

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 7	Págs. 201-216	Madrid 1981
----------------------------	--------	---------------	-------------

MAGMATISMO PRE E INTRAHERCINICO
EN EL SECTOR METAMORFICO
DE EL ESCORIAL
(SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

M. PEINADO * y M. ALVARO *

RESUMEN

Se pone de manifiesto en este sector la presencia de dos tipos de ortoneises: 1) Ortoneises de carácter calcoalcalino con enclaves microgranulares biotíticos y/o anfibólicos. 2) Ortoneises peralumínicos con abundantes términos diferenciados pegmatítico-aplíticos.

Cronológicamente, los primeros son los más recientes, en relación con la segunda fase de deformación del área. Ambos tipos parecen ser intrusivos en una serie metasedimentaria constituida por pelitas, meta-grauvacas, lechos calcomagnésicos silíceos con intercalaciones de términos volcanosedimentarios y delgados niveles máficos.

INTRODUCCION

Es el macizo de El Escorial un afloramiento de rocas metamórficas de forma alargada en dirección Norte-Sur, situado entre los pueblos de Guadarrama y Villa de El Prado, en la parte central de la sierra de Guadarrama. Excepto por el Sur, donde quedan limitados por los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo, está totalmente rodeado por granitoides tardihercínicos, constituyendo así un macroenclave. El sector septentrional del macizo se caracteriza por una gran profusión de neises glandulares que le confieren su carácter singular. Gran parte de estos neises son ortoderivados, auténticos granitoides, probable-

* Departamento de Petrología. Universidad Complutense. Madrid.

mente paleozoicos afectados por la deformación hercínica, que se describen y discuten en esta nota.

La serie estratigráfica regional en que encajan los ortoneises es de litología variada. Consiste esencialmente en metapelitas, meta-grauvacas, algunas cuarcitas, mármoles dolomíticos, en menor proporción calcíticos y porfiroides volcanosedimentarios.

También existen niveles de rocas máficas, de hasta un centenar de metros de espesor, intercalados en diversos tramos de la serie metasedimentaria, a veces en contacto con los ortoneises y también como enclaves en ellos. Son fundamentalmente piroxenitas, compuestas por plagioclasa, que puede conservar zonaciones primarias, piroxeno en vías de anfibolitización, anfíbol y cuarzo en cantidad variable, generalmente moderada, con distintas proporciones de plagioclasa y minerales máficos. Muestran texturas residuales gabrodiabásicas y estructuras bandeadas con variaciones en el tamaño de grano y en la proporción de las fases minerales, que pueden interpretarse como un «layering» primario subrayado por efecto metamórfico. Se asocian términos cuarzofeldespáticos con anfíbol de tipo hastingsítico y piroxeno poiquilítico. Todas ellas suelen tener abundante esfena, apatito y minerales opacos.

Están afectadas por procesos de skarnificación en relación con el metamorfismo de segunda fase, y con los ortoneises, además muestran, según venas, una mineralogía de epidota, granate, cuarzo, en relación con circulación hidrotermal tardía en zonas de cizalla.

Esporádicamente se encuentran los piroxenos sustituidos a borde por groseras simplectitas de clinopiroxeno incluido en plagioclasa, que se interpreta como consecuencia de reequilibrio a presiones más bajas (Fig. 1).

De igual modo, algunos piroxenos muestran anfibolitización, según bandas rectilíneas paralelas que se interpretan como de exsolución, posteriormente hidratadas. Síntomas de reequilibrio es también la presencia de rutilo marginado por esfena.

En relación con estos materiales hay delgados niveles de neises fundamentalmente plagioclásicos, a veces con algo de ortosa, clinopiroxeno en anfíbol poiquilítico, esfena y allanita y, como enclaves en los ortoneises; agregados granoblásticos de plagioclasa (andesina ácida), a veces bandeada con rutilo y allanita, que podrían estar en relación con este conjunto.

Los materiales sedimentarios incluyen, además, «boudins», de anchura centimétrica, de composición calcomagnésica muy rica en cuarzo.

El metamorfismo regional es polifásico (PEINADO, 1973), con una primera fase de presión intermedia de tipo distena-almandino, que generalmente sólo se encuentra con carácter relicto, pues está obli-



FIG. 1.—Aspecto vermiforme del clinopiroxeno en relación con el granate en las rocas con plagioclasas-clinopiroxeno-granate. LN \times 25.

terada por la segunda fase de metamorfismo de más alta temperatura, caracterizada por la presencia de andalucita-cordierita-sillimanita.

La estructuración del sector se realizó mediante dos fases de deformación sinesquistosas y sinemetamórficas que originaron una estructura de pliegues tumbados. La primera fase de deformación es difícilmente caracterizable en la actualidad, pues sus estructuras han sido prácticamente obliteradas por la fase posterior. Es presumible que originara una esquistosidad general y pliegues isoclinales, de la que, al igual que sucede con los minerales del metamorfismo M-1, sólo se conservan algunas reliquias. La segunda fase de deformación es penetrativa a toda la escala y sinmetamórfica. Genera la esquistosidad y foliación patentes sobre el terreno, tanto en los materiales de la serie metasedimentaria como en los ortoneises, con pliegues acortados de gran estilo vergentes al Oeste y Suroeste. La tercera fase de deformación genera estructuras de plegamiento que afectan a la foliación de la fase anterior. Los pliegues de rumbo E-O a NO-SE, evolucionan en un estilo desde concéntricos y abiertos hasta apretados con desarrollo de «strain-slip cleavage» en las zonas más profundas. La antiforma de Santa María de la Alameda es una estructura de esta

fase. En relación con esta fase de deformación, postmetamórfica, se producen bandas de rocas miloníticas E-O, que corresponden a deformaciones por cizallamiento dúctil, con generación de una foliación milonítica que oblitera a la anterior, localizados en los flancos de los pliegues de tercera fase y controlada frecuentemente por los contrastes litológicos. La última fase de plegamiento tardío origina pliegues N-S a NE-SO, vergentes hacia el Oeste. Con posterioridad al emplazamiento de los granitoides tardíos tuvo lugar la etapa de fracturación tardihercínica, que generó el sistema de fallas de desgarre característico del macizo Hespérico.

En PEINADO (1973) se establecen las características litológicas, estructurales y petrológicas del macizo de El Escorial. Anteriormente, SAN MIGUEL y GARCIA DE FIGUEROLA (1960) realizaron la primera cartografía geológica de este sector. BARD *et al.*, en 1970, mencionan unos ortoneises de Santa María de la Alameda como las posibles rocas de las que derivaría la formación «Ollo de Sapo», que, a su juicio, aflora extensamente en esta zona. En esta línea, JULIVERT *et al.* (1980) todavía continúan considerando ciertos ortoneises de Santa María de la Alameda como un posible zócalo granítico prehercínico. NAVIDAD y PEINADO (1977) caracterizan y establecen la petrogénesis de las facies volcanosedimentarias y las correlacionan con las de otros sectores. CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) proponen una estructuración con tres mantos de corrimientos para este sector, estructura que, por el momento, no es posible confirmar con los datos disponibles y engloban en un único conjunto diferentes tipos de neises glandulares de la región, excepto los de S. M. de la Alameda, situándolos estratigráficamente en la base del conjunto metasedimentario.

ORTONEISES BIOTITICOS DE SANTA MARIA DE LA ALAMEDA

Se localizan en un área delimitada por los pueblos de Santa María de la Alameda, Robledondo, La Hoya y la estación de ferrocarril de Santa María de la Alameda. Descritos en SAN MIGUEL y GARCIA DE FIGUEROLA (1960), como anatexitas, y en PEINADO (1973), como neises graníticos; consisten en varios cuerpos tabulares, de tipo «sill», de hasta doscientos metros de espesor anastomosados entre sí e incluyendo «septa» del encajante. Cartográficamente el conjunto adquiere forma elipsoidal, pues forma parte de una macrofigura de interferencia de las fases tardías.

Se distingue una facies principal y una marginal; la primera muestra foliación definida por la disposición de bandas cuarzofeldespáticas y biotíticas, en las que destacan porfidoclastos de feldes-

pato potásico de uno a tres centímetros de longitud, dando textura blastoporfídica.

Las zonas marginales son más escasas en porfidoclastos y en micas, de textura blastogranuda, con orientación preferente o escala de afloramiento. A veces muestran texturas protomiloníticas.

En ellas son muy frecuentes los enclaves, tanto de los neises esquistosos de caja como de cuarzdioritas. Esporádicamente presentan estructuras bandeadas que se interpretan como originadas por flujo magmático.

Los contactos entre los ortoneises y el encajante son netos y paraconcordantes en general con la foliación visible sobre el terreno. De manera local se han identificado relaciones discordantes entre el borde de los ortoneises y la estratificación de los metasedimentos encajantes.

Composicionalmente son metaadamellitas y metagranodioritas biotíticas, llegando las facies de borde a términos graníticos, la moscovita, muy rara, aparece de manera puntual; carecen de silicatos aluminicos, rasgo fundamental de diferencia de los otros ortoneises.

Los porfidoclastos son de ortosa con pertitas en venas, macla de tipo Carlsbad, a la que se superpone la de microclina, incluyen cuarzo en gotas y muestra con frecuencia cataclasis marginal. La plagioclasa, oligoclasa-andesina (An_{23-34}) es idio a subdiomorfa con maclado polisintético y zonación compleja, frecuente, sobre todo, en los términos granodioríticos; muestra mirmequitas en contacto con la ortosa; como accesorios hay circón automorfo, apatito, allanita metamíctica frecuente y escasa turmalina.

Hay procesos tardíos de milonitización, que afectan también al encajante, y que condicionan texturas de flujo en la matriz con granulacion marginal de los porfidoblastos, en estos casos la biotita se desestabiliza originando mica blanca y opacos como reajuste a baja temperatura de manera similar al proceso descrito por KERRICH *et al.* (1980).

Los enclaves microgranulares son de forma subsférica elongada, en función de la mayor o menor estructuración del ortoneis, y de dimensiones decimétricas, corresponden a cuarzdioritas biotíticas o biotítico-anfibólicas, con apatito, esfena y opacos como accesorios. La plagioclasa está como fenocristales y en matriz, muestra zonación ígnea y textura cribosa, dada por cuarzos «en gotas» como consecuencia de reequilibrios experimentados durante su estructuración. En las zonas poco deformadas conservan textura microgranular, gabrodiobásica.

Los ortoneises inducen un metamorfismo de contacto, en los materiales encajantes y en los enclaves, superpuesto al regional a lo ancho de una banda de unos cien metros. Se general texturas cor-

neánicas y nodulares transpuestas por esquistosidad en las metapelitas con neoformación de cordierita, sillimanita prismática, mal orientada y andalucita, situándose las dos primeras en el borde inmediato del ortoneis. En los mármoles periféricos se desarrolla espinela y granate-escapolita en los materiales máficos. Estas fases minerales se ciñen a los contactos y ya en PEINADO (1973) se apuntaba esta relación. Los xenolitos de material encajante son fragmentos centi o decimétricos, excepcionalmente métricos que se disponen paralelos al contacto. Su morfología de «boudins» evidencia un fuerte estiramiento. Su estructura interna es esquistosa y a veces discordante con la foliación del ortoneis, contienen a veces charnelas de pliegues anteriores a la segunda fase de deformación regional, primera en los ortoneises (Fig. 2).

Existe un cortejo en general poco abundante de metadiques de aplitas, pegmatitas y escasos pórfidos emplazados, tanto en el encajante como en el propio ortoneis.



FIG. 2.—Inclusión plegada en ortogneises biotíticos con inclusiones de cuarzodioritas. Esquema de fotografía.

Dadas sus características corresponden, pues, a granitos de tipo I, en el sentido de CHAPPEL y WHITE (1974).

Las facies granudas de borde carecen de la estructuración acentuada del resto, parece pasar gradualmente hacia la facies foliada, dentro de la cual hay también bandas granudas que suelen corresponder a términos menos biotíticos. Esta diferencia podría estar condicionada por una intrusión algo más tardía de estos términos.

Es de resaltar que, además de no tener silicatos aluminicos, los únicos reajustes metamórficos en este material sean reequilibrio de plagioclasa y moscovitización de biotita, es decir, reajuste a baja temperatura, proceso que se hace más frecuente en las zonas de cizalla. Su emplazamiento podría ser, pues, sincinemático precoz con la segunda fase de deformación del área y manifestaciones del mismo se habrían prolongado una vez cesada la misma.

LOS ORTONEISES DE ABANTOS

Constituyen un extenso afloramiento de neises fundamentalmente glandulares que se extiende desde la carretera de Navas del Rey hasta el pueblo de Guadarrama, ocupando la mayor parte del sector septentrional del macizo metamórfico. Sus condiciones de yacimiento varían desde extensas masas con dimensiones batolíticas hasta pequeñas manifestaciones de algunas decenas de metros de espesor emplazados en la serie regional. Generalmente encajan en los esquistos y neises laminares con niveles carbonatados de la serie metamórfica, y cuando lo hacen en los niveles de neises glandulares fémicos (la «formación volcanosedimentaria» de NAVIDAD y PEINADO (1976) su delimitación suele resultar problemática, debido a la aparición de una zona estrecha irregular donde los neises muestran características morfológicas y composicionales intermedios entre ambos y que interpretamos como una zona parcial de asimilación de los máficos por parte de los ortoneises de dos micas. A pesar de su concordancia, a escala de afloramiento, con el encajante, a escala regional intruyen en diversos niveles de la serie estratigráfica. En el conjunto de los ortoneises de Abantos se han diferenciado dos tipos: una facies porfídica, la más característica, que constituye los extensos afloramientos que originan los relieves más importantes de la zona, con una facies de borde poco o nada porfídica, más pobre en micas, y un segundo tipo, similar a estas facies de borde, que aparece como manifestaciones de dimensiones más reducidas emplazadas, tanto en el interior de la facies porfídica como en la serie metamórfica.

La facies metaporfídica consiste en gneises glandulares leucocráticos de aspecto masivo, con numerosos megacristales de feldespato

potásico de dos a ocho centímetros de longitud de hábito redondeado a automorfo, englobados en una matriz de grano grueso a medio, constituida por bandas cuarzofeldespáticas y bandas biotíticas que definen la foliación de la roca. Los fenocristales presentan sombras de presión, suelen tener el maclado en enrejado típico de la microclina superpuesto a maclas de tipo Carlsbad, y su contorno es irregular, interdentándose con la matriz. Muestran pertitas de morfología variable desde «films» a parches en los términos más feldespáticos. La plagioclasa (An_{27-30}) aparece en la matriz y como fenocristales. La textura de la matriz es heterogranoblástica y está constituida, además de por feldespato alcalino y plagioclasa, por cuarzo, biotita y moscovita. Minerales accesorios son el circón, el apatito, la turmalina y silicatos aluminicos, tales como andalucita, sillimanita y cordierita. Esporádicamente hay granate. La facies porfídica no suele estar directamente en contacto con el encajante. Cuando esto sucede no es rara la presencia de enclaves de la roca regional dentro de los neises glandulares. Por el contrario, es frecuente que desarrollen una facies de borde poco o nada porfídica, muy cuarzofeldespática, con una orientación preferente de sus componentes minerales, bien definida, cuyo tránsito a la facies porfídica es gradual y a veces con numerosas reiteraciones. Esta facies de borde, que a veces es muy patente, suele ser rica en turmalina. Hacia el contacto con el encajante es frecuente que experimenten un empobrecimiento en biotita, llegándose a veces a tipos predominantemente moscovíticos.

El otro tipo de ortoneises que se ha diferenciado corresponde a facies composicionalmente más feldespáticas, similares a las descritas. Tienen grano fino a medio y textura esquistosa, con pocos o sin fenocristales. Este tipo de ortoneises son comunes, tanto en el interior de la facies porfídica como en el encajante, disponiéndose a modo de cuerpos laminares de espesor variable entre decimétricos a decenas o centenares de metros. En sus bordes son más granudos y más pobres en biotita. Suelen ser ricos en turmalina. La variabilidad de estas facies, dentro de una composición bastante constante, es relativamente amplia, existiendo desde los tipos aplíticos descritos hasta cuerpos granudos en que la orientación mineral sólo es patente a escala microscópica, pasando por diques pegmatíticos, incluso con estructura zonada. Composicionalmente los tipos no porfídicos tienen carácter más ácido. Están compuestos por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita en general escasa, sillimanita, turmalina, apatito, circón, granate xenomorfo, andalucita, cordierita y raramente topacio. Los silicoaluminatos y el granate son más abundantes que en el otro tipo, con frecuentes estructuras modulares, con nódulos de turmalina (Fig. 3), cordierita y granate, este último intercrecido

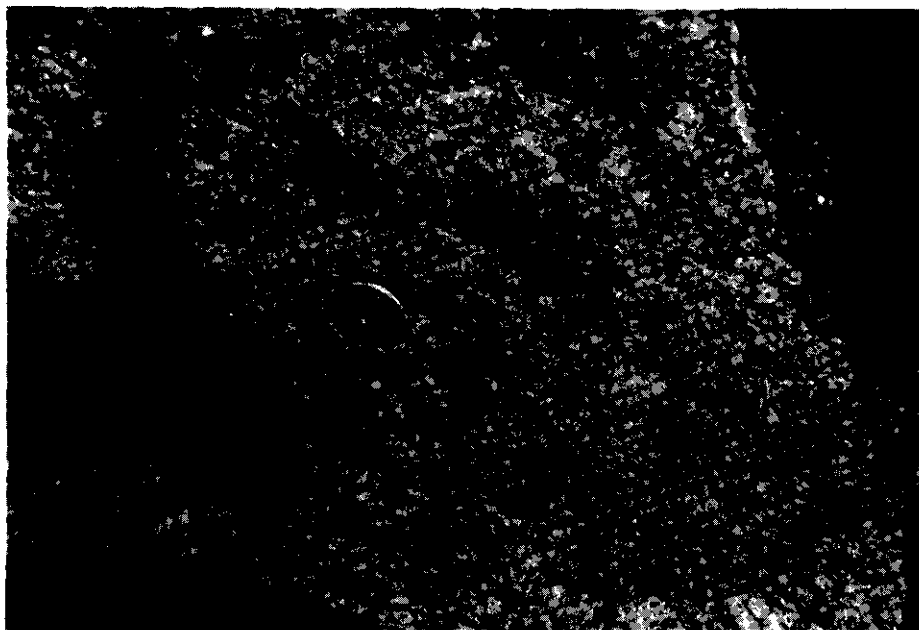


FIG. 3.—Nódulos de turmalina en ortogneis glandular de dos micas.

con cuarzo y biotita verdosa (Fig. 4), además de albita y cuarzo. Cuando aparecen como facies marginales de los ortoneises porfídicos el contacto es gradual, siendo éste neto si se encuentra en su interior. En alguna ocasión se han identificado enclaves de la facies porfídica dentro de las facies metaaplíticas.

En los ortoneises de Abantos sólo se han encontrado enclaves de la roca regional (esquistos, neises laminares, rocas carbonáticas) y no de cuarzodioritas. En las zonas de borde la presencia de xenolitos decimétricos no es tan frecuente como en los ortoneises de Santa María de la Alameda. Por el contrario, los enclaves de roca regional de gran volumen, varios metros cúbicos, y muchos afloramientos dispersos de rocas metamórficas constituyen auténticos «rafts», incluidos en los ortoneises.

En ocasiones estos ortoneises se inyectan en la serie encajante originando texturas migmatíticas.

Los silicatos aluminicos muestran una disposición irregular que no corresponde con pautas metamórficas regionales. La andalucita es más frecuente en la zona norte, muestra fuerte pleocroísmo rosado y está incluida en feldespato potásico, separada de él, por lo regular, por una interfase de moscovita.

La silimanita se muestra en huesos fibrolíticos, según la foliación, en vías de moscovitización. En las facies híbridas con los gneises máficos aparece en prismas de mayor dimensión que se interpretan como xenocristales y en agujas ordenadas reticularmente en plagioclasas.

La distena, de aparición puntual, es fase residual blindada en plagioclasas que muestran zonación residual y, a su vez, se incluyen en ortosa, de manera que en la misma lámina delgada aparece en matriz fibrolita.

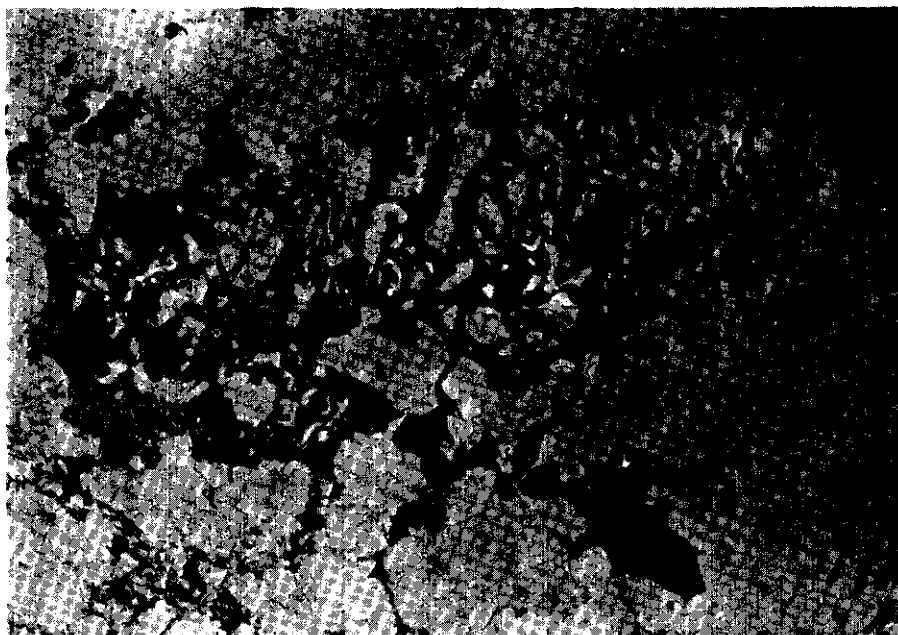


FIG. 4.—Intercrecimiento granate-biotita-cuarzo. LN×6,3.

En las facies glandulares el granate está como cristalizado temprano, carece de estructuras internas y tiene alto contenido en espesartita: Alm., 76,70; Gros., 1,10; Pir., 4,10; Espes., 18,10 (Anal., número 7, cuadro 9, de LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975), lo que lo hace compatible con un origen magmático; es de resaltar su semejanza composicional respecto de los granates de granitoides de grano grueso, ver, por ejemplo, análisis 2 y 4, en LOPEZ RUIZ y GARCIA CACHO (1975).

Los polimorfos de SiO_2Al_2 podrían representar fases ortomagmáticas en un magma primitivo peraluminico de tipo S (CHAPPEL

y WHITE, 1974), en equilibrio con las condiciones termodinámicas del mismo y del metamorfismo regional, así la distena, escasa y fase residual sería fase refractaria compatible con el magma primitivo a una presión suficientemente alta, del orden de unos 10 Kbs. (WYLLIE, 1977; WILLIE *et al.*, 1976), conservándose únicamente relicta frente a un descenso de presión que estabilizaría en su lugar silimanita. Esto implicaría formación o emplazamiento del fundido en condiciones de estabilidad de distena del metamorfismo regional en profundidad y evolución subsecuente. Tales fases podrían ser consecuencia de asimilación de enclaves, pero de hecho los enclaves muestran mineralogía de bajas presiones; parecen indicar un descenso de presión e incremento de temperatura en parte aportada por la acción intrusiva de los magmas.

CONDICIONES DE METAMORFISMO

Se confirma la existencia de dos procesos fundamentales superpuestos (PEINADO, 1973; FUSTER *et al.*, 1974, y LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975).

El primero, de presión más elevada, con formación en metasedimentos y en los neises fémicos glandulares de almandino (alm., 79,70; gros., 2,40; pir., 16,20; esp., 1,70; en LOPEZ RUIZ *et al.*, *op. cit.*) y de distena, probablemente acompañada en parte de silimanita. Es problemático el saber si en esta fase se llega a generación metamórfica de feldespato potásico, puesto que la mayor parte de los materiales carecen de él, pero también de moscovita. Únicamente aparece ortosa en los neises fémicos glandulares, en porfidoclastos preesquistosos y en agregados policristalinos, también preesquistosos intercrecidos con cuarzo. Estas glándulas de ortosa se interpretan como premetamórficas (NAVIDAD y PEINADO, 1977), pero parecen coexistir con distena. Si ésta fuera una asociación metamórficamente estable se habría llegado a presiones mínimas de unos 10 Kbs.

Es de resaltar también en los neises máficos la presencia de un intenso estiramiento con recristalización en mosaico de plagioclasa y presencia de cuarzos.

En cuanto a los materiales máficos, aunque afectados por procesos subsiguientes se observa piroxeno simplectoide que parece indicar reequilibrio a presiones bajas de un piroxeno de presión relativamente elevada, así como rutilo marginado por esfena en los términos plagioclasíticos, lo que indicaría que estos materiales han sufrido también el metamorfismo de primera etapa, habiéndose producido, por tanto, su emplazamiento con anterioridad o en relación con él.

En ausencia de datos analíticos de roca total de estos materiales máficos y de sus fases minerales no se pueden precisar sus condiciones, pero parece que la no desaparición de plagioclasa apuntaría hacia unas granulitas de relativa alta presión, en condiciones de estabilidad de distena. No se ha encontrado ortopiroxeno.

Estas condiciones estarían favorecidas por la escasez de agua de este tipo de materiales.

El cambio de gradiente establece una segunda fase metamórfica con silimanita, cordierita, de modo que ésta incluye a la anterior y probablemente en parte se generan ambas conjuntamente a expensas de biotita, que aparece desestabilizada y corroida.

La cordierita se genera también sobre el almandino preexistente y la silimanita con morfología palmeada que aparece en los neises fémicos podría representar pseudomorfos de distena.

Los ortoneises aluminicos tienen también silimanita como silicato aluminico fundamental, con andalucita preferentemente en metaaplitoides que pueden ser de intrusión relativa algo más tardía.

En la periferia de las ortoneises biotíticos se origina silimanita prismática y andalucita (Fig. 5), relativamente tardía, aunque elongada, según foliación.

En las rocas carbonatíticas se llega, en las dolomíticas o formación de orsterita-clino-humita, con algo de ortoanfíbol, y en los niveles cálcicos a pequeñas cantidades de wollastonita.

Sobre los materiales máficos y margosos se forma grosularia, vesubianita y escapolitización de las plagioclasas.

Además, en las proximidades de los ortoneises los metasedimentos llevan escaso feldespato potásico intersticial y turmalizaciones.

INTERPRETACION E IMPLICACIONES REGIONALES

En este sector del Sistema Central español existe un volumen importante de ortoneises, netamente superior al de neises metasedimentarios, que son antiguas rocas plutónicas afectadas por la deformación variscica, y que evidencian que la actividad magmática anterior y simultánea a las fases hercínicas fue, además de importante, variada y compleja.

Los *ortoneises de Abantos* son, por tanto, granitos de dos micas de tipo S en general de carácter porfídico, caracterizados por la presencia de silicatos de aluminio, que llevan asociadas facies muy diferenciadas (leucogranitos, aplitas, pegmatitas) que, en algunos casos, pueden ser ligeramente tardíos con respecto al emplazamiento de la masa principal. Su volumen es muy importante, e intruyen en diversos niveles de la serie metasedimentaria regional que se atribuye al

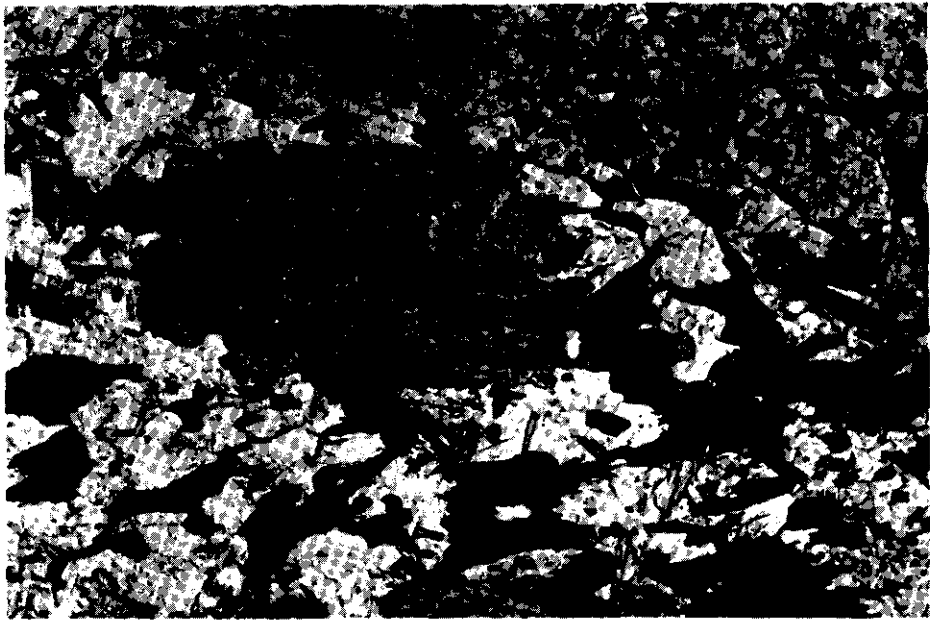


FIG. 5.—Andalucita en la periferia de ortogneises. LN×10.

Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior. Los enclaves que contienen sólo son de la roca encajante y no hay cuarzodioritas, como es característico en los granitos recientes de análoga composición.

Los *ortoneises de Santa María de la Alameda* son granitos biotíticos de tipo I, en general de carácter porfídico, con composición relativamente constante y homogénea, y con enclaves cuarzodioríticos. No contienen silicatos de aluminio ni moscovita. Son granitos muy locales y de pequeño volumen, apareciendo localizados en un nivel estratigráfico bastante constante, con disposición estratoide. Se emplazaron en un encajante relativamente frío en niveles estructurales altos, produciendo una aureola de metamorfismo de contacto. Están afectados por la segunda fase de deformación y contienen abundantes xenolitos con estructura de la primera fase.

Los *términos magmáticos básicos*, excepción hecha de los enclaves cuarzodioríticos de los ortoneises de Santa María de la Alameda, podrían representar un episodio de la actividad ígnea más antiguo que el de los ortoneises y anterior a la etapa metamórfica de alta presión, sin que por el momento se pueda precisar más sobre su edad. En relación con su modo de emplazamiento las texturas gabrodiabásicas residuales que presentan su relación con ortoneises piroxénicos y su reduci-

do volumen sugiere que se trata de antiguos «sills» de gabros, que atestiguan posiblemente una etapa distensiva preorogénica.

Los materiales ígneos descritos en este trabajo permiten precisar con mayor detalle la evolución de este sector de la Cadena. Los materiales más antiguos están constituidos por una serie metasedimentaria constituida originalmente por grauvacas, con algunas pelitas y cuarcitas impuras asociadas, y niveles de calizas y dolomías con participación volcanosedimentaria importante (NAVIDAD y PEINADO, 1977). Acerca de la edad de esta serie no existen hoy datos concretos, asimilándose al Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior por comparación con series de otros lugares. Esta serie fue intruida por cuerpos de rocas gabroideas en una etapa de distensión cortical que tendría lugar durante el Paleozoico Inferior.

El primer suceso tectonometamórfico que afectó a este sector se caracteriza por desarrollarse en condiciones de alta temperatura-alta presión, con distena-almandino en las rocas pelíticas.

Posiblemente en relación con este acontecimiento se generó un importante volumen de granitos alumínicos que se emplazaron a lo largo de un período de tiempo dilatado, entre la primera y la segunda fase, y cuyo ascenso, en cierto modo, esté relacionado con el segundo evento tectónico-metamórfico que se desarrolla en condiciones de alta temperatura-baja presión, con gradientes sensiblemente mayores que los de la primera fase. En este contexto hay que resaltar la presencia ocasional en los metagranitos de Abantos de distena con carácter de xenocrystal. Durante la segunda fase se emplazan los metagranitos de Santa María de la Alameda. La evolución del sector concluye con dos fases de plegamiento postesquistosos y la intrusión generalizada de las granodioritas tardías que en la actualidad constituyen la mayor parte de la sierra de Guadarrama.

Con respecto a la cronología absoluta de esta evolución por el momento sólo es posible establecer hipótesis, ya que no se disponen de datos sobre edades absolutas. En el Sistema Central español tradicionalmente se han considerado los dos acontecimientos tectonometamórficos como de edad hercínica. Sin embargo, las dataciones absolutas de ortoneises y del metamorfismo de alta presión en otros puntos de la Cadena (Galicia, Macizo Central francés), en los que se ha puesto de manifiesto una evolución muy semejante a la propuesta en este trabajo para el sector de El Escorial, permiten considerar la posibilidad de un acontecimiento de edad caledónica como alternativa a un ciclo exclusivamente hercínico, ya que si los metagranitos tratados en este trabajo fueran contemporáneos de otros ortoneises similares descritos y datados en otros puntos de la Cadena, la edad del primer acontecimiento orogénico sería bastante más antigua de la considerada hasta hoy en el Sistema Central español. En cualquier

caso esta especulación queda pendiente de la obtención de los datos de geocronología absoluta actualmente en curso.

BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, P. (1970): «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270: 2630-2633.
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975): «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. Min.*, 86 (VI): 21-36.
- CHAPPEL, B. W., y WHITE, A. J. R. (1974): «Two contrasting granite types». *Pacific Geol.*, 8c: 173-174.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1976): «Interacción entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español». *Bol. Geol. Min.*, 85: 595-600.
- JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F. J., y RIBEIRO, A. (1980): «The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt». *Coloque C 6, 26 CGI, BRGM*, 132-158.
- KERRICH, R.; ALLISON, I.; BERNETT, R.; MOSS, S., y STARKES, J. (1980): «Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland, with implications for stress, corrosion cracking and superplastic flow». *Contr. Min. Petrol.*, 73: 221-242.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L. (1975): «El metamorfismo de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 86, 127 págs.
- LÓPEZ RUIZ, J., y GARCÍA CACHO, L. (1975): «Origen de los granates de las rocas graníticas y aplíticas de la sierra de Guadarrama, Sistema Central español». *Bol. Geol. Min. España*, 86 (VI): 54-58.
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M. (1977): «Facies volcano-sedimentarias en el Guadarrama central (Sistema Central español)». *Studia Geologica*, 12: 137-159.
- PEINADO, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central español)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 200 págs.
- SAN MIGUEL, M.; FIGUEROLA, L. C., y DE PEDRO, F. (1960): «Hoja núm. 532, Las Navas del Marqués (Avila, Segovia, Madrid)». *Inst. Geológico Minero de España*.
- WYLLIE, P. J.; HUANG, W. T.; STERN, Ch., y MAALGE, S. (1976): «Granitic magmas: possible and impossible sources water contents and crystallization segments». *Canadian Journ. of Earth Sci.*, 13 (8): 1007-1019.
- WYLLIE, P. J. (1977): «Crustal anatexis: an experimental review». *Tectonophysics*, 43: 41-71.