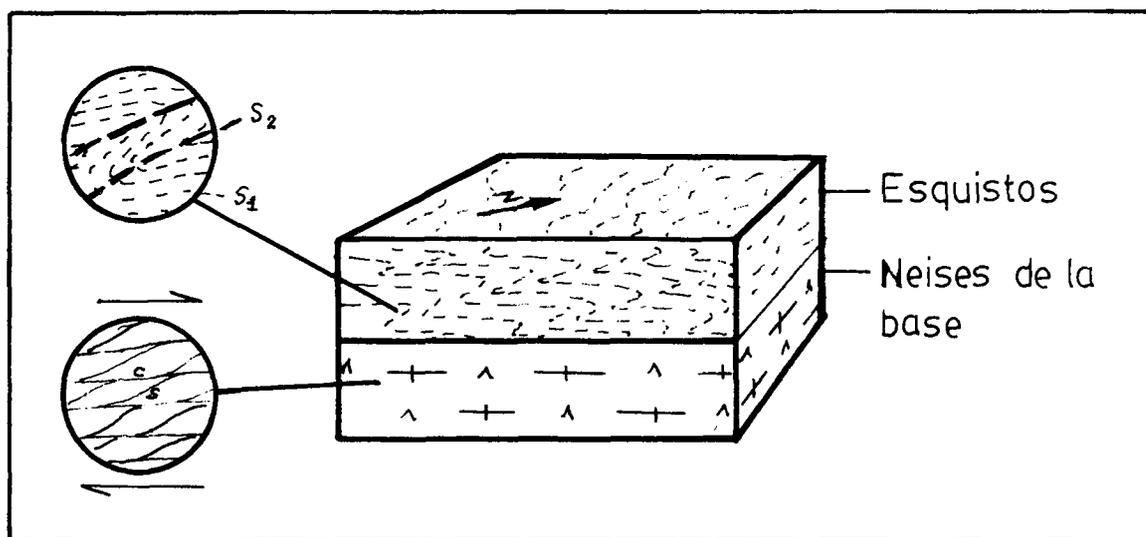


FIG. 2. Estructuras asociadas a fase II en la zona estudiada. En los neises se produce una fábrica s/c mientras que en los esquistos se forman pliegues pequeños a veces con charnelas curvas.

La fase III es la responsable de la Antiforma de Villadepera (QUIROGA, 1981), o de Villadepera-Pereruela (LÓPEZ PLAZA, 1982). Dicho pliegue es bastante abierto, de plano axial subvertical (Fig. 9.3), y se ha considerado como una antiforma de orden menor de la de Chaves-Miranda do Douro (RIBEIRO, 1974). Las meso y microestructuras asociadas son pliegues pequeños en gancho como consecuencia de una interferencia entre las fases II y III (RAMSAY, 1967), así como crenulaciones (no llegan a ser esquistosidad) en la esquistosidad de fases I y II.

Por lo que se refiere a las fases tardihercínicas de deformación, cabe destacar la que produjo la cizalla dextra de Pereruela-Villalcampo, establecida por LÓPEZ PLAZA (1982) y FERNÁNDEZ TURIEL (1987). Esta cizalla es de carácter dúctil, al menos, durante gran parte de su funcionamiento, porque da lugar a una fábrica s/c muy marcada en los granitos (Fig. 9.4) y también, en determinadas bandas, se desarrollan milonitas (protomilonitas s.s.). La dirección de esta cizalla varía de N120°E en Pereruela a N140°E al O de Villaseco, y el buzamiento es fuerte hacia el S (75-80°).

Tanto esta cizalla como los pliegues de la fase III, por la coincidencia de direcciones de las superficies «s» de la primera con las de las crenulaciones de

los esquistos (de fase III), parecen responder a una comprensión de dirección aproximada N-S, tal y como propone MATTE (1986) para la Cadena Variscica. Sin embargo, hay que señalar que probablemente la cizalla tenga un carácter tardío con relación a los pliegues de la fase III, porque en la parte N del Batolito de Sayago, situado al S del complejo de Villaseco-Pereruela, LÓPEZ PLAZA (1982) observó que la foliación de los granitos atribuida a la fase III de deformación está distorsionada por cizallas conjugadas y paralelas a la de Pereruela-Villalcampo.

Con posterioridad al desarrollo de la cizalla descrita, se abrieron fracturas cuyas direcciones oscilan entre la N10° y N50°E subverticales que, a veces, presentan pequeños saltos en dirección (de 5 m.). Estas fracturas están rellenas por filones de cuarzo lechoso estéril impregnado por óxidos de hierro.

6. EL METAMORFISMO

El metamorfismo en los esquistos del Complejo de Villaseco-Pereruela presenta carácter regional y está asociado a las tres fases principales de deformación hercínica. Comienza con la isograda de la biotita durante la fase I y continúa durante la fase II con la formación del granate, entre el grado bajo y medio, y alcanza la isograda de la estaurólita, de grado medio. Durante la fase III se produce un retrometamorfismo hacia la isograda de la biotita y la moscovita. En la Fig. 3 se observa la relación entre las distintas asociaciones metamórficas encontradas y las fases de deformación.

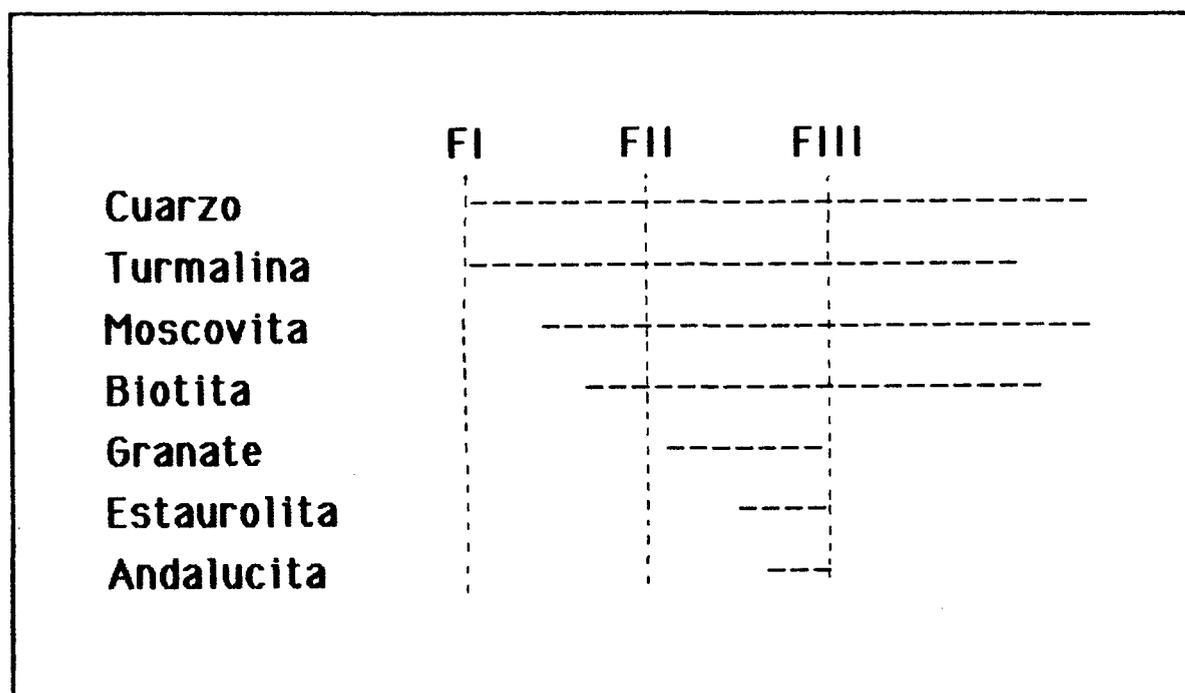


FIG. 3. Relaciones entre las distintas asociaciones de metamorfismo regional y las tres fases de deformación hercínica. F: fase.

Hay que indicar que las condiciones de presión y temperatura de formación de la estaurólita están próximas a la fusión parcial con exceso de agua, y, más aún, cuando existe boro en las rocas, que, según PICHAVANT (1981), hace que se desplace la curva de anatexia hacia presiones y temperaturas menores en los diagramas con estas variables (Fig. 4).

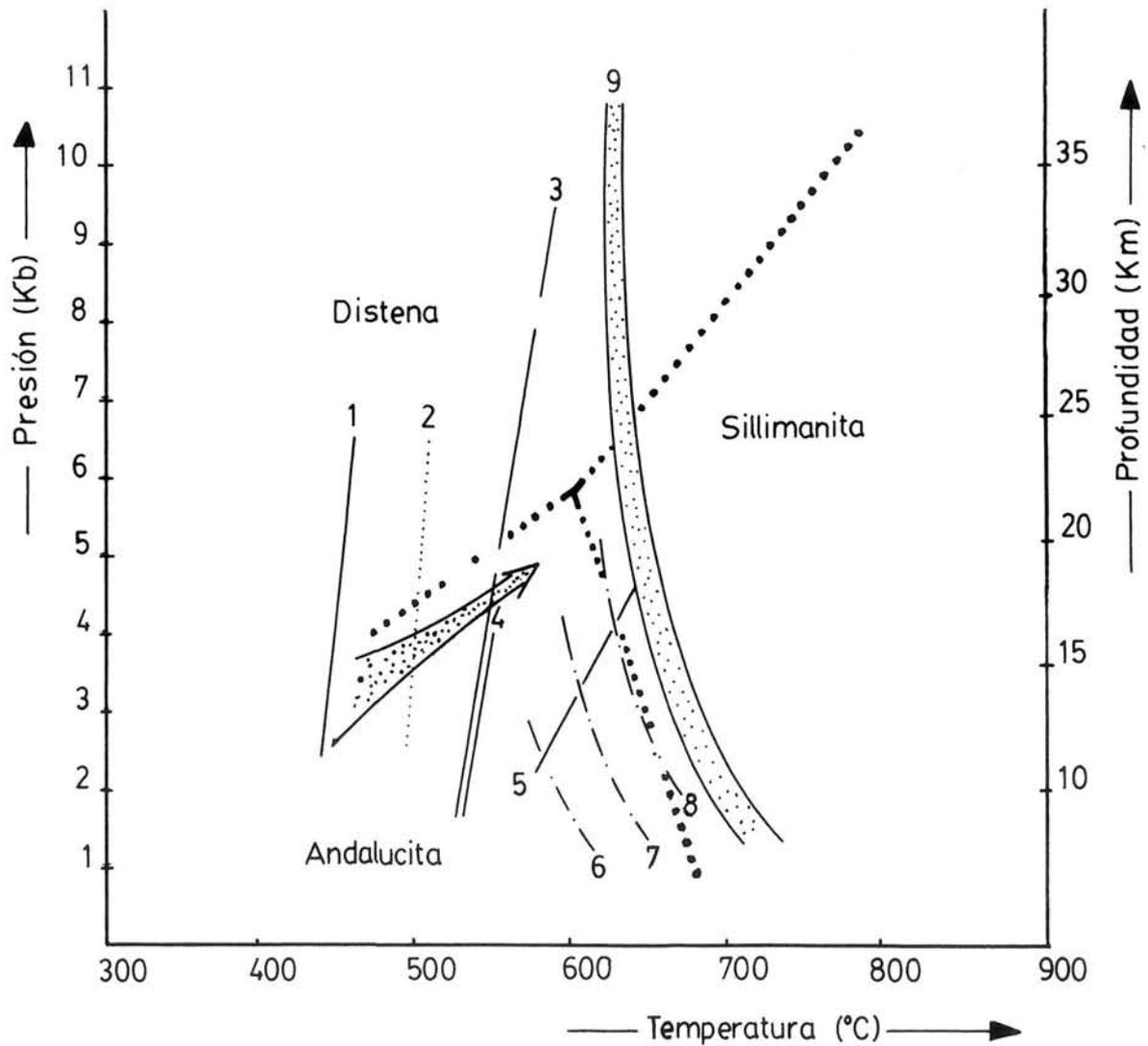


FIG. 4. Diagrama de presión (P) y temperatura (T) de WINKLER (1976) aplicado a los esquistos de la zona estudiada donde se observa la evolución del metamorfismo progrado (flecha). 1: formación de biotita. 2: formación del granate. 3: formación de la estaurólita. 4: formación de cordierita. 5: formación de sillimanita. Las curvas 6, 7 y 8 representan una anatexia en presencia de diferentes porcentajes de B₂O₃ deducidas por Pichavant (1985). 9: curva de anatexia en presencia de exceso de agua.

7. LAS ROCAS ÍGNEAS

En el Complejo Granítico-Metamórfico de Villaseco-Pereruela, del que se han cartografiado unos 45 km.², los granitoides en él diferenciados constituyen un buen ejemplo de los diferentes estadios de la cristalización magmática. En ellos se observa la presencia de granitos (estadio magmático), aplitas, aplopegmatitas y pegmatitas (estadio aplítico-neumatolítico) y filones de cuarzo y alteraciones postmagmáticas (estadio hidrotermal). Las facies ígneas que se han distinguido en esta zona son las siguientes:

- Leucogranito de dos micas con moscovita dominante.
- Leucogranitos moscovíticos.
- Diques leucograníticos, aplíticos, aplopegmatíticos y pegmatíticos.

De estas facies, las dos primeras afloran con formas masivas y la última engloba a varias litologías con forma de diques (Fig. 5).

Los *leucogranitos de dos micas con moscovita dominante* afloran en dos «stocks» alargados, según la dirección de la Antiforma de Villadepera, y están situados al NO y SE del mapa. Presentan tamaño de grano fino y, a veces, tonos rosados por alteración meteórica.

Los *leucogranitos moscovíticos* se localizan en la periferia y en contacto gradual con los anteriores. Presentan tonos claros, ya que, en su composición, la moscovita es un mineral abundante y la biotita está prácticamente ausente.

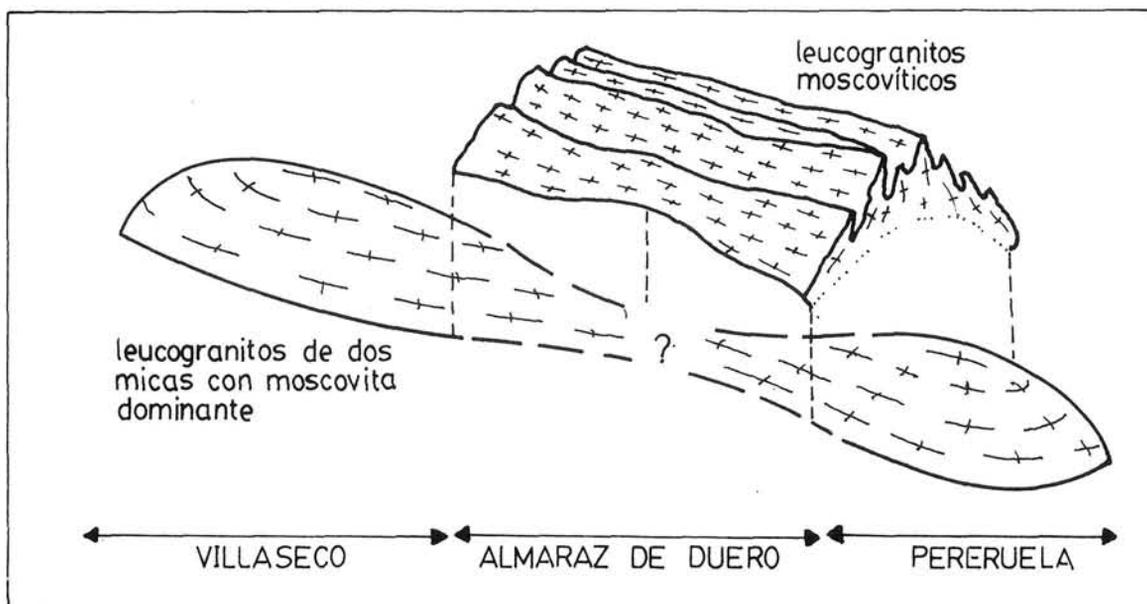


FIG. 5. Formas deducidas para las rocas graníticas del Complejo de Villaseco-Pereruela.

Por último, *los diques leucograníticos, aplíticos, aplopegmatíticos y pegmatíticos*, a los que también se les ha llamado *facies en diques*, unen los dos stocks cartografiados. Todos ellos tienen direcciones N110-120°E y buzamientos variables, de tal modo que, al N de la zona cartografiada, buzan al N y en el flanco sur de la Antiforma de Villadepera buzan al S, pero en la zona de charnela de esta Antiforma la mayoría son subverticales. En resumen, estos diques son convergentes hacia la superficie topográfica. Su composición mineralógica varía según la facies considerada. De los dos *diques de leucogranito* subverticales, que se localizan en la zona central del mapa, el del S es el mayor. Son bastante parecidos a los leucogranitos moscovíticos pero tienen tonos más blancos y presentan nidos de turmalina orientados. Los *diques de aplitas* constituyen normalmente la facies más alejada de los leucogranitos. En ellos se han diferenciado dos tipos: uno con bastante turmalina y granate y otro, de tonos blancos, en el que casi no se distinguen minerales ferromagnesianos. Los *diques de pegmatitas* corresponden, en general, a los filones menos potentes encontrados, que intruyen tanto en granitos como en esquistos. En ellos se diferencian, mesoscópicamente, cuarzo, feldspatos, moscovita y luxulianita. Alguna vez, también, se ha observado la presencia de granate. Las pegmatitas que afloran en la Mina Pepita están, además, brechificadas y cementadas por arsenopirita. Los *diques aplopegmatíticos* son de composición mixta, con aplitas en los bordes que pasan gradualmente a pegmatitas en el centro del dique. Son bastante numerosos.

La intrusión de todas las facies diferenciadas se ha considerado posterior a la fase II tectónica, ya que cortan a la esquistosidad de fases I y II con un ángulo que va desde los 20 a los casi 90°. En los neises de la base de la serie, además, los diques cortan limpiamente la fábrica s/c atribuida a la fase II. Aparte de esto se han encontrado diques aplíticos plegados asimétricamente por la cizalla de Pereruela-Villalcampo. Probablemente sean sintectónicos con la fase III dada la relación espacial entre la Antiforma de Villadepera y estos granitos, que se sitúan en el núcleo de la misma.

7.1. Caracteres mineralógicos

Los minerales esenciales de todas las facies de las rocas ígneas del Complejo de Villaseco-Pereruela son: cuarzo, albita (comprobada por microsonda electrónica), ortosa, microclina y moscovita. Los minerales accesorios, comunes a todas las facies, son rutilo, apatito, turmalina y topacio.

En la facies de *leucogranitos de dos micas con moscovita dominante* destaca la presencia de biotita, como mineral esencial, junto a los citados anteriormente, pero en una cantidad sensiblemente inferior a la moscovita. De los minerales accesorios, la turmalina presenta tonos marrones (variedad schorlita según análisis puntual por microsonda electrónica).

En la facies de *leucogranitos moscovíticos*, tanto masivos como en diques, las diferencias vienen marcadas por la ausencia casi total de biotita, de la que tan sólo se han visto láminas muy pequeñas cloritizadas o moscovitizadas (Fig. 10.3). En los minerales accesorios también existen diferencias ya que la turma-

lina, que ahora presenta tonos azules (posiblemente, se deba a una mayor cantidad de magnesio, según análisis puntual por microsonda electrónica), y el granate son más abundantes que en la facies anterior.

Los diques de *aplitas* se han agrupado en dos tipos en función de los minerales accesorios: el primero corresponde a unas aplitas con turmalina (de color azul) y granate (de composición almandino-espesartita) en cantidades accidentales e, incluso, esenciales (Fig. 10.4). Asimismo, el apatito y el topacio, con carácter tardío al rodear a la mayoría de los minerales, son también más abundantes. Las aplitas del segundo tipo, que suelen situarse algo más alejadas de los granitos (s.s.), se distinguen mineralógicamente, respecto de las primeras, porque presentan un claro aumento de albita y un descenso en el feldespato potásico y el cuarzo. En cuanto a minerales accesorios, en este tipo de aplitas, apenas hay turmalina y granate y existe casiterita accesoría.

Las *pegmatitas* presentan la misma composición que las aplitas con turmalina y granate accidental, con la única diferencia de que muchos de los cristales de feldespato potásico son perfitas.

Mediante el análisis modal semicuantativo por difracción de Rayos X, según el método de KLUG y ALEXANDER (1956) para rocas intrusivas, se ha obtenido la siguiente composición mineralógica media: 40 % de cuarzo, 35 % de albita, 13 % de feldespato potásico y 12 % de filosilicatos (biotita, moscovita, sericita e illita principalmente).

Las texturas primarias observadas en estas rocas son las siguientes: holocristalina, de hipidiomorfa a alotriomorfa, inequigranular seriada en granitos y equigranular en aplitas. No obstante, debido a que están afectadas por la cizalla dextra de Pereruela-Villalcampo, pueden presentar texturas propias de la deformación asociada a dicha cizalla. La fábrica s/c se distingue por una fuerte orientación de los granos de cuarzo y de las láminas de biotita y/o moscovita, que forman «peces». Además, a veces, se pone en evidencia una cataclasis, bastante fuerte, en la ortosa, las plagioclasas primarias, en turmalina y en granate, y deformación plástica dúctil en placas de moscovita y en cristales de albita. El cuarzo, con extinción ondulante en la mayoría de los casos, puede presentar texturas cataclásticas, en mortero, bandas y lamelas de deformación y fuertes texturas de flujo (Fig. 10.5). En algunas muestras tomadas de la banda central de la cizalla, se ha observado la presencia de protomilonitas.

7.2. Alteraciones deutéricas

La alteración hidrotermal de estas rocas, en la mayoría de los casos, es bastante intensa. Por las relaciones entre los minerales deutéricos se ha deducido que el orden en que se originan estos procesos es el siguiente: microclinización, albitización, cloritización, moscovitización, silicificación y turmalinización, jasperitización y, por último, caolinización. Este orden ya fue observado en líneas generales, por FERNÁNDEZ TURIEL (1987 y 1988).

La *microclinización* afecta a los cristales de plagioclasa primaria, ligeramente sericitados, de todas las facies, pero donde mejor se observa es en los granitos de dos micas con moscovita dominante. A veces, los cristales de pla-

gioclasa de las pegmatitas, en determinadas zonas, llegan a ser pertíticos. Este fenómeno podría estar relacionado, al menos en parte, con el proceso de microclinización.

La *albitización* se desarrolla en cristales de ortosa primaria, de tamaño considerable, y da lugar a cristales pequeños de plagioclasa con textura en mosaico. En la mayoría de las preparaciones estudiadas se ha identificado este proceso.

La *moscovitización* afecta a la ortosa y a las plagioclasas a través de líneas de fractura (Fig. 10.6). Las placas de moscovita se orientan según planos de exfoliación de los feldespatos. También hay moscovita neoformada, de mayor tamaño y menos deformada que la primaria. La *cloritización* afecta a los minerales ferromagnesianos de las distintas facies estudiadas, pero no es un fenómeno del todo generalizado. En los granitos de dos micas con moscovita dominante la biotita está cloritizada en el centro y moscovitizada en la periferia. En algunas aplitas, situadas más bajas topográficamente, el núcleo de los granates pasa a clorita y la periferia a óxidos de Fe y Mn. La turmalina de esta misma roca está cloritizada según líneas de fractura. Este fenómeno también se ha observado en aplitas con casiterita accesoria.

La *silicificación* y la *turmalinización* son dos procesos que, con frecuencia, se solapan en las salbandas de los diques aplíticos y filones de cuarzo cuando éstos encajan en los esquistos.

La *jasperitización*, que se ha observado en leucogranitos moscovíticos, es posterior a venas de cuarzo que cortan a los granitos y anterior a la *caolinización* (Fig. 9.5). Probablemente las presiones y temperaturas no fueron lo suficientemente altas como para que se formase otra generación de cuarzo. Por último, el *caolín* (Fig. 9.6), asociado a las alteraciones anteriores, cabe esperar que en gran parte sea debido a alteración hidrotermal, al no ser un proceso de alteración aislado, tener una potencia muy variable y localizarse sobre la cizalla de Pereruela-Villalcampo. No obstante, es muy probable que exista, igualmente una caolinización meteórica importante.

Todas estas alteraciones hidrotermales indican una cantidad importante de fluidos con elementos volátiles en el magma que originó estas rocas. La mineralogía pone de manifiesto que, al menos, el contenido en B en el fundido debía ser más alto de lo normal, ya que la turmalina se encuentra en la mayoría de las facies estudiadas y, a veces, es muy abundante. Este mineral es indicativo de un fundido rico en B (POLLARD et al 1987) y la presión de fluidos, en él, es lo suficientemente alta como para brechificar el encajante debido a una mayor solubilidad del agua (PICHAVANT, 1981 y MANING, 1985). PICHAVANT y MANING (1984) señalan que este tipo de fundidos cristaliza por debajo de los 600°C. Asimismo, junto con el Li y el F, el B puede influir en que la composición de los granitos sea más albítica (MANING, 1981; MARTIN, 1983; y PICHAVANT, 1984).

En consecuencia, el contenido en B de los granitos del Complejo de Villaseco-Pereruela explicaría, primero, la fracturación, debida, probablemente, en parte, a la presión de fluidos y que se llevó a cabo por la esquistosidad de

fases I y II al ser una superficie previa de debilidad, y, segundo, el alto contenido en albita de estos diques.

7.3. Caracteres geoquímicos de los granitos estudiados

Para caracterizar geoquímicamente estas rocas se ha realizado el análisis químico de elementos mayores y traza en varias muestras tomadas en los afloramientos de la zona.

Al comparar los contenidos de los elementos mayores de estas rocas con los de los granitos normales se observa lo siguiente: los contenidos en SiO_2 , se hallan por encima de 72 % y los de Na_2O son también más altos de lo normal. Por otra parte, existe una disminución fuerte del CaO y de los óxidos correspondientes a elementos ferromagnesianos. Respecto a los elementos traza son importantes los contenidos en Sn, W y Rb y Li. En la norma CIPW calculada a partir de los datos analíticos destacan los contenidos en cuarzo y albita respecto al resto de los minerales (Tabla I).

De los parámetros geoquímicos calculados, el índice de diferenciación (de THORNTON y TUTTLE, 1964) medio de estas rocas es superior a 93. De acuerdo con este parámetro, los granitos analizados corresponden a granitos alcalinos, o bien, a granitos de feldespatos alcalinos, según normas de la IUGS.

En el diagrama de la ROCHE (1964) los parámetros F, que depende de los minerales feldespáticos, B, que depende de los minerales ferromagnesianos, y Q, que depende de la cantidad de cuarzo, se observa que los puntos representativos de las muestras analizadas, en el diagrama Q-F, indican un mayor contenido en plagioclasa que en feldespato potásico; en el diagrama Q-B se sitúan, por encima del campo de los granitos normales, en el área de las pearcidades (Fig. 6).

Igualmente, se ha elaborado el diagrama ternario de los elementos traza Rb, Sr y Ba (EL BOUSEILY y EL SOKKARY, 1975), en el cual se observa que los puntos representativos de las mismas muestras están en el campo de los granitos fuertemente evolucionados (Fig. 7).

De este estudio geoquímico se deduce que estos granitos presentan carácter alcalino, que están muy diferenciados y son granitos fértiles en Sn y otros elementos, en el sentido de TISCHENDORF (1977), tratándose, en definitiva, de leucogranitos.

8. ORIGEN DE LOS GRANITOS

El origen atribuido a los leucogranitos estudiados ha sido el de fusión parcial cortical, teniendo en cuenta estos datos: primero, los caracteres composicionales, al tratarse de rocas intrusivas muy evolucionadas; segundo, el grado de metamorfismo regional en los esquistos durante la fase II, que alcanza la isograda de la estauroлита y, tercero, que las intrusiones se han considerado posteriores a la fase II.

TABLA I. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA PARA LAS MUESTRAS DE GRANITO ANALIZADAS Y NORMA C.P.W. CALCULADA

	A-22"	A-23	A-72	P-73	P-74	P-75	A-77
Elementos mayores (% en peso)							
SiO ₂	75.85	76.04	77.28	75.01	73.79	77.57	77.59
TiO ₂	0.01	0.02	0.02	0.15	0.15	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	17.41	13.16	13.17	13.75	14.15	12.84	12.35
Fe ₂ O ₃	0.37	0.64	0.58	1.08	0.74	0.44	0.51
MgO	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03
CaO	0.11	0.58	0.14	0.29	0.27	0.06	0.05
Na ₂ O	4.34	4.36	3.55	3.30	3.09	4.97	44.0
K ₂ O	3.10	4.21	3.91	4.95	4.67	3.17	4.11
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.17	0.35	0.30	0.22	0.09
MV	1.48	0.90	1.19	1.60	2.26	0.70	1.14
Total	99.86	100.27	100.3	100.78	99.33	100.01	99.92
Elementos traza (ppm)							
S	2	3	1	12	4	6	0
Sn	100	300	350	500	300	250	250
Nb	0	12.3	1.4	2.0	5.1	10.8	25.9
W	150	100	150	44.3	50.7	0	2
Sr	0	9.7	15.8	44.3	50.7	0	2
Ba	170	235	251	401	235	143	282
Rb	106	226	185.5	241.5	278.5	139	397
Cu	8.1	1.8	1.8	2.5	0	0	0
Ac	7.3	1.29	0.98	0.38	0.6	0.72	2.35
Y	118.4	8.8	13.1	0.3	2.6	2.4	4.1
Zn	0	1.21	1.28	8.8	7.8	0	0
La	0.1	0.8	0.7	6.4	0.8	0	0
Ni	0	6.4	4.3	8.1	5.1	0	9.7
Co	1.8	2.3	2.3	2.9	2.3	2	2
V	19	19	20	22	20	18	21
Li	26.0	110.0	118	127	117	67	3
Norma CIPW							
Cuarzo	35,6	33,28	41.35	35.9	37.5	36.29	38.09
Albita	26.7	36.88	30.03	27.91	26.14	42.04	34.18
Ortosa	18.17	24.86	23.1	29.24	27.59	18.83	24.86
Corindon	6.94	0.8	3.01	2.96	0	1.23	1.25
Hyperstena	0.4	1.06	0.6	1.75	0.6	0.4	0.6
P ₂ O ₅	0.08	0	0.05	0.1	0.07	0.16	0.04
Apatito	0.2	0.43	0.25	0.53	0.47	0.10	0.09
Ilmenita	0.18	0.04	0.03	0.28	0.28	0.01	0.01
Magnetita	0.09	0.23	0.20	0.39	0.26	0.47	0.18

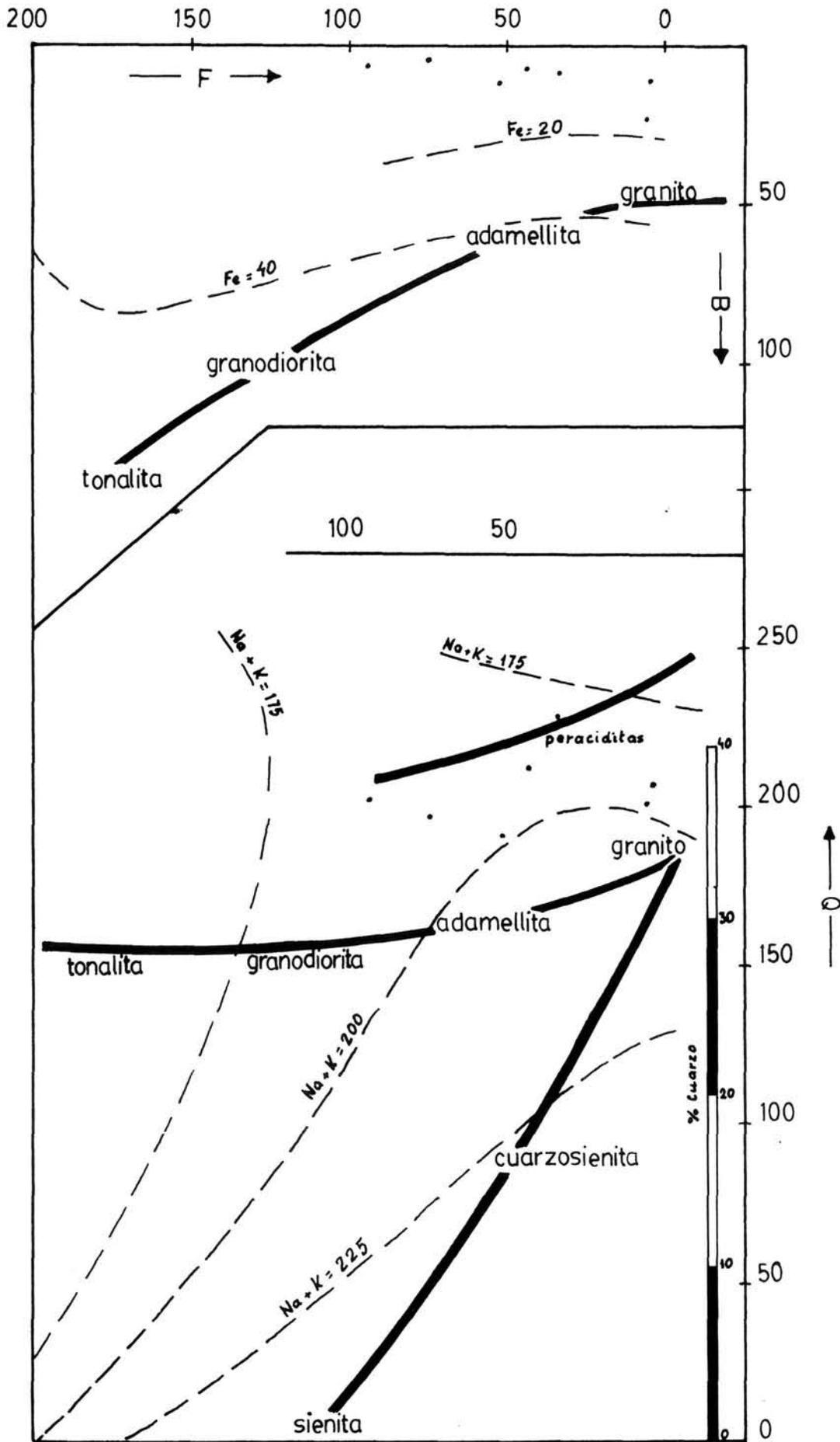


FIG. 6. Diagramas F-B y F-Q (de LA ROCHE, 1964) para las muestras analizadas.

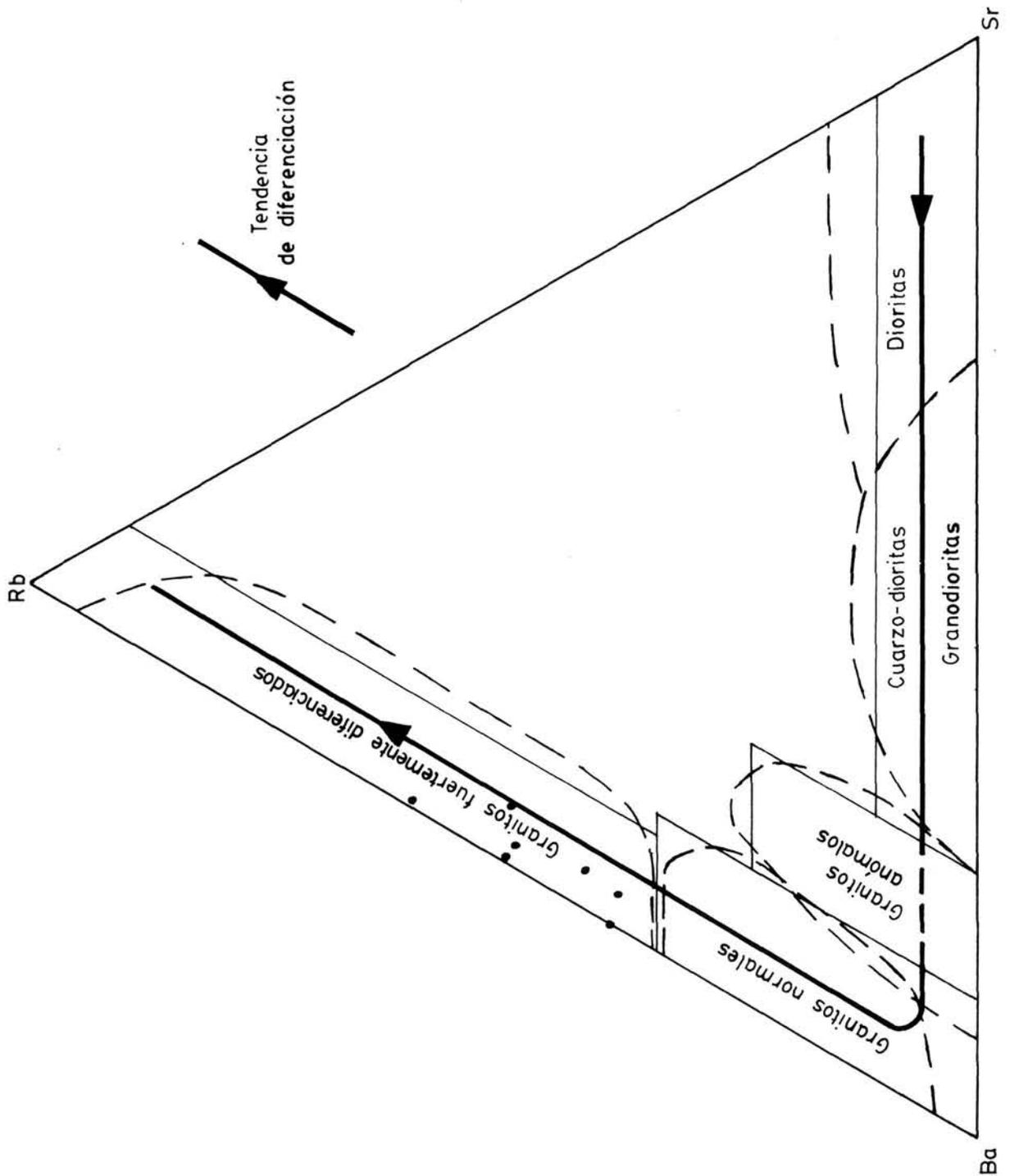


FIG. 7. Diagrama Rb-Sr-Ba (EL BOUSEILY y EL SOKKARI, 1975) para las muestras analizadas.

La fusión parcial que daría lugar a estas rocas pudo haber tenido lugar durante la fase II hercínica ya que los cabalgamientos o zonas de cizalla, como las de esta fase, son zonas favorables para ello. Según estudios de ENGLAND y TOMPHSON (1986), el gradiente geotérmico inicial en una corteza duplicada por un cabalgamiento, en un contexto comprensivo (Fig. 8.1), vuelve al que tenía en superficie (Fig. 8.2), a los 35 km. de profundidad, en el cabalgamiento. No obstante, a medida que pasa el tiempo, esta irregularidad tiende a desaparecer (Fig. 8.3 y 8.4) y el gradiente va siendo mayor con el tiempo. Así, después de 15 m.a., a unos 50 km. de profundidad puede producirse una anatexia en condiciones húmedas que se explicarían por el metamorfismo progrado, favoreciendo de esta forma la génesis de magmas de origen cortical.

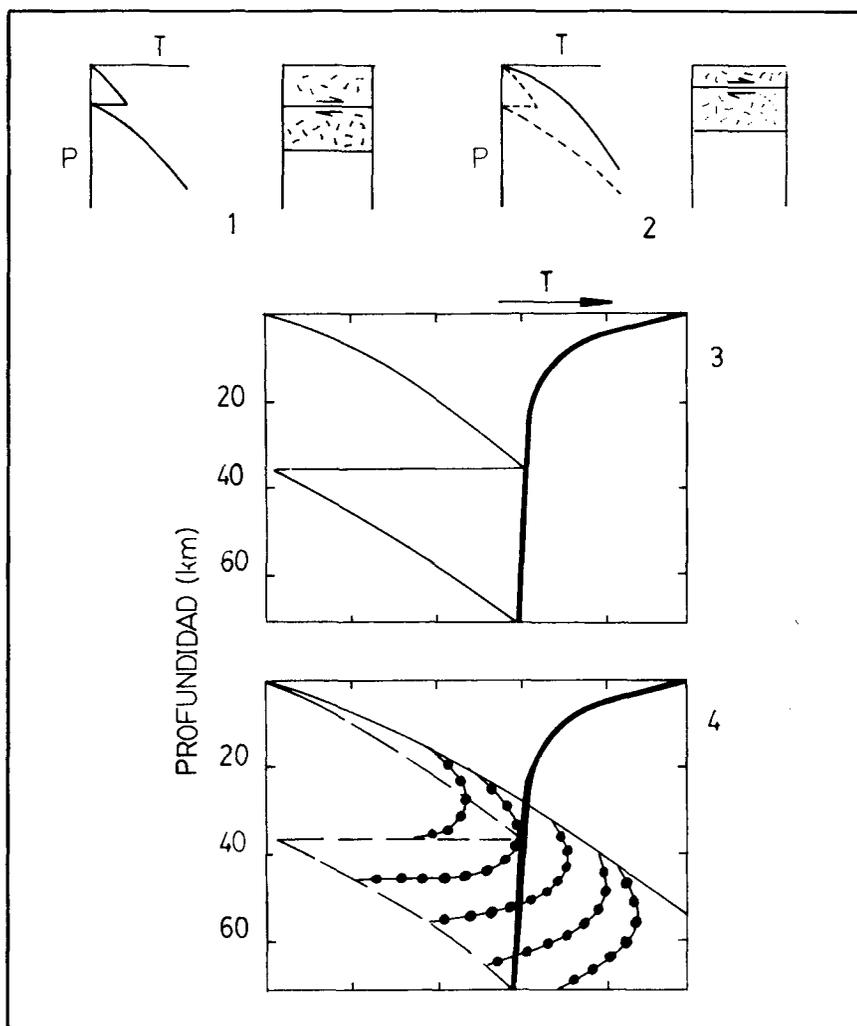


FIG. 8. Estos diagramas intentan expresar las relaciones entre la presión (P), expresada en profundidad, la temperatura (T) y el tiempo en una situación de cabalgamientos. En 8.1. se observa la brusca variación del gradiente en la superficie del cabalgamiento justo después de producirse éste. En 8.2. se observa el mismo cabalgamiento varios millones de años después de producirse; obsérvese que la variación inicial brusca del gradiente (en línea discontinua) ha desaparecido (línea continua) debido a una erosión importante que se traduciría en una menor presión. Las figs. 8.3. y 8.4. son porciones de los diagramas 8.1. y 8.2. respectivamente a las que se ha añadido la curva de anatexia en presencia de exceso de agua (en trazo grueso). En la 8.3. (que corresponde al primer momento, justo después de producido el cabalgamiento) dicha anatexia tendría lugar por debajo de los 65 km. de profundidad mientras que en 8.4, debido a una disminución de la presión, aquella tendría lugar a profundidades menores. Las líneas con círculos representan edades fijas que van de 10 en 10 m. a. (tomado de ENGLAND y THOMPSON, 1986).

- FIG. 9.1. *Vista panorámica del Complejo Granítico-Metamórfico de Villaseco-Pereruela. En primer plano se observan varios diques emplazados en esquistos.*
- 9.2. *Fábrica s/c de fase II, en este caso, en los neises de la base de la serie.*
- 9.3. *Panorámica de la Antiforma de Villadepera. Afecta a los neises de la base cizallados por la fase II y a los esquistos biotítico-moscovíticos en esta fotografía.*
- 9.4. *Fábrica s/c sintectónica tardía con la fase III en los granitos estudiados.*
- 9.5. *Jasperitización del leucogranito moscovítico.*
- 9.6. *Caolinización del leucogranito moscovítico y turmalinífero.*

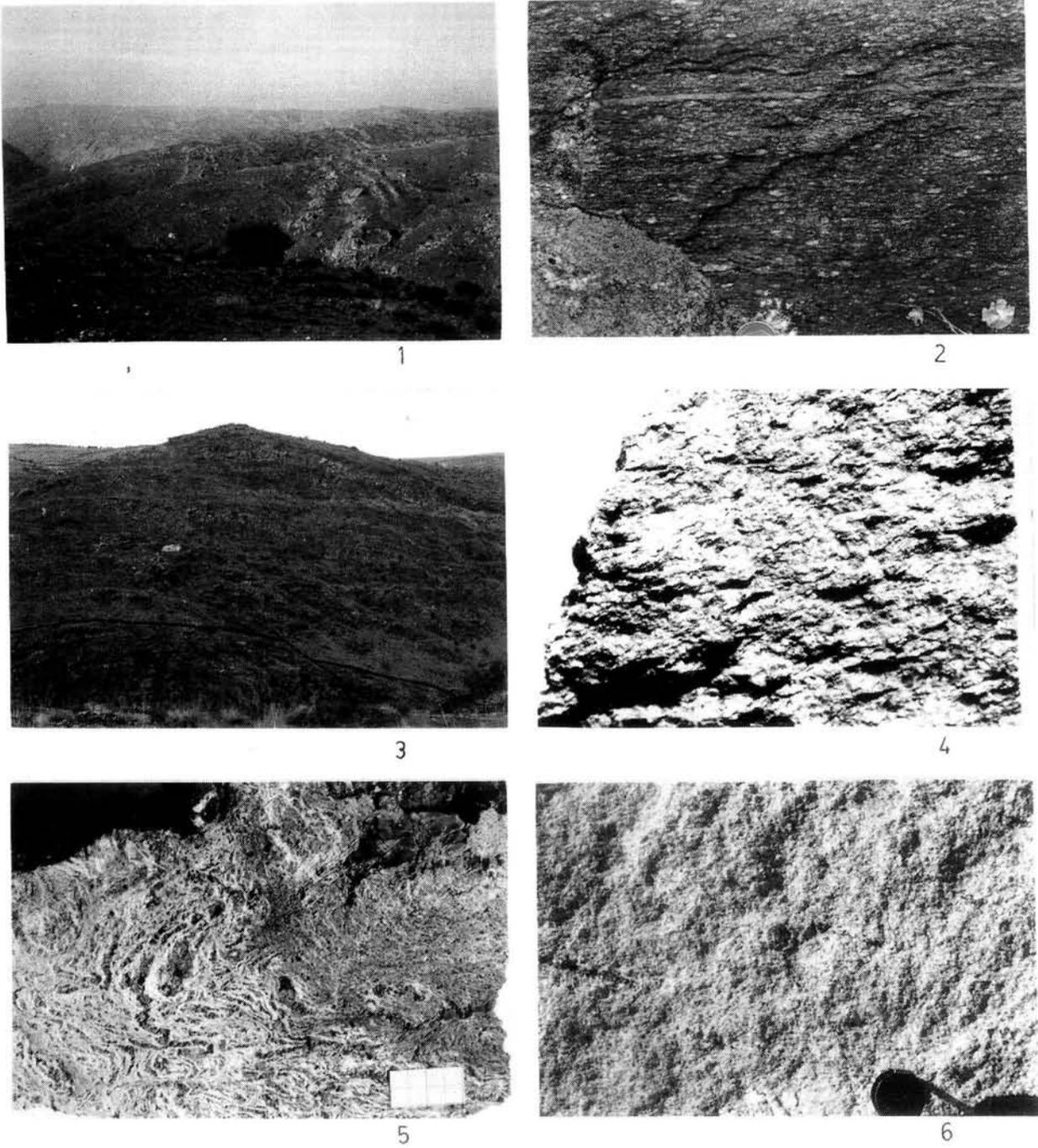


FIG. 9

- FIG. 10.1. *Aspecto de los Paraneises de Almaraz de Duero al microscopio. Se observa parte de un cristal de plagioclasa con textura en ojos envuelto en el material esquistoso (secc. transp. N.C. × 25).*
- 10.2. *Interferencia entre las esquistosidades de las fases I, II y III en los esquistos biotítico-moscovíticos (secc. transp. L.N. × 25).*
- 10.3. *Aspecto de los leucogranitos al microscopio. En la fotografía se aprecia la importancia de la moscovita y de la albita en estas rocas. (secc. transp. N.C. × 25).*
- 10.4. *Aspecto de las aplitas con turmalina al microscopio con una textura equigranular bastante marcada (secc. transp. N.C. × 25).*
- 10.5. *Aspecto de la deformación del cuarzo, que se presenta con textura de flujo, y de la deformación plástica de las plagioclasas (secc. transp. N.C. × 25).*
- 10.6. *Moscovitización de una plagioclasa por fracturas en una pegmatita (secc. transp. N.C. × 25).*

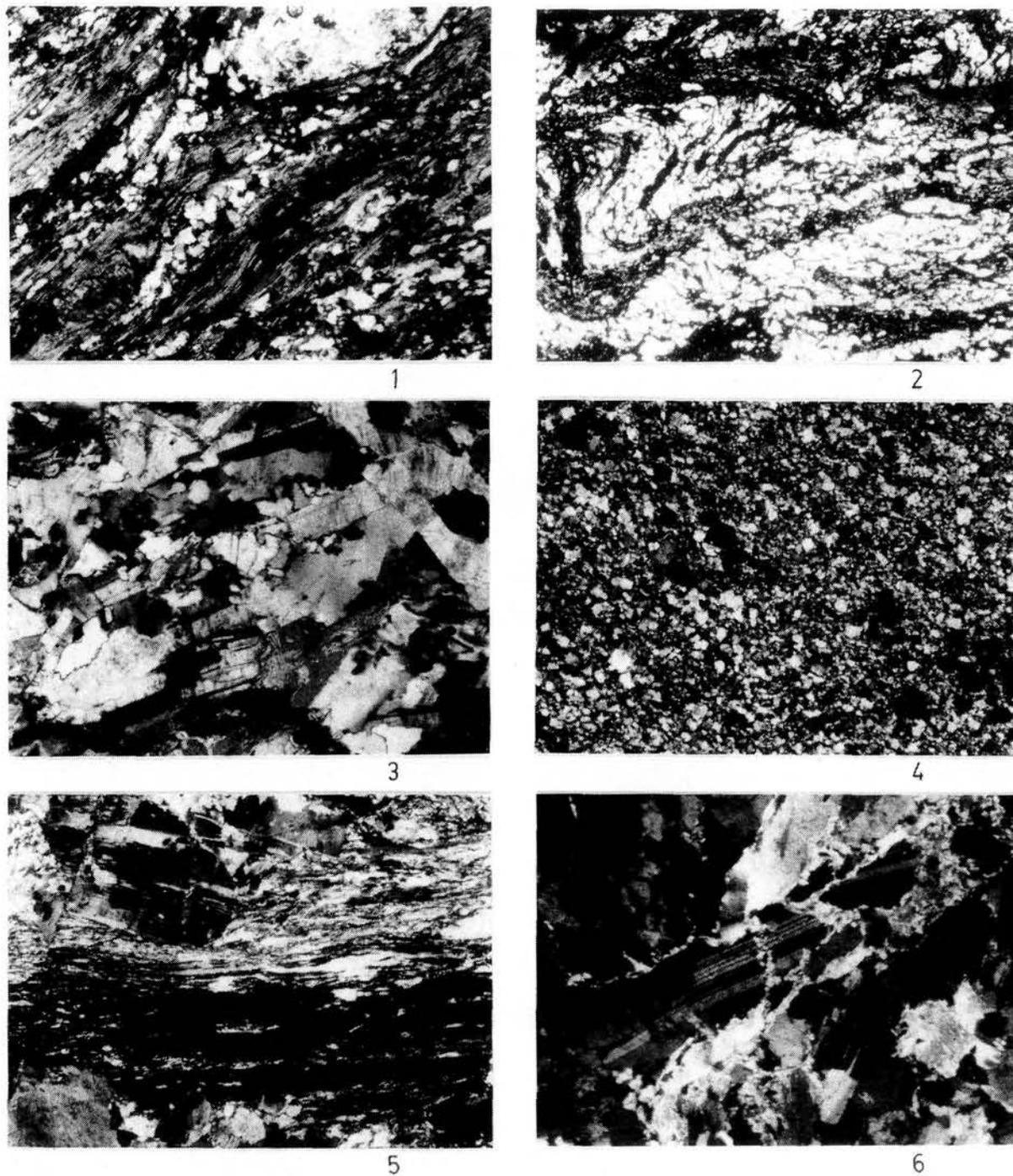


FIG. 10

9. CONCLUSIONES

Estratigráficamente la serie metamórfica del Complejo de Villaseco-Pereruela es de origen volcánico-sedimentario marino y de muro a techo, se han distinguido en ella tres unidades: Neises microglandulares de la base, Esquistos biotítico-moscovíticos y, por último, los Paraneises de Almaraz de Duero volcánico-sedimentarios, con cuarzo azul. La edad de esta serie es Pre-Arening.

Tectónicamente y respecto al *metamorfismo* existen tres fases principales de deformación homoaxiales, en direcciones N100°E, con metamorfismo regional asociado de grados bajo, medio y bajo respectivamente. La primera fase es de plieques tumbados vergentes al N, la segunda da lugar a la cizalla, subhorizontal y hacia el N, visible en los neises de la base de la serie y con la tercera fase se formó la antifforma de Villadepera-Pereruela. De las fases tardías destaca la que produjo la cizalla de Pereruela-Villalcampo, de dirección N120°E a 140°E, que es, probablemente, sintectónica tardía con relación a la fase III.

Respecto a las *rocas intrusivas* existen varias facies: leucogranitos de dos micas con moscovita dominante, leucogranitos moscovíticos masivos y las facies de diques que son leucogranitos moscovíticos con turmalina, aplitas, pegmatitas y aplopegmatitas. Presentan una gama amplia de procesos postmagmáticos y, geoquímicamente, son leucogranitos o granitos especializados en el sentido de Tischendrfd. Se les ha atribuido origen anatético, posiblemente relacionado con la fase II hercínica.

BIBLIOGRAFÍA

- ANTONA BLÁZQUEZ, J. F. (1989): *Interpretación de la Formación San Vitero en relación con la Orogenia Hercínica. Análisis de la deformación del Sinclinal de Alcañices (área Dómez)*. Tesis de licenciatura, Salamanca.
- ARRIBAS, A. y JIMÉNEZ, E. (1971): Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Mem. explic. Dpto. Publ. IGME, Madrid.
- BURRI, C. (1964): *Petrochemical calculations*. Israel Program for Scientific translations, Jerusalén, 304 p.
- EL BOUSEILY, A. M., EL SOKKARY, A. A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical geology*, 16, 207-219.
- ENGLAND y THOMPSON (1986): Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *Collision tectonic* (Coward, M. P. & Ries A. C. eds.). *Geol. Soc. Pub.*, 19, 83-94.
- FERNÁNDEZ TURIEL, J. L. (1987): *Aspectos geológicos y metalogénicos del Batolito de Ricobayo y el Complejo de Villaseco-Pereruela y sus mineralizaciones estanníferas asociadas (Zamora)*. Tesis, Barcelona, 307 pp.
- FERNÁNDEZ TURIEL, J. L. (1988): Modificaciones mineralógicas y geoquímicas producidas por los procesos de alteración tardi y postmagmáticas en el Batolito de Ricobayo y el Complejo de Villaseco-Pereruela (Zamora. Noroeste de la Península Ibérica). *Congreso Geológico de España 1988. Comunicaciones*, 2, 23-26.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., FRANCO GONZÁLEZ, P. y CASTRO DORADO, A. (1983): Características petrológicas del Complejo Laminar pegmatoide («Serie Álamo») de las provincias de Salamanca y Ávila. *Stvd. Geol. Salm.*, XIX, 33-77.

- GIL AGERO, M. (1989): *Geología y metalogenia de las mineralizaciones de W (Sn y P) asociadas a los niveles calcosilicatados del Complejo Esquisto-Grauváquico de Villalcampo (Zamora)*. Tesis de licenciatura, Salamanca, 115 pp.
- HERNÁNDEZ SÁNCHEZ, E. (1989): *Tipología y origen de las mineralizaciones de Sn asociadas al Complejo Granítico-Metamórfico de Villaseco-Pereruela*. Tesis de licenciatura, Salamanca, 131 pp.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A., CONDE, L. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. Servicio de Publicaciones de IGME, 113 pp.
- KLUG, H. P. y ALEXANDER, L. E. (1954): *X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials*. Wiley, New York.
- LANCELOT, J. R., ALLEGRET, A. IGLESIAS PONCE DE LEÓN (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 74, 325-337.
- LA ROCHE, H. de (1964): Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sci. Terre*, IX, 293-337.
- LARSEN, E. S. (1931): Some variation Diagrams for groups of Igneous Rocks. *J. Geol.*, 46, 505-520.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982): *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la Península Salmantino-Zamorana*. Tesis, Salamanca, 333 pp.
- LÓPEZ PLAZA, M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1988): Síntesis estructural de los Granitoides Hercínicos del Macizo Hespérico. En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola, 192-210.
- MANNING, D. C. A. (1981): The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess of water at 1kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 206-215.
- MANNING, D. C. A. (1985): Comparison of influence of magmatic water on form of granites-hosted Sn-W deposits and associated tourmalinization from Thailand and Southwest England. En *HHP Granites, hydrothermal circulation and ore genesis*, England, 203-212.
- MARTIN, J. S. (1983): An experimental study of the effect of Li on granite system. *Proc. Ussher Soc.*, 5, 417-420.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stvd. Geol. Salm.*, 5, 7-106.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1986): *Geotraverse north (A-1)*. Excursion Guidebook. Int. Conf. Ib. Terranes, Oviedo, 124+B-15.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the variscian belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- PICHAVANT, M. (1981): An experimental study of the effect of boron on water saturated haplogranite at 1Kbar vapor pressure. Geological applications. *Contrib. Min. Petrol.*, 76, 430-439.
- PICHAVANT, M., MANNING, D. C. A. (1984): Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Phys. Earth Plan. Int.*, 35, 31-50.
- POLLARD, P. J., PICHAVANT, M. y CHAROY, B. (1987): Contrasting evolution of fluorine and boron-rich tin systems. *Min. Dep.*, 22, 315-321.
- QUIROGA DE LA VEGA, J. L. (1981): *Estudio geológico del Paleozoico del Oeste de Zamora (Alba y Aliste)*. Tesis, Oviedo, 210 p.
- RIBEIRO, A. (1974): *Contribuição à l'Etude Tectonique de Tras-os-Montes Oriental*. Mem. n.º 24 (Nova Serie). Serv. Geol. Portugal, 163 pp.

- THORTON, C. P. and TUTTLE, O. F. (1960): Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation index. *Am. Jour. Sci.*, 258, 9, 664-684.
- TISCHENDORF, G. (1977): *Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare element mineralization*. En *Metallization Associated with acid Magmatism*. Eds. M. Stemprock, L. Burnol and G. Tischendorf, vol. 2, 41-96.
- TOROS, M. (1981): *Les granitoïdes et les gîtes d'étain associés dans leur contexte lithostratigraphique et métamorphique à l'ouest de Zamora (Massif Hespérique, Espagne)*. Thèse de Doctorat, Lausanne.
- TURRIÓN PELÁEZ, L. F. (1988): *Estudio geológico y metalogénico de las mineralizaciones de manganeso asociadas al Sinforme de Alcañices*. Tesis de licenciatura, Salamanca, 144 pp.
- VACAS PEÑA, J. M. y MARTÍNEZ CATALÁN (1987): El Sinforme de Alcañices de la transversal de Manzanal del Barco. *Stvd. Geol. Salm.*, XXIV, 151-175.
- WINKLER, H. G. (1976): *Petrogénesis de rocas metamórficas*, 4.^a ed. H. Blume Ediciones, 346 pp.