

HOJA 18-21
S. LORENZO DE EL ESCORIAL

MEMORIA EXPLICATIVA

DEPARTAMENTO DE
PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
(UNIVERSIDAD COMPLUTENSE)

2.- PETROLOGIA

2.1.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

2.1.1.- ROCAS METAMORFICAS

2.1.1.1.- Metasedimentos del dominio de El Escorial

- Paraneises
- Marmoles y rocas de silicatos cálcicos.

2.1.1.2.- Metasedimentos del afloramiento de El Molino de la Hoz.

- Paraneises
- Rocas de silicatos cálcicos.

2.1.1.3.- Rocas igneas pre-hercínicas.

- Ortoneises glandulares mesocratos.
- Ortoneises glandulares graníticos.
- Leuconeises.

2.1.2.- ROCAS IGNEAS HERCINICAS.

2.1.2.1.- Rocas plutónicas.

- Adamellitas biotíticas de grano medio.
Tipo Valdemorillo.
- Leucogranitos de dos micas de grano medio. Tipo Las Machotas.
- Adamellitas biotíticas de grano medio-grueso. Tipo Atalaya Real.
- Adamellitas con cordierita de grano medio con frecuentes enclaves microgranulares.
Tipo Alpedrete.
- Granitos biotíticos de grano medio a grueso. Tipo El Pendolero y Peguerinos.
- Granitos con cordierita pórfidica de

grano grueso. Tipo El Cardin-Hoyo de Manzanares.

- Adamellitas con cordierita de grano medio. Tipo Torrelodones.
- Leucogranitos de grano medio a fino con variedades locales de pegmatitas.

2.1.2.2.- Rocas Filonianas.

- Leucogranitos foliados.
- Aplitas.
- Microdioritas.
- Porfidos granítico-adamellíticos.
- Porfidos monzoníticos.
- Cuarzo.

2.2.- CONDICIONES DEL METAMORFISMO

2.3.- GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

2.3.1.- GEOQUIMICA

2.3.2.- PETROGENESIS DE ROCAS IGNEAS HERCINICAS

2.4.- GEOCRONOLOGIA

2.1.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

2.1.1.- ROCAS METAMORFICAS

2.1.1.1.- Metasedimentos del Dominio de El Escorial.

Los metasedimentos de este dominio constituyen una banda bastante continua dentro del conjunto de ortoneises graníticos pre-hercínicos. Las rocas más abundantes son paraneises con intercalaciones escasas de marmoles y de rocas de silicatos cálcicos.

- Paraneises.

Son rocas de estructura foliada debida a la existencia de un bandeado composicional submilimétrico, probablemente de origen tectono-metamórfico. Esta fábrica planar corresponde a una esquistosidad S_n regional. Hacia abajo, estructuralmente, esta foliación de los paraneises es reemplazada por otra, también de flujo, S_{n+1} , relacionada con una zona de cizalla ductil sinmetamórfica que los separa del conjunto de ortoneises glandulares y leuconeises del macizo de Abantos.

Los paraneises son rocas oscuras de grano fino y textura grano-lepidoblástica. Están constituidos mineralógicamente por cuarzo, biotita, cordierita, feldespato potásico, sillimanita y plagioclasa (andesina, An 30-35). A estos hay que añadir andalucita, solo observada en la ladera oriental de Abantos, y en

todos los casos cantidades variables de moscovita y minerales accesorios, circón, apatito y minerales opacos, principalmente.

El bandeo composicional citado (foliación S_n) es debido a la tendencia de la biotita y la sillimanita a concentrarse en capas finas, oscuras, que alternan con otras, algo más gruesas y leucocráticas granoblásticas, ricas en cuarzo, plagioclasa, cordierita. El feldespato potásico se localiza en ambos tipos de capas.

El análisis textural refleja una historia compleja. La biotita y la sillimanita, esta última en una variedad prismática fina ($Sill-1$) muestran una marcada orientación dimensional concordante con la S_n . En la zona de S_{n+1} ambos minerales se reorientan y recrystalizan a favor de esta nueva esquistosidad. Por el contrario la cordierita y el feldespato potásico se presentan en cristales relativamente grandes, sin indicios de deformación interna, plagados de inclusiones de biotita y sillimanita que definen texturas helicíticas rectas. Se trata por lo tanto de minerales postcinemáticos respecto a las dos foliaciones visibles, que han crecido incluyendo a una fábrica anterior sincinemática.

Un problema interesante lo plantea la presencia local de andalucita. Este mineral se presenta como cristales de bordes irregulares con núcleos pleocroicos y con inclusiones frecuentes de biotita y en menor grado de sillimanita, orientadas según S_n o

S_{n+1}. La andalucita parece por lo tanto un mineral postcinemático. Sin embargo, la complejidad es mayor. Por un lado los cristales de andalucita se encuentran reabsorbidos en los bordes por el feldespato potásico y la cordierita que los incluyen a veces completamente. Por otro lado se observa en alguna muestra que la andalucita está pasando a una sillimanita en la variedad fibrolítica, tardía (Sill-2). Esta fibrolita constituye un hecho curioso en estas rocas. Sus haces muy finos recorren la roca a gran ángulo respecto a la foliación visible. Siguen los bordes de grano de los cristales de andalucita y de cordierita anteriores y reemplazan claramente a la biotita. Parece tratarse de rellenos de microfisuras tardías en las que se puede encontrar también algo de feldespato potásico.

La moscovita presente en estos paraneises es texturalmente un mineral histerógeno. Se presenta como placas mayores que las de la biotita de la foliación y, generalmente cruzadas respecto a esta, con cierta tendencia a la orientación dimensional coincidente con la de los haces fibrolíticos descritos más arriba.

Como transformaciones retrogradas tardías hay que indicar la pinnitización de la cordierita, la sericitización de la plagioclasa y de la sillimanita y cloritización de la biotita. Estos efectos son muy acusados en la proximidad a las fallas frágiles tardías que jalonan el macizo de Abantos por el Este.

Es de destacar que no hemos encontrado en estos paraneises relictos de distena o granate como sucede en la vecina Hoja de Las Navas de El Marques (num. 532). Esto puede deberse tanto a un problema de muestreo como a la eficacia mayor en esta zona de los procesos de reconstrucción mineralógica sin y postcinemática.

- Mármoles y rocas de silicatos cálcicos.

Los mármoles afloran junto al Puerto de Malagón donde forman una banda discontinua a techo estructural de los paraneises, entre estos y un cuerpo laminar de leuconeises. Asimismo afloran también en una banda de dirección NE-SO que penetra desde la vecina Hoja de Las Navas del Marques (532) y que pasa junto al Puerto de la Cruz Verde, dentro de la misma.

Los mármoles del Puerto de Malagón son tipos dolomíticos con cierto bandeo composicional coincidente con la foliación S_{n+1} , probablemente tectono-metamórfico. Su textura es grano-blástica. Están compuestos mineralógicamente por calcita y dolomita, olivino forsterítico, espinela verde (pleonasto) y clinohumita y opacos (pirita y magnetita) en ocasiones accesorias. El olivino está variablemente serpentizado. Asimismo se observa algo de clorita histerógena e micro-agregados vermiculares, procedentes, al menos en parte, de la espinela. Estos mármoles pasan a tipos más ricos en flogopita hacia el techo estructural, llegando a ser verdaderas rocas de silicatos cálcicos compuestas por abundante clinopiroxeno, flogopita, plagioclasa y feldes-

pato potásico.

Las rocas carbonatadas que penetran en la Hoja desde la de Las Navas del Marques, son magnesitas procedentes de la alteración hidrotermal de primitivos paquetes dolomíticos, probablemente en relación con una importante banda de cizalla que afecta a esta zona. Muestran texturas granoblásticas decusadas con talco y cuarzo intersticial.

También se encuentran en este dominio metamórfico rocas de silicatos cálcicos compuestas por clinopiroxeno verde rico en hedembergita y granate andradítico, con algo de carbonato, anfíbol y clinozoisita histerogenos. Las rocas de silicatos cálcicos tienen color verde en tonos variables resultantes de un bandeo composicional coincidente, al igual que en los mármoles, con la foliación de los paraneises asociados. Texturalmente son rocas granoblásticas de grano fino, inequigranulares.

2.1.1.2.- Metasedimentos del Afloramiento del Molino de la Hoz.

Constituyen un pequeño afloramiento situado junto al borde meridional del zocalo cristalino, al sur del pueblo de Torrelodones. Por el norte están intruidos por el granito de El Pendolero y por el Este contactan por falla con ortoneises glandulares graníticos.

- Paraneises.

Son las rocas dominantes. Se trata de tipos bandeados ricos en biotita (a veces verdaderos esquistos), variablemente migmatizados e inyectados por materiales granitoides probablemente procedentes en su mayor parte de los granitos próximos de El Pendolero. Se observan asimismo frecuentes venas de cuarzo muy plegadas, con planos axiales coincidentes con la esquistosidad dominantes de la roca (pliegues sinesquistosos).

Entre estos paraneises se intercalan tipos de grano más fino, y más cuarzo-feldespáticos de probable origen samítico. Asimismo se han observados algunas bandas de unas rocas cuarzo-feldespáticas microglandulares muy deformadas, con una fuerte lineación de estiramiento. Su origen es dudoso y no puede descartarse una procedencia ortoderivada.

La esquistosidad general que se observa en este afloramiento es equivalente a la S² hercínica siendo todo el mismo probablemente parte de una banda de cizalla ductil sinmetamorfica de la segunda fase (F-2) hercínica.

Mineralógicamente los paraneises están formados por cuarzo, biotita, moscovita, sillimanita, plagioclasa y posible cordierita. Como accesorios son corrientes: apatito, circón, minerales opacos y a veces feldespato potásico. La sillimanita y la plagioclasa pueden llegar a encontrarse también en cantidades accesorias. Los procesos de alteración retrógrada en bajo grado,

pueden ser muy intensos y consisten en sericitación, pinnitización de la cordierita y cloritización.

La biotita se concentra junto con la sillimanita en capas finas que alternan con otras un poco más gruesas cuarzo-plagioclásicas en las que se localiza el feldespato potásico accesorio. Este bandeo define la foliación. La sillimanita es fibrolítica o prismática fina. En algunas muestras se conservan micropliegues de una esquistosidad relictas (S₁), poligonizados, y rodeados por la nueva esquistosidad.

Los niveles de origen samítico son más ricos en cuarzo y plagioclasa dominando la textura granoblástica sobre la lepidoblástica de los paraneises. En ambos tipos de rocas se observan pseudomorfos sericítico-pinníticos procedentes de cordierita.

Los niveles cuarzo-feldespáticos microglandulares presentan finas lentillas micaceas muy estiradas, formadas por moscovita, sericita y clorita procedentes de biotita y microglandulas proterógenas de cuarzo y plagioclasa con texturas en mortero en los bordes.

- Rocas de silicatos cálcicos.

Son rocas de color verdoso con un bandeo composicional muy notable. Se presentan como cuerpos lenticulares pequeños de hasta 1 metro de potencia y poca extensión (boudines) dentro de

los paraneises. La textura es granoblástica. Mineralógicamente están formados por clinopiroxeno, hornblenda, cuarzo y biotita. El bandeo visible es consecuencia de las variaciones en las proporciones relativas de estos minerales. Los accesorios son esfena y algún circón. Como minerales histerógenos se encuentran clinozoisita y feldespato potásico, este último como relleno de fisuras principalmente.

2.1.1.3.- Rocas ígneas pre-hercínicas.

- Ortoneises glandulares mesocratos.

Estas rocas solo afloran en el Dominio de El Escorial. Forman parte de una banda que con dirección NE-SE penetra por el norte desde las proximidades del embalse de La Jarosa, por el oeste y por el sur esta banda de neises termina contra el granito de Peguerinos, por el este, en cambio, el contacto es con ortoneises glandulares graníticos mediante una banda de cizalla ductil sinmetamórfica.

Estas rocas se distinguen en el campo de los ortoneises glandulares graníticos por ser más ricos en biotita y mostrar un grado migmatización menos acusado. Así, las estructuras nebulíticas tan corrientes en los ortoneises graníticos son excepcionales en estas rocas.

Estructuralmente los neises glandulares mesócratos muestran una acusada foliación (S) que envuelve a las glándulas que

n

llegan a tener hasta 3-5 cm de tamaño. La foliación es debida a la orientación de la biotita y a la presencia de un bandeo composicional de espesor milimétrico a centimétrico más o menos acusado.

La composición mineralógica progradada consiste de cuarzo, biotita, plagioclasa, cordierita y sillimanita. El feldespato potásico es escaso o inexistente y en el primer caso intersticial y de aspecto secundarios (hidrotermal). Como minerales accesorios son corrientes, y a veces abundantes, el circón y la ilmenita, también hay apatito.

Las glándulas observadas son de plagioclasa, policristalinas y con textura granoblástica probablemente como resultado de procesos de deformación interna y de recristalización a partir de primitivas glándulas proterógenas monocristalinas. La plagioclasa es también un mineral muy abundante en la mesostasia, como componente de las bandas claras. Los cristales muestran a veces un debil zonado normal desde An 30-35 en el nucleo a An 20-25 en la periferia.

El cuarzo tiende a concentrarse en lentillas o varillas muy recristalizadas, lo que imprime a estas rocas una textura aparentemente milonítica aunque no tan acusada como la observada en otras areas del Guadarrama (ver por ejemplo las Hojas de Segovia 483, y la de Las Navas del Marques 532).

La cordierita se presenta como cristales postcinemáticos al igual que en los paraneises.

El bandeo composicional que muestran estas rocas es de origen tectono-metamórfico y es debido a la segregación de los minerales félsicos, cuarzos y plagioclasa, en capas alternantes con otras más finas ricas en biotita, cordierita y sillimanita.

El paso de estas rocas a los ortoneises graníticos se realiza a través de una banda de varios metros de anchura formada por neises más oscuros y bien foliados en los que las glándulas son muy escasas o inexistentes. Esta foliación es probablemente una S_{n+1} y su relación con la S_n de los neises adyacentes no está clara aunque son paralelas. La composición mineralógica de estas rocas es semejante a la de los neises mesócratos aunque son más melanocráticas. La cordierita en ellas es también postcinemática.

Tanto los neises mesócratos como las rocas de la banda de cizalla muestran procesos de retrogradación en condiciones de bajo grado metamórfico muy intensos. Como consecuencia la cordierita está transformada, a veces totalmente, en agregados de moscovita y biotita verde, la sillimanita también lo está a moscovita-sericita, la biotita se cloritiza y la plagioclasa pasa a sericita.

Por comparación con los resultados obtenidos en la vecina hoja de Cercedilla (H-508) podemos afirmar que los neises mesócratos son rocas de procedencia ígnea, probablemente plutóni-

ca y de quimismo granodiorítico-adamellitico ($\text{SiO}_2 = 65-70\%$).

2

-Ortoneises glandulares graníticos

Los ortonaises glandulares graníticos son las rocas metamórficas más abundantes en la hoja, tanto en los afloramientos que entran por el sur de la misma, desde las proximidades de Valdemorillo, como en el Dominio de El Escorial.

Dentro de este grupo se incluyen un conjunto de rocas con el denominador común de contener megacristales feldespáticos (glándulas) abundantes aunque en proporciones variables y moderada cantidad de biotita. Son rocas más cuarzo-feldespáticas (leucocráticas) y por lo tanto más sálicas que los neises glandulares mesócratos del apartado anterior.

Las glándulas son siempre feldespáticas, en su mayor parte de feldespato potásico y su tamaño variable incluso dentro de una misma roca, por lo general entre 1-4 cms., aunque se pueden encontrar a veces glándulas más grandes. Su forma varia desde idiomorfa (en las glándulas más grandes) a ovoide (textura "augen") en las más pequeñas y en las rocas más deformadas.

Estructuralmente suelen ser rocas con fábricas plano-lineares con una foliación dominante que envuelve a las glándulas. Esta foliación consiste en una alternancia de capas de espesor variable (milimétricas a centimétricas) cuarzo-feldespá-

ticas y laminas finas ricas en biotita y sillimanita. La lineación se manifiesta por el estiramiento de las glándulas, la orientación nematoblástica de los haces fibrolíticos y los cuellos de los "microboudines" en las bandas cuarzo-feldespáticas. Corrientemente se observa una sola foliación (S). En proximidad a las bandas de cizalla se observa una nueva foliación S_n que se superpone a la regional con transposición completa en las zonas más deformadas.

Composicionalmente son rocas sencillas: la asociación mineral progradada consiste en cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita, con circón, apatito y a veces turmalina, xenotima y monacita accesorios.

El feldespato potásico es en la mayoría de los casos el componente de las glándulas y también se encuentra en la mesostasia formando un agregado granoblástico junto al cuarzo y la plagioclasa en las capas claras. Las glándulas consisten por lo general en dos individuos con macla Carlsbad. Son ortosas más o menos microclinizadas (TORNOS y CASQUET, 1.982; VILLASECA, 1.984) y suelen mostrar texturas de deformación: extinción ondulante, fracturas, granulación con recristalización en las colas de presión, etc. Muestran por lo general coronas de reemplazamiento formadas por pequeños cristalitos de plagioclasa ácida con gotas de cuarzo (mirmequitas) y reemplazamientos de la misma naturaleza a favor de fisuras. Contienen inclusiones relictas de cuarzo, biotita y plagioclasa procedentes de la etapa ignea. A veces se observan glándulas policristalinas procedentes de la deformación

y recristalización de glándulas monocristalinas. El feldespato potásico de la mesostasia es por lo general microclina.

La plagioclasa se encuentra normalmente como componente de la mesostasia. A veces se encuentra también como megacristales pequeños (<1 cm.). La composición de la plagioclasa varia entre An 15-25 (oligoclasa ácida).

La sillimanita se asocia normalmente a biotita en forma de haces fibrolíticos aunque también se encuentra como inclusiones de la plagioclasa.

La andalucita se ha encontrado restringida, junto con la de los paraneises, a una reducida zona al este de Abantos. Al igual que en ellas es postcinemática y posterior a la sillimanita a la que incluye a veces. Por otro lado se ha encontrado también en zonas nebulitizadas del neis reabsorbida por el fundido anatectico e incluyendo a la vez sillimanita más antigua.

Las transformaciones retrógradas son más o menos intensas. Destaca una moscovitización a favor principalmente de la sillimanita y de la andalucita, pero que también afecta al feldespato potásico a lo largo de fisuras, a la plagioclasa y a los bordes de los cristales de biotita, en este caso con liberación de opacos. A más baja temperatura, se desarrolla sericitización y cloritización variables a expensas de la plagioclasa y de la biotita respectivamente.

El estudio textural confirma que las glándulas de feldes-pato potásico son anteriores a la primera foliación visible. Durante el desarrollo de la primera foliación, éstas rocas experimentan un metamorfismo dentro del campo de la sillimanita-feldespatos potásico. Estas condiciones persisten durante la etapa.

La ausencia de moscovitización primaria ha sido corrientemente interpretada como prueba de la existencia de condiciones migmatíticas (grado alto) durante el desarrollo de las estructuras bandeadas (neises bandeado migmatíticos o estromatíticos).

Estos neises presentan con cierta frecuencia estructura nebulítica, caracterizada por la difuminación progresiva de la foliación y la transformación de la roca en una masa granitoide cargada de material restítico. En ellas se han encontrado algo de cordierita. La sillimanita se encuentra asociada a masas restíticas biotíticas y como prismillas finos desorientados incluidos en todos los minerales del granitoide. Estas estructuras se interpretan como resultado de la movilización de la roca por efecto de la migmatización continuada en condiciones postcinemáticas (Sⁿ⁺¹) CAPOTE et al. (1981) describen estas estructuras en otros puntos del Guadarrama cortando pliegues de la F-3 retrovergente.

Así mismo es frecuente en estos neises glandulares la existencia de estructuras migmatíticas del tipo crocidita.

Estas fueron descritas por vez primera DE WAARD (1951), en la región de Miraflores de la Sierra y consisten en la presencia de movilizados granitoides del neis con nodulos restíticos estictolíticos, localizados en el plano de pequeñas bandas de cizalla dúctil extensionales de dirección aproximada E-O posteriores a la F-3 (CAPOTE et al. 1981).

Estos ortoneises glandulares son interpretados actualmente como rocas procedentes de la deformación y metamorfismo de granitos porfídicos de edad Ordovícico Inferior (VIALETTE, et al. 1986 y 1987).

-Leuconeises

Los leuconeises forman junto con los ortoneises glandulares graníticos, las rocas metamórficas más abundante de la Hoja, aunque solo se encuentran bien desarrollados dentro del Dominio de El Escorial.

Son rocas cuarzo-feldespáticas de coloración muy clara y grano fino a medio con abundante fibrolita. Muestran una foliación casi siempre bien definida, debida a un bandeo composicional de espesor milimétrico a submilimétrico, formado por capitas cuarzo-feldespáticas y láminas alternantes más ricas en biotita que definen una foliación S coincidente con la de los neises glandulares graníticos asociados.

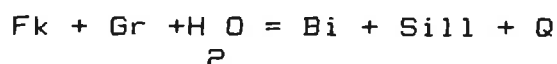
Aunque los leuconeises son por lo general rocas no glandulares se pueden encontrar con cierta frecuencia facies locales con glándulas grandes (aprox. 1-3 cm.). El tránsito a los ortoneises glandulares graníticos es con frecuencia rápido, aunque a veces parece ser gradual con pérdida progresiva de las glándulas y disminución de la proporción de biotita hacia el leuconeis.

Mineralógicamente estas rocas están formadas principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa muy ácida, con biotita más escasas y sillimanita fibrolítica frecuente, como minerales progradados. Son corrientes también los granates visibles a simple vista. Los accesorios son apatito, circón, y turmalina, a veces abundante en nodulos lenticulares proterógenos.

El feldespato potásico es microclina en la mesostasia y ortosa poco pertítica, variablemente microclinizada en las glándulas. La plagioclasa es generalmente una oligoclasa ácida (An 10-15), aunque a veces es albita (An 5) con restos de plagioclasa más básica (An 15).

El granate se presenta por lo general como cristales limpios variablemente reemplazados por otros minerales. Se pueden distinguir dos tipos de transformaciones a temperaturas progresivamente menores: 1) Reemplazamientos desde los bordes hacia el interior por biotita, sillimanita y cuarzo, y 2) reemplazamientos en fisuras, principalmente por biotita verde y cuarzo.

La primera transformación es indicativa de una reacción de hidratación del tipo:



En la segunda la biotita que se forma es rica en Al_2O_3 y Fe y pobre en Mg (TORNOS y CASQUET, 1981). Esto explicaría la ausencia de sillimanita como subproducto de la transformación.

El granate es probablemente anterior a la primera foliación visible (S-n).

En estas rocas, el cuarzo y los feldespatos tienden a concentrarse en capitas granoblásticas que alternan con láminas más ricas en biotita y sillimanita definiendo una foliación.

Junto a las transformaciones retrógradas del granate, destaca en estas rocas una intensa moscovitización, principalmente a expensas de sillimanita y en menor proporción de feldespatos y de la biotita, que es bastante mimética con los planos de S-n, aunque en parte también oblicua a los mismos. Las moscovitas suelen mostrar cierta deformación en forma de doblamientos y "kinkados". Finalmente, la biotita suele mostrar un grado de cloritización variable, proceso posterior a la moscovitización principal.

La ausencia de moscovita primaria en estas rocas peraluminicas obliga a suponer, al igual que en los neises glandulares graníticos, que aquel mineral ha sido consumido durante

el metamorfismo progresivo para formar el componente feldespato potásico en condiciones de alto grado (zona del feldespato potásico-sillimanita) con desarrollo de un fundido aplogranítico. Es probable pues, que el bandeo composicional de estas rocas se haya visto facilitado por la presencia de un fracción movilizada (migmatitas de tipo bandeo).

Respecto a la edad, los leuconeises son al igual que los neises glandulares graníticos, prehercánicos. VIALETTE et al. (1987) han determinado radiométricamente una edad Ordovícica Inferior para los leuconeises del Villar de Pradena, semejantes a los de la Hoja.

2.1.2.- ROCAS IGNEAS HERCINICAS

2.1.2.1.- Rocas plutónicas

Ocupan en superficie la mayor parte de esta Hoja. En la leyenda, las diferentes unidades diferenciadas estan ordenadas por orden probablemente creciente de edad relativa, aunque hay que advertir que, por la falta de contactos directos entre muchas de estas unidades y por la escasez de datos geocronológicos, no se puede considerar que esta ordenación sea totalmente definitiva.

-Adamellitas biotíticas de grano medio. Tipo Valdemorillo.

Este conjunto litológico ocupa la mayor parte del sector central y meridional de la Hoja. La forma del afloramiento es alargada en dirección NE-SO aunque se encuentra interferido por el N y E por la intrusión de unidades plutónicas más recientes. Esta parcialmente recubierta por sedimentos cuaternarios en su zona noroccidental, que ocultan en gran parte el contacto con las formaciones metamórficas de la zona de El Escorial.

En la leyenda, las adamellitas de tipo Valdemorillo se consideran más antiguas basandose en la relación temporal y espacial que presentan en su borde occidental con un accidente tectónico transcurrente, atribuible a la fase 4 lo que sugiere un emplazamiento sincinemático. Por el contrario el granito de El

Pendolero parece, por su fabrica, una intrusión típicamente post-cinemática.

Así, con respecto a las estructuras, se observa que las rocas del sector noroccidental presentan una orientación más o menos acentuada que se manifiesta en la disposición planar de los megacristales, enclaves y agregados micáceos. Esta orientación es progresivamente más acentuada hacia los contactos con el macizo metamórfico de El Escorial. No obstante, incluso en las zonas en que la orientación es mayor no se observa una deformación mineral intensa, lo que indica que la estructuración de estas rocas se relaciona posiblemente con una etapa de intrusión sincinemática, que por sus características se correspondería con la cuarta fase hercínica . El tránsito de las rocas orientadas a las carentes de estructuración es gradual y bastante rápido, como puede apreciarse en la misma población de Zarzalejo. La banda de adamellitas orientadas adquiere mayor anchura en la zona situada al N. de El Escorial.

El contacto con el granito tipo El Pendolero se puede observar en la proximidad al pueblo de Collado Villalba y también junto a la raqueta de Galapagar en la autovía N-VI. Se trata de un contacto soldado, esto es un contacto rápido pero del que no se puede definir un punto preciso de transición. No obstante, las características texturales, estructurales y composicionales de las rocas a ambos lados son bastante diferentes. Asimismo, en esta zona hay abundantes filoncillos y bandeados pegmatíticos, lo que refuerza la idea de un borde de plutón.

Esta unidad plutónica esta compuesta fundamentalmente por adamellititas biotíticas, con transiciones a tipos granodioríticos biotíticos.

Desde el punto de vista textural, puede definirse una variedad porfidica y otra equigranular. El limite entre ambas presenta en la mayoría de las ocasiones un caracter transicional, encontrandose con relativa frecuencia una banda de adamellititas con megacristales cuya clasificación en uno u otro tipo es problemática. Asimismo, en el área de afloramiento de las rocas equigranulares pueden encontrarse algunos sectores de rocas porfidicas practicamente irrepresentables a la escala del plano.

Las facies equigranulares son rocas de grano medio o medio-grueso ocasionalmente; el tamaño de los minerales fluctúa en la mayoría de los casos entre 2 y 5 mm., aunque en los tipos más gruesos, algunos cristales pueden alcanzar hasta 7 mm. La propoción de biotita puede variar entre 10% y 15% . Una cierta proporción de biotita forma cumulos policristalinos de color negro, cuyos tamaños oscilan entre 4 y 10 mm. Estos agregados biotíticos puede ser muy abundantes, teniendo en estos casos la roca un aspecto moteado difuso. No obstante, aunque la mayor parte de este mineral se encuentra como plaquitas poco idiomorfas de menor tamaño.

Los agregados policristalinos biotíticos, son más abundantes hacia las zonas noroccidentales.

En estas rocas pueden encontrarse algunos megacristales de feldespato potásico en secciones rectangulares gruesas con tamaños comprendidos entre 1 y 3 cm. y que son más frecuentes en general en las zonas próximas a las transiciones hacia los tipos porfidicos.

Existen localmente variedades más ácidas y más pobres en biotita en las que puede aparecer moscovita en proporciones accesorias y algún agregado policristalino micáceo que parece proceder de transformación de cordierita. Estas adamellitas más ácidas pueden observarse por ejemplo en unas pequeñas canteras situadas junto al puente sobre el FC de la carretera entre Zarzalejo y Peralejo. El transito a las adamellitas más básicas es insensible.

También, aunque en menor propoción hay sectores con adamellitas de tamaño de grano algo inferior pero con los mismas características generales como las que afloran en áreas próximas a Valdemorillo y en una zona al este de la localidad de Peralejo.

El tipo de adamellitas porfidicas más comunes de esta unidad es una roca con megacristales de feldespato potásico con secciones rectangulares gruesas. El tamaño maximo de estos megacristales suele fluctuar entre 1 y 3 cm., y su proporción es variable, aunque siempre abundantes. El borde de estos megacristales puede encontrarse bastante engranado con los demás minerales de la matriz.

En los sectores noroccidentales más próximos al macizo metamórfico de El Escorial, se observa en general una distribución de tamaños de los megacristales más heterogenea, existiendo bandas difusas de acumulación de megacristales y zonas en que el feldespato es mucho más escaso.

La matriz es de grano medio, con el tamaño de la mayoría de los minerales comprendido entre 3-4 mm. El contenido en biotita estimable oscila entre un 10% y un 13% aumentando ligeramente hacia el NE. También en parte se encuentra en forma de agregados policristalinos que en general son menores y menos abundantes que en las adamellitas equigranulares. En algunos afloramientos se observa que el cuarzo puede formar algunos cristales equidimensionales algo mayores.

Aunque desconectadas del macizo adamellítico principal, existe otro afloramiento de adamellitas porfidicas situada a menos de 1 km. al NE del pueblo de Torrelodones, en la zona del embalse de Los Peñascales. Tiene una forma alargada con su eje mayor en dirección N70E. Su extensión superficial es aproximadamente de 1.5 km². Las rocas son adamellitas porfidicas analogas a las descritas anteriormente.

En la mayor parte del perímetro del afloramiento, estas rocas están en contacto con los granitos de El Pendolero. Aunque los contactos no son directamente observables, el paso de una a otra roca es siempre brusco, y por su trazado se puede estimar

con bastante seguridad que en la mayoría de los casos es de carácter intrusivo. La intrusividad de los granitos de El Pendero sobre estas adamellitas está además apoyada por la presencia de enclaves de ella en los referidos granitos, tal y como se observa por ejemplo junto al arroyo del Piojo a 1.5 km al S de Torrelodones.

Los enclaves más frecuentes en las adamellitas tipo Valdemorillo (tanto en las porfidicas como en las equigranulares) son los de composición tonalítica y textura microgranuda de grano fino-muy fino (gabarros) en los que en ocasiones pueden encontrarse fenocristales dispersos de cuarzo y feldespatos. La abundancia y los tamaños máximos de estos enclaves aumenta con carácter generalizado hacia el NO, donde pueden encontrarse en algunos afloramientos ejemplares que alcanzan dimensiones superiores a un metro como en algunas canteras al S de Zarzalejo. Estos enclaves tienen en la mayoría de los casos formas subredondeadas o elipsoidales, y pueden presentar fuertes estiramientos e incluso texturas orientadas en las zonas en que las adamellitas se encuentran deformadas.

También, aunque en mucha menor proporción, se observan enclaves de rocas metamórficas entre los que se encuentran paragneises y ortogneises glandulares más o menos migmatizados. Estos enclaves metamórficos suelen ser en general de pequeñas dimensiones, decimétricas o centimétricas salvo en zonas inmediatas a los contactos y sus formas suelen tener tendencias angulosas y

con frecuencia aplanadas. En el sector al N de Valdemorillo los enclaves de ortoneis son mayores (hasta más de 1m) y especialmente abundantes. Son muy frecuentes los enclaves micáceos biotíticos, de dimensiones centimétricas. A pesar de que estos enclaves sobremicáceos se encuentran en toda la extensión del conjunto adamellítico, su abundancia aumenta claramente hacia el NO.

Las manifestaciones filonianas más comunes asociadas a estas adamellitas corresponden a leucogranitos de grano fino o inequigranulares de grano fino-medio biotíticos o biotítico-moscovíticos, que se encuentran formando venas, filones e incluso masas de dimensiones cartográficas, en general con bordes difusos hacia el encajante. En algunos de estos leucogranitos se encuentran pequeños nódulos irregulares granudos, en los que puede encontrarse cordierita alterada así como biotita y moscovita.

En relación con estos leucogranitos no es raro encontrar bandas o masas de pequeña importancia de pegmatitas con escasa proporción de biotita y o moscovita que presentan tránsitos insensibles a las rocas inequigranulares de grano fino. Estas pegmatitas también pueden encontrarse como pequeñas bolsadas irregulares en las adamellitas, aunque esta modalidad de yacimiento no es frecuente.

Petrograficamente, las adamellitas tipo Valdemorillo están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, presentando con frecuencia cordierita y pequeñas

láminas de moscovita subsolidus. Los minerales accesorios más corrientes son apatito, circón idiomorfo, ilmenita y esporádicamente monacita.

Los minerales secundarios más abundantes son: epidota, esfena, clorita, prehnita, sericita, y pinnita.

El cuarzo se presenta en cristales subidiomorfos con marcada extinción ondulante y esporádicas inclusiones de biotita y plagioclasa. En algunos casos este mineral aparece recrystalizado, dando lugar a una textura de bordes suturados.

La plagioclasa es el mineral más idiomorfo de la secuencia, y engloba corrientemente pequeños cristallitos de biotita. Presenta macla de Carlsbad y de albita. Siempre muestra zonado normal oscilatorio y ocasionalmente en parches. Por lo general tiene núcleos de andesina, una zona de oligoclasa y bordes albiticos en los que ocasionalmente se observan pequeños intercrecimientos mirmequiticos en contacto con el feldespato potásico.

El grado de alteración que presenta es bajo-medio, comenzando por los núcleos de los cristales. Los productos de esta alteración son sericita y cantidades menores de epidota.

El feldespato potásico cristaliza en los últimos estadios de la secuencia principal, de ahí que forme cristales alotriomorfos e intersticiales. Presenta macla de Carlsbad y de

microclina, así como pertitas en venas. En ocasiones muestra extinción ondulante, siendo frecuente que aparezca rodeado por una fina película de plagioclasa ácida.

La biotita es relativamente abundante. Aparece en cristales tabulares a veces con bordes simplectíticos de moscovita o en láminas más aciculares formando pequeños agregados policristalinos. Es el mineral de cristalización más temprana y se altera, en grado bajo, a clorita con liberación de rutilo sagenítico, minerales del grupo de la epidota, esfena, opacos y prehnita. Ocasionalmente se han observado individuos poligonizados y ligeramente orientados.

La cordierita, mineral presente en algunas de las muestras estudiadas, es siempre intersticial y alotriomorfa. Se halla intensamente pinnitizada.

Los enclaves más abundantes que se observan en este tipo de roca son petrográficamente tonalitas a cuarzodioritas con texturas heterogranulares. Están constituidos por plagioclasa, biotita, anfíbol intergranular, clinopiroxeno y cuarzo en proporciones variables.

En las facies porfidica estas rocas son texturalmente hipidiomorfas, con tamaño de grano superior al que presentan las adamellitas biotíticas de la facies equigranular y en las que destacan fenocristales de feldespatos potásicos.

Sus minerales mayoritarios son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios más corrientes son apatito, circón, ilmenita y ocasionalmente moscovita. Los minerales secundarios son los mismos que aparecen en la facies equigranular, excepto la pinnita, pues como ya se ha comentado rara vez aparece cordierita en esta facies.

Los fenocristales de feldespato potásico son muy idiomorfos, alcanzan 2-3 cms. de tamaño medio y engloban cristallitos de plagioclasa, biotita y cuarzo con el que desarrollan intercrecimientos gráficos. Existe también, cristales de feldespato potásico de menor talla, que forman parte de la matriz de estas rocas y que son de cristalización más tardía.

La biotita, es en terminos generales bastante similar a la descrita previamente; sin embargo, se observa que con frecuencia que en esta facies tiende a formar agregados tardios e intersticiales constituidos por pequeñas laminillas desigualmente orientadas, y cantidades accesorias de cuarzo.

Por último señalar que la proporción y características que presenta en estas rocas el cuarzo y la plagioclasa son prácticamente analogas a las mostradas en la facies equigranular.

El grado de alteración que presentan estas muestras es bajo-medio, siendo la biotita y los núcleos de las plagioclasas las que presentan mayor alteración a productos secundarios.

- Leucogranito de dos micas de grano medio. Tipo Las Machotas.

Estos granitos de dos micas constituyen un afloramiento adosado a la ladera nororiental del cerro de La Machota, a unos 2 km. al NE. de Zarzalejo. La forma de este afloramiento es de un triangulo irregular con su eje mayor en dirección NE-SO y una superficie de unos 2 km². En proximidad a este cuerpo granítico se encuentran algunos asomos menores de granitos de dos micas, el mayor de los cuales se ha representado en la cartografía.

Los granitos de esta unidad intruyen en las adamellititas y granodioritas de tipo Valdemorillo con las que presentan contactos netos pero muy soldados y a veces transicionales en detalle.

Las rocas más abundantes son unos granitos biotítico-moscovíticos equigranulares de grano medio. El tamaño de la mayoría de los minerales está comprendido entre 2 y 3 mm. La biotita es poco abundante aunque se encuentra en mayor proporción que la moscovita y puede formar algunas plaquitas irregulares de hasta 5 mm. y pequeños agregados policristalinos. El feldespato potásico puede encontrarse esporádicamente como megacrístales con secciones en forma alargada y de tamaño inferior a 2.5 cm.

Debido al escaso contenido en biotita estos granitos pueden considerarse como tipos leucograníticos. En algún caso se ha observado la presencia de pequeñas masas milimétricas alotriomorfas de color verdoso que podrían corresponder a cordierita alterada.

En proporciones subordinadas pueden encontrarse leucogranitos de dos micas de grano fino a inequigranulares, con menos proporción de mica que en el tipo principal. En las variedades inequigranulares es frecuente la presencia de plaquitas muy finas de biotita de hasta 6 mm. y de agregados policristalinos micáceos que en algunos casos parece que proceden de alteración de cordierita.

En estos granitos de dos micas, pueden encontrarse enclaves de las rocas adamellíticas encajantes que pueden alcanzar dimensiones considerables como el cuerpo cartografiado en la zona septentrional del afloramiento. La mayor proporción de este tipo de enclaves se encuentra en las zonas topográficamente más elevadas. Aparte de este tipo de inclusiones, los enclaves son muy escasos en los afloramientos graníticos masivos en los que solo se encuentra ocasionalmente algún enclave biotítico sobremicáceo de dimensiones centimétricas.

Microscópicamente estas rocas son de textura alotriomorfa de grano medio con y tendencias porfidicas.

Contienen como minerales principales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son, apatito, circón y minerales opacos; excepcionalmente se ha observado andalucita relictas en una de las muestras estudiadas. El único mineral secundario existente en estas rocas es sericita. Los cristales de cuarzo son alotriomorfos y aunque

normalmente su tamaño es de grano es medio, pueden presentarse en cristales más desarrollados (fenocristales globulosos). Tiene marcada extinción ondulante y ocasionalmente esta recrystalizado.

La plagioclasa se presenta en cristales alotriomorfos de grano medio o en individuos subidiomorfos de mayor tamaño que engloban cuarzo. Muestra zonado normal y alteración debil a sericita.

El feldespató potásico es microclina alotriomorfa de tamaño de grano medio, aunque como en el caso del cuarzo y de la plagioclasa también existen cristales más desarrollados con perititas en venas.

La moscovita se presenta en cristales tabulares, de habito poiquilítico y ligeramente flexionada.

- Adamellitas biotíticas de grano medio-grueso. (Tipo Atalaya Real)

Este macizo plutónico situado en el centro del borde N de la Hoja, toma su nombre del vértice topográfico Atalaya Real localizado en su zona meridional. Su afloramiento tiene una forma vagamente subcircular, y está parcialmente recubierto por depósitos cuaternarios y suelos que, aunque en general son de una potencia muy reducida, impiden la visualización de las rocas graníticas en extensiones considerables. Teniendo en cuenta la extensión plutónica recubierta, la superficie total del macizo puede estimarse en unos 25 km².

Este plutón presenta contactos netos frente a las adamellitas tipo Valdemorillo a las que intruye. Aunque dadas las condiciones de afloramiento el contacto con las adamellitas de tipo Alpedrete no es directamente visible, se aprecia el paso brusco de unas a otras en el espacio de unos pocos metros. En algunos puntos próximos al contacto en la zona más meridional del macizo y en su límite oriental se encuentran rocas inequigranulares que posiblemente corresponden a facies marginales de enfriamiento rápido.

La facies fundamental de este macizo está representada por adamellitas biotíticas porfidicas con megacristales de feldespato potásico. Los megacristales de feldespato potásico tienen tamaños que fluctúan entre 1 y 4 cm., predominando los comprendidos entre 2 y 3 cm. Su grado de definición frente a la matriz no es en general muy nitido y tienen tendencia a presentar secciones rectangulares cortas. Su abundancia es variable, aunque siempre son abundantes en esta facies.

Con caracter más restringido pueden encontrarse en este macizo variedades leucocráticas inequigranulares con megacristales de feldespato más pequeños y mejor definidos frente a la matriz que es de grano más fino, heterogranular y más pobre en biotita y en la que destacan fenocristales de cuarzo con secciones redondeadas o ameboides. También pueden encontrarse tipos graníticos de grano grueso algo heterogeneo (4-8 mm.) relativamente leucocráticos y que pueden presentar tránsitos a

las rocas inequigranulares previamente descritas. Estas variedades litológicas son más frecuentes en la zona septentrional del macizo, en áreas próximas a sus bordes.

En una amplia banda en la zona occidental se observa que los granitoides de este macizo están orientados, presentando estructuras planares, con definición variable pero en general no muy marcadas. Estos planos son en general bastante verticalizados y sus directrices se sitúan en general en un haz que fluctúa unos 20° en torno a la dirección N-S. Las rocas en esta banda no son porfidicas o solo tienen muy escasos megacristales, pero sus aspectos texturales y composicionales son muy similares a los de la matriz de grano medio a grueso de las rocas de la facies principal.

La actividad filoniana directamente asociable a este plutón es bastante reducida y se limita fundamentalmente a venas centimétricas y pequeños filones de aplitas y leucogranitos biotíticos de grano fino o inequigranulares.

Los enclaves en estos granitoides son muy escasos. Los más comunes son los tipos microgranudos de grano fino, de composición tonalítica y coloración gris oscura. Estos enclaves tienen formas subesféricas a elípticas y por lo general con dimensiones mayores que no superan los 10 cm. Con frecuencia predominan los afloramientos en los que no se encuentra ningún enclave. También ocasionalmente puede observarse, algún enclave sobremicáceo o metamórfico de pocos centímetros.

Desde el punto de vista petrográfico en este macizo existe una amplia variedad composicional, que va desde granodioritas biotíticas hasta leuco-granitos con biotita, siendo las adamellititas y los granitos biotíticos los terminos más abundantes. Son rocas hipidiomorfas y heterogranulares de grano medio-grueso con marcada textura porfidica.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón y opacos, ocasionalmente también se observa hornblenda asociada con biotita, allanita y monacita. La sericita, saussurita, esfena, clorita y prehnita son los minerales secundarios más frecuentes.

El cuarzo se presenta en dos generación diferentes. La primera esta constituida por fenocristales redondeados que en ocasiones presentan golfos de corrosión y fenomenos de recristalización. La segunda generación restringida a la matriz de la roca consta de cristales alotriomorfos, intersticiales que forman intercrecimientos gráficos y mirmequíticos con el feldespato potásico.

La plagioclasa forma fenocristales idiomorfos de hasta 1 cm., y cristales de menor talla en la matriz. Ambos presentan macla de Carlsbad y de albita y zonado normal. Los cristales de mayor tamaño suelen presentar inclusiones de biotita y cuarzo. Su grado de alteración (a sericita y/o saussurita) es en general bajo.

El feldespato potásico es el componente principal de la población de fenocristales y también se presenta en la matriz de la roca. En el primer caso engloba cristallitos de plagioclasa, biotita y cuarzo, formando con este último mineral intercrecimientos gráficos. Presenta perfitas en venas, macia de Carlsbad y de microclina y bordes de albita tardía.

La biotita, mineral accesorio en los términos leucograníticos, forma cristales tabulares de tamaño inferior al resto de los minerales principales. Se altera a clorita con exolución de rutilo sagenítico.

Las facies equigranulares son hipidiomorficas de grano medio o medio-grueso. Las diferencias más significativas respecto a la facies anteriormente descrita es su mayor proporción de plagioclasa y la presencia constante, aunque siempre en proporciones accesorias, de hornblenda. También se observa mayor proporción de cuarzo y biotita en textura poligonal que en la variedad porfidica.

- Adamellitas con cordierita de grano medio con frecuentes enclaves microgranulares. Tipo Alpedrete

Estas adamellitas afloran en el centro del sector septentrional de la Hoja y se extienden desde las inmediaciones de la localidad de Guadarrama hasta Alpedrete y Villalba, con la prolongación meridional de un gran plutón que ocupa mayor

extensión en la Hoja de Cercedilla (508).

La forma del afloramiento es bastante irregular y en parte se encuentra enmascarada por un conjunto de recubrimientos cuaternarios de escasa importancia. Los contactos con los granitoides del Macizo de la Atalaya Real son bruscos y netos, y aunque las relaciones entre ambos son difíciles de establecer parece que estas adamellitas sean intrusivas sobre las rocas del macizo de la Atalaya Real, ya que estas últimas están algo estructuradas en su borde occidental probablemente en relación con el accidente tectónico de cuarta fase que limita por el O el conjunto eruptivo, del metamórfico. Por otra parte las adamellitas de Alpedrete parecen discordantes con este accidente como puede verse en el límite septentrional de la Hoja al O de Guadarrama en donde las rocas de Alpedrete cortan a las de tipo Valdemorillo.

El contacto con los granitos de El Pendolero y los de Hoyo de Manzanares, en el flanco E es de carácter tectónico.

Una característica distintiva de estas rocas es la abundancia notable de enclaves microgranudos de composición tonalítica (gabarros). También se observan a simple vista cristales de cordierita en general pinnitizados.

En esta unidad adamellítica se encuentran dos tipos rocosos fundamentales. El primero corresponde a unas adamellitas

biotíticas equigranulares, de grano medio, con el tamaño de los minerales promediable en unos 2-3 mm. El contenido en biotita estimable es de un 12-13% y el aspecto de la roca es muy homogéneo, no encontrándose más que algunos megacristales de feldespato potásico con tamaños comprendidos entre 1 y 3 cm.

Al oeste de Alpedrete, las adamellitas son porfidicas, con megacristales por lo general abundantes de feldespato potásico con secciones rectangulares alargadas, y con dimensiones mayores que oscilan en general entre 1 y 4 cm.

En estas variedades porfidicas los megacristales pueden estar orientados planarmente con direcciones que fluctúan por lo general entre N-5 y N-45°E. Hay sin embargo bastante dispersión de las orientaciones lo cual sugiere una disposición lineal cozonal poco manifiesta.

Las inclusiones microgranudas tienen formas subesféricas o elípticas y pueden alcanzar tamaños máximos de hasta 40 cm., siendo los más comunes los del orden de 10 cm. Estos enclaves son relativamente frecuentes y son raros los afloramientos en los que no aparecen. También, pero con una frecuencia mucho menor pueden encontrarse enclaves biotíticos sobremicáceos y de rocas metamórficas esquistosas o neisicas, que tienen formas irregulares alargadas y tamaños en general de unos pocos centímetros.

Petrograficamente las adamellitas de esta unidad son rocas hipidiomorfas de grano medio, poco o moderadamente porfidic-

cas. Estan constituidas mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, así como cantidades menores de moscovita y cordierita. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito, circón, monacita y opacos. La mineralogía secundaria esta formada por sericita, clorita, epidota-clinozoisita, prehnita, esfena y pinnita.

La plagioclasea forma fenocristales idiomorfos que engloban corrientemente cristalitos de biotita y cuarzo, además de cristales de menor tamaño restringidos a la matriz de la roca. Presentan zonados normales u oscilatorio con núcleos de andesina básica y bordes de albita en los que se desarrollan mirmequitas cuando esta en contacto con el feldespato potásico.

La plagioclasea se altera en proporción moderada a sericita, epidota y clinozoisita.

El feldespato potásico forma fenocristales idiomorfos con inclusiones de biotita, plagioclasea y cuarzo y cristales de menor tamaño, tardios e intersticiales respecto al resto de los minerales de la roca. En ambos casos se trata de ortosa ligeramente microclinizada con pertitas en venas.

La biotita desarrolla tamaños inferiores en relación con el resto de los minerales principales y ocasionalmente se presenta en láminas con bordes simplectíticos de moscovita. Es el mineral de cristalización más temprana y se altera en grado

variable a clorita con liberación de rutilo sagenítico, minerales del grupo de la epidota, esfena, opacos y ocasionalmente prehnita.

La moscovita tiene características texturales de mineral deuterico proveniente del reemplazamiento tardi-magmatico de los feldespatos, cordierita y biotita.

La cordierita se presenta en cristales intersticiales muy transformada a agregados de biotita verde y mica incolora.

Los enclaves microgranulares, muy abundantes en estas rocas, son petrográficamente tonalitas con texturas porfidicas. Los fenocristales son de plagioclasa idiomorfa, con zonado normal y discontinuo entre An 70 y An 30, y en menor proporción de biotita. La matriz presenta textura intergranular y esta constituida por microlitos de plagioclasa de composición más uniforme (An 30-25), pequeñas láminas aciculares de biotita, cristales intersticiales de cuarzo y ocasionalmente cantidades accesorias de feldespato potásico.

- Granitos biotíticos de grano medio a grueso (Tipos El Pendolero y Peguerinos)

Se incluyen en este grupo dos variedades independientes que tienen bastantes analogías texturales (grano en general muy grueso) y composicionales (leucogranitos).

Una de estas unidades (El Pendolero) en superficie forma un afloramiento arqueado que rodea al granito de Hoyo de Manzanares; en su rama occidental separa a esta última unidad de la adamellita tipo Valdemorillo. Por su banda meridional queda limitado en su mayor parte por el terciario del SE de la Hoja. La otra unidad de este grupo es el afloramiento situado en el ángulo NO en el sector del Valle de los Caídos, que se prolonga en las Hojas adyacentes de Cercedilla (508) y de Las Navas del Marques (532), donde se le ha catalogado dentro del tipo de Peguerinos. Entre ambos tipos de granitos existen diferencias mineralógicas (especialmente en los minerales accesorios) y geoquímicas (índice peraluminico) que indican que ambos macizos pertenecen a superunidades diferentes.

La forma de los afloramientos meridionales de la unidad plutónica de El Pendolero, es bastante compleja envolviendo en gran parte al afloramiento adamellitico de Los Peñascales y a la adamellita de Torrelodones, esta última intrusiva en estos granitos. El límite suroriental queda determinado por los recubrimientos detriticos terciarios, encontrándose en esta zona límite, al sur de Torrelodones un pequeño asomo de metasedimentos y ortoneises que son intruidos por estos granitos. En el extremo sur del afloramiento, al SE de Galapagar y Colmenarejo, los granitos también intruyen a las adamellitas porfidicas de Valdemorillo. También se incluyen como pertenecientes a esta unidad dos pequeños afloramientos graníticos situados a unos 3 km al SO del extremo meridional en la Sierra de Madroñal y que por sus

características litológicas parecen corresponder a pequeñas apofisis asociadas al cuerpo principal.

En las zonas próximas a los recubrimientos terciarios puede observarse una banda de anchura variable donde los procesos de meteorización son importantes. Estos efectos están asociados a la zona de fractura próxima a los límites con los materiales terciarios y son claramente ostensibles en las zonas del Alto del Pendolero, al N del monte de El Pardo y en el ascenso al Puerto de Galapagar.

El granito tipo Peguerinos es claramente intrusivo en las formaciones metamórficas del macizo de El Escorial; aquí en el borde del granito aparecen facies de grano más fino en las que destacan mejor los cristales mayores de cuarzo y feldespato (de hasta 1 cm) dando a la roca el aspecto de porfido filoniano.

En estos afloramientos graníticos se encuentra una gran homogeneidad de tipos litológicos. Asimismo la composición es bastante homogénea y se circunscribe exclusivamente a granitos biotítico-moscovíticos (El Pendolero) y biotíticos (Peguerinos) de tendencia leucocrática.

Predominan los tipos graníticos de grano medio-grueso a grueso heterogranulares con tamaños de grano comprendidos entre 1 y 8 mm. Presentan tránsitos graduales y prácticamente insensibles a variedades más finas de grano medio u otras de grano grueso-muy grueso que en ocasiones tienen tendencias porfidicas. El contenido

en biotita por lo general suele ser inferior al 6% por estimaciones de visu. Esta mica forma láminas de poco idiomorfismo y es muy frecuente que este rodeada por halos parduzcos de oxidaciones. La moscovita (en la unidad de El Pendolero) se encuentra en proporciones bastante subordinadas a la biotita y en general forma láminas pequeñas de escaso idiomorfismo y que pueden estar asociadas con la biotita. En algunas de estas rocas se puede observar la presencia de cristales de cuarzo mejor individualizados que ocasionalmente alcanzan hasta 1 cm. También en alguna de estas rocas el feldespato potásico puede tender a individualizarse como megacristales de secciones rectangulares gruesas y tamaños comprendidos entre 1 y 2 cm. que están mal definidos frente a la matriz y cuya abundancia es variable. El color de estos granitos varía entre tonos blanquecinos a rosaceos o crema muy claros debido a procesos de enrojecimiento secundario de los feldespatos y a la oxidación de la biotita.

Los enclaves en estos granitos son muy escasos y los más comunes corresponden a tipos sobremicaceos biotíticos de tamaños pequeños, generalmente inferiores a 3 cm.

La actividad filoniana asociable a estos granitos está representada fundamentalmente por rocas leucograníticas de grano fino o inequigranulares que forman filones de tamaños centimétricos a métricos y que en ocasiones constituyen masas de tamaños considerables. A veces pueden observarse pasos completamente transicionales entre los granitoides de grano grueso y los

leucogranitos de grano fino e inequigranulares, como por ejemplo en áreas próximas al Torreón de Torrelodones. Estos leucogranitos de grano fino son generalmente de dos micas, y en algunos de ellos se puede observar la presencia de nódulos cordieríticos incipientes y de agregados policristalinos micáceos gruesos ricos en moscovita.

Las rocas pegmáticas son en general de poca importancia aunque no son infrecuentes. Los tipos más comunes se encuentran como bandas o lentejones de pequeño tamaño asociadas a los granitos de grano fino. También pueden encontrarse con menor frecuencia en forma de bolsadas irregulares en los granitos de grano más grueso.

Petrograficamente los granitos biotíticos tipo El Pendolero y Peguerinos presentan texturas hipidiomorfas de grano medio-grueso.

Los minerales principales en ambos tipos son cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico con biotita y moscovita en cantidades menores. Aunque los accesorios más frecuentes que presentan estas rocas son cristalitos idiomorfos de apatito, circón y minerales opacos se observan diferencias en cada uno de estos tipos, así en el granito de Peguerinos son corrientes los prismas zonados de allanita y los cristalitos idiomorfos de monacita y fluorita accesorias. Sin embargo, en el granito de El Pendolero los accesorios que se observan son pequeños cristales de cordierita y localmente en la zona de contacto con la adamellita de

Torrelodones, andalucita.

Los minerales secundarios más corrientes son sericita, clorita, esfena, pinnita, epidota y ocasionalmente prehnita.

El cuarzo suele presentarse en cristales globulosos de hasta 1 cm. de tamaño. Siempre muestra extinción ondulante y a menudo aparece recrystalizado.

La plagioclasa forma cristales idiomorfos escasamente zonados con núcleos de An 15 y bordes de albita en los que se desarrollan mirmequitas en contacto con el feldespato potásico. Su alteración a sericita es baja.

El feldespato potásico se presenta en cristales alotriomorfos. Muestra perititas en venas y macla de microclina sobreimpuesta a la de Carlsbad.

En la mayoría de las muestras estudiadas se observa una fuerte moscovitización deuterica.

La biotita es escasa (<5%) y se presenta en cristales tabulares. A menudo esta ligeramente flexionada y con algún kink. Su alteración a clorita con exolución de rutilo sagénitico es muy bajo.

- Granitos con cordierita porfidicosde grano grueso. (Tipo El Cardin-Hoyo de Manzanares)

Constituyen buena parte de la Sierra del Hoyo de Manzanares y principalmente las zonas altas.

La geometría de esta unidad granítica parece ser láminar apoyandose sobre los leucogranitos de grano grueso de El Pendolero.

Son rocas por lo general ricas en fenocristales de feldespato de pequeño tamaño (1-3 cm.) y globulosos de cuarzo (1 cm.) que a veces cuesta reconocer dado el elevado tamaño de grano de la matriz. Los fenocristales de feldespato potásico muestran una disposición planar de flujo magmático más o menos acusada aunque el grado de orientación es siempre menor que el de otras unidades porfidicas de la hoja (p.e. adamellitas tipo Valdemorillo). Los buzamientos de la foliación ignea son en muchas zonas muy tendidos o subhorizontales aunque a veces son mayores. En general confirman la geometría laminar de esta unidad deducida en base a la cartografía.

El contacto con el granito de El Pendolero se puede observar en el paraje del mismo nombre y en la zona de Fontenebro al N de la Hoja.

Es un contacto rápido, pero una vez más de tipo soldado (no neto). No obstante la diferencia textural y mineralógica

entre las dos rocas es muy acentuada lo que justifica su separación como unidades intrusivas distintas aunque probablemente no muy separadas en el tiempo. En la zona de contacto y del lado del granito tipo Cardín se observan (al menos en Fontenebro), abundantes "schlieren" tendidos y bolsadas pegmatíticas biotíticas, por lo que se puede suponer que estos granitos son más recientes que los de El Pendolero.

En estos granitos la proporción de biotita puede estimarse entre un 4% y un 6%.

La presencia de enclaves es en general muy escasa en estos granitos, correspondiendo los más comunes a inclusiones sobremicáceas biotíticas de tamaños pequeños, generalmente inferiores a 3 cm. También, y aunque con carácter muy restringido pueden encontrarse en estos granitoides pequeños enclaves microgranudos de composición tonalítica biotítica, de color gris oscuro. Ocasionalmente, en alguno de los afloramientos en que estas rocas son algo más biotíticas se observan nodulos granudos con cordierita de coloración verde grisacea.

La actividad filoniana asociada a estos granitos esta representada fundamentalmente por leucogranitos de grano fino-medio e inequigranular que forman filones o masas de tamaño muy variado y que en ocasiones alcanzan dimensiones cartografiables. Dentro de estos leucogranitos de grano fino, pueden encontrarse variedades con pequeños nodulos de 1-2 cm. ricos en mica, parte

de la cual parece proceder de transformación de cordierita en algunas ocasiones.

Las pegmatitas son de escasa importancia, y en la mayoría de los casos se asocian como heterogeneidades a los leucogranitos de grano fino, aunque pueden encontrarse ocasionalmente como pequeñas bolsadas en los granitos porfidicos.

Microscópicamente estos granitos son hipidiomorfos de grano grueso con megacristales de feldespatos y cuarzo, inmersos en una matriz de grano medio-grueso que a veces se confunde en tamaño con los propios fenocristales.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y en menor proporción biotita, cordierita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son cristalitos idiomorfos de apatito, circón, monacita, opacos. Los minerales secundarios son epidota, clinozoisita, sericita, clorita, pinnita, esfena, rutilo y fluorita.

El cuarzo forma fenocristales globulosos centimétricos y cristales de menor tamaño alotriomorfos que forman parte de la matriz de la roca. Su periodo de cristalización coincide con el de la plagioclasa y es posterior al de la biotita.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos con núcleos de oligoclasa básica (An 25-30) una zona de oligoclasa

ácida (An 15) y bordes de albita en los que son frecuentes los crecimientos mirmequiticos. Siempre presenta ligero zonado normal y maclas de tipo albita y Carlsbad.

Su grado de alteración a sericita y/o saussurita es bajo.

El feldespato potásico se presenta en fenocristales idiomorfos centimétricos. En la matriz es alotriomorfo e intersticial. Siempre muestra maclas de tipo Carlsbad o en enrejado y tiene abundantes pertitas en venas y en parches. Engloba pequeños cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo. Con frecuencia se observa ligera moscovitización en los cristales de mayor tamaño, así como albitización en sus bordes.

La biotita forma láminas subidiomorfos con intercrecimientos de moscovita y ocasionalmente de albita, así como pequeños agregados subesfericos. Cristalizó en los primeros estadios magmáticos. Se altera a clorita, rutilo sagenítico opacos y epidota en menor proporción.

La moscovita se presenta en pequeñas laminas subidiomorfos. Es secundaria y procede del reemplazamiento deuterico de los feldespatos, biotita y cordierita.

La cordierita, intensamente pinnitizada, forma cristales intersticiales rodeados de una corona policristalina de plagioclasa.

- Adamellitas con cordierita de grano medio. (Tipo Torrelodones)

Este afloramiento granítico está situado a algo más de 1 km. al O del pueblo de Torrelodones y es atravesado por el cauce del río Guadarrama desde su extremo noroccidental al suroriental. Tiene una forma elíptica-irregular con unos ejes de 3x4 km. Su extensión superficial es de unos 8 Km².

En la mayor parte de su perímetro este cuerpo adamellitico se encuentra en contacto con los granitos de El Pendolero, aunque en un tramo de algo menos de 1 km. en el extremo occidental, esta en contacto con las adamellitas porfidicas tipo Valdemorillo. Los contactos con los granitos de El Pendolero son netos e intrusivos. Aunque las observaciones realizadas en las proximidades del túnel de F.F.C.C. al SE de la estación de Torrelodones y en las inmediaciones de la zona donde la carretera de Galapagar a Torrelodones corta con el contacto occidental no ponen claramente de manifiesto el orden de intrusión, las recristalizaciones observadas en los granitos en algunas zonas, indican que estas adamellitas son los materiales más recientes. Los contactos con las adamellitas porfidicas tipo Valdemorillo son también bruscos pero la naturaleza de los afloramientos no permiten precisar la naturaleza de las relaciones entre ambas. No obstante por las relaciones existentes entre los granitos y las adamellitas porfidicas, se deduce que estas últimas, son también más antiguas que las adamellitas de tipo Torrelodones.

La facies litológica fundamental de este afloramiento es una adamellita biotítica de grano medio bastante homogéneo. El contenido en biotita de estas rocas se puede estimar en torno al 12% lo que le confiere una coloración gris media que es bastante homogénea.

El tamaño de grano fluctúa entre 1 y 3 mm. para la mayoría de los minerales, aunque es muy característica la presencia de cristales de cuarzo con secciones subredondeadas, que destacan sobre el resto de los minerales y que pueden alcanzar con frecuencia 5 ó 6 mm.

La textura de estas rocas es ocasionalmente equigranular en su conjunto, aunque puedan encontrarse megacristales de feldespato potásico dispersos, de color blanco y cuyos límites son poco nitidos frente a la matriz.

Los enclaves son poco abundantes en general y se limitan por su naturaleza a variedades tonalíticas biotíticas microgranudas de grano fino. Sus dimensiones mayores varían entre 5 y 40 cm. Son de color gris oscuro-negruzco.

La actividad filoniana asociable a estas adamellitas es escasisima.

Microscópicamente son rocas hipidiomorfas y heterogranulares de grano medio. Mineralógicamente sus componentes fundamentales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

Los minerales accesorios son cordierita, moscovita, apatito, circón, opacos y monacita. La sericita, clorita, pinnita, prehnita, epidota, esfena y rutilo sagenítico son los minerales secundarios más comunes.

Los cristales de cuarzo son alotriomorfos y con extinción ondulante, se presentan con carácter intersticial y de pequeño tamaño o en cristales más desarrollados y de aspecto redondeado.

La plagioclasa es idiomorfa y se presenta en cristales alargados, con zonado concentrico en el que se observa núcleos de oligoclasa básica y bordes de albita. La alteración a sericita y saussurita es de grado moderado-alto comenzando por los núcleos de los cristales.

El feldespato potásico es alotriomorfo e intersticial. Cristalizó en los últimos estadios de la secuencia magmática, de ahí que englobe pequeños cristallitos de plagioclasa, biotita y cuarzo. Tiene perfitas en venas y moscovitización incipiente.

La biotita es abundante en estas muestras y se presenta en láminas subidiomorfos, que a veces se unen formando pequeños agregados subesféricos. Aparece ligeramente flexionada y alterada, en grado bajo, a clorita con exolución de rutilo sagenítico, epidota, esfena y opacos.

La cordierita forma pequeños cristales equidimensionales e intersticiales completamente transformados a pinnita o a finos agregados de moscovita-biotita.

- Leucogranitos de grano medio a fino

Las rocas incluidas en este apartado corresponden a un conjunto de afloramientos de características relativamente heterogéneas en cuanto a su propiedades texturales, a su características de afloramiento y a su asociación litológica. Con respecto a su distribución estas rocas se encuentran dispersas prácticamente en toda la superficie de la Hoja, aunque se concentran en los extremos meridional y septentrional de la Hoja principalmente.

Los leucogranitos de la parte meridional se asocian a las adamellitas de tipo Valdemorillo y forman afloramientos de muy distinta importancia y naturaleza, constituyendo con frecuencia diques y pequeñas masas no cartografiables inyectados en las rocas graníticas o en los materiales metamórficos. Los afloramientos representados en la cartografía corresponden a masas de formas muy variables que presentan en general contactos netos con las rocas de caja.

Las intrusiones mayores del N de la Hoja son las del macizo de Peguerinos y el lacolito de Villalba-Sierra de Hoyo. Este último es un cuerpo alargado de dirección E-W junto a Villalba que se extiende lateralmente con una disposición subho-

rizontal en la Sierra del Hoyo, alojandose dentro de la unidad de granitos tipo El Cardín.

La observación de campo indica que los contactos son siempre convergentes hacia dentro, con bastante inclinación en la zona de Villalba, que constituye probablemente una verdadera zona de alimentación del lacolito.

En el macizo de Peguerinos los leucogranitos forman diques de dirección E-O aproximada que giran hacia el N enlazando con una banda subvertical de grandes dimensiones que penetra desde la vecina Hoja de Cercedilla. Se apunta por lo tanto, un cierto dispositivo circular que es razonable dado el contacto tardío y epizonal de este macizo.

Las características litológicas de los leucogranitos en la mayoría de los casos varían dentro de un espectro composicional y textural bastante restringido, aunque dentro de este espectro la heterogeneidad es manifiesta incluso a escala de afloramientos de dimensiones muy reducidas. Composicionalmente son en la mayoría de las ocasiones leucogranitos biotíticos o biotítico-moscovíticos, aunque pueden encontrarse variedades más moscovíticas.

Con respecto a las características texturales, la asociación que puede encontrarse en cualquier afloramiento típico está compuesta por leucogranitos de grano fino equigranulares sacaroi-

deos y leucogranitos de grano fino-medio, heterogranulares, en los que casi invariablemente se desarrollan tipos con láminas finas de biotita de mayor tamaño que el resto de los minerales y tipos con frecuentes manchas irregulares micropegmatíticas de 1 a 2 cm. que suelen estar teñidas por impregnaciones de óxidos. También es bastante frecuente la presencia de rocas de grano fino y heterogranulares que tienen dispersos fenocristales redondeados de cuarzo de hasta 6 o 7 mm. y también pueden tener algunos fenocristales dispersos de feldespato potásico. En algunos casos, estas variedades con fenocristales marcan el tránsito a tipos de tendencia porfidica que son más ricos en fenocristales de cuarzo y feldespatos y que suelen ser algo más ricos en mica. También, y sobre todo en relación con las rocas de grano fino inequigranulares pueden encontrarse granitos con nodulos subesfericos con cordierita cuyos tamaños pueden variar entre 6 mm. y 3 cm. Estos nodulos tienen una textura granular análoga a la de la roca huesped y sus límites son engranados o irregulares, aunque contrastan mucho por su coloración verdosa oscura o parduzca en las superficies meteorizadas.

La actividad filoniana principal relacionada con estos leucogranitos está constituida fundamentalmente por algunas venas o heterogeneidades pegmatíticas. Estas son relativamente frecuentes pero nunca alcanzan dimensiones importantes. Las más comunes corresponden a pequeñas manchas micropegmatíticas o heterogeneidades pegmatoides de mayor tamaño.

Los enclaves visibles en los leucogranitos, son accidentales y consisten en pequeñas inclusiones sobremicáceas biotíticas que son más frecuentes en las variedades microporfídicas. El resto de enclaves encontrados se restringe exclusivamente a pequeños xenolitos de metasedimentos.

Microscopicamente estos leucogranitos son rocas de textura hipidiomorfa de grano fino o medio a veces porfídicos y aspecto sacarideo.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita y la moscovita están presentes en cantidades más subordinadas y ocasionalmente accesorias. Otros constituyentes accesorios son apatito, circón, opacos, monacita y esporádicamente allanita y fluorita, estas dos últimos en leucogranitos asociados al granito de Peguerinos. Los minerales secundarios más abundantes son sericita, clorita y pinnita.

El cuarzo en las variedades porfídicas se presenta de 2 maneras: 1) En forma de cristales globulosos de hasta 1 cm de tamaño medio y 2) en pequeños individuos alotriomorfos intercreciendo con el feldespato potásico para originar texturas gráficas y granofídicas. En las facies homogranulares forma cristales subidiomorfos con extinción ondulante. En algunas muestras se han observado cristales totalmente recrystalizados.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos o en individuos idiomorfos con zonado normal oscilatorio cuando

forma parte de la población de fenocristales. Siempre presenta maclas de tipo Carlsbad o de albita. Ocasionalmente se han observado núcleos relictos de oligoclasa básica, aunque su composición más frecuente es albitica.

El feldespato potásico es microclina con pertitas en venas. En las variedades porfidicas forma fenocristales subidiomorfos que incluyen cuarzo, plagioclasa y biotita, sin embargo, lo más normal es que se presente como el mineral de cristalización más tardío de la secuencia magmática en forma de cristales alotriomorfos e intersticiales. En la mayoría de las muestras estudiadas se observa una delgada corona de albita tardía rodeando a estos cristales.

La biotita escasa en estas rocas se presenta en pequeños cristales alargados y tabulares ligeramente flexionados. Ocasionalmente forma pequeños agregados subesféricos. La moscovita forma en láminas subidiomorfas de cristalización tardía o postmagmática o como reemplazamientos subsolidus de los feldespatos, biotita y cordierita.

La cordierita esta por lo general totalmente pinnitizada (agregados de biotita verde y moscovita). Aparece en cristales a veces de dimensiones centimétricas intersticiales y formando nodulos junto con cuarzo.

2.1.2.2.- Rocas filonianas

Se han diferenciado en esta Hoja distintos tipos de rocas filonianas en función de su composición: aplitas, porfidos graníticos-adamelliticos, microdioritas, porfidos monzoníticos y filones de cuarzo. A estos hay que añadir además otro grupo filoniano integrado por leucogranitos de dos micas muy deformados por la cuarta fase hercínica, y que son por lo tanto rocas filonianas hercínicas precoces.

Todos estos tipos rocosos se describirán a continuación en orden decreciente de probable antigüedad.

- Rocas filonianas hercínicas precoces. Leucogranitos foliados

Estas rocas solo se han observado en la Sierra del Mardroñal al sur de la Hoja donde, forman pequeños cuerpos lenticulares de aproximadamente 20 m. de potencia media y dirección N-30-E, intruyendo a los ortoneises glandulares. Están constituidos por leucogranitos moscovíticos-biotíticos de grano fino que muestran una esquistosidad correlacionable, probablemente, con la fase cuatro (F-4 = aproximadamente NS) hercínica.

- Aplitas

La presencia de este tipo de rocas es frecuente en esta Hoja. Sin embargo hay que distinguir entre diques de recorrido

kilometrico y pequeños filones aplíticos que aparecen directamente asociados a las distintas unidades intrusivas. En este apartado describiremos exclusivamente los diques de ambito regional.

Los filones de aplita se sitúan en el sector NO del area estudiada, formando un haz integrado por 3-4 diques que se emplazan con una dirección aproximada de 120°E. Su potencia no supera por lo general los 3-4 m. a excepción de un dique situado en las proximidades de la localidad de El Escorial que presenta un espesor medio de 30 m.

Texturalmente son rocas holocristalinas alotriomorfas de aspecto sacarideo y grano fino.

Sus minerales principales son feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, a los que se añade ocasionalmente algo de moscovita. Sus accesorios más importantes son biotita y apatito.

- Porfidos graníticos-adamellíticos

Estas rocas filonianas son las más abundantes de la Hoja. Se presentan en diques de espesor variable (1.5-25 m.) y recorridos que en algunos casos superan los 20 kms.

Se concentran fundamentalmente en 3 haces. El haz de Collado Villaba de dirección aproximada E-W; el haz de Zarzalejo-

Valdemorillo integrado por diques de analoga dirección y el haz de porfidos que intruyen en fracturas N-S. Este último, constituido por 2-3 diques recorre toda la superficie de la Hoja, cortando con pequeños desplazamientos dextrales a los diques de dirección E-W (HUERTAS, 1985).

Los contactos con el material encajante son siempre netos, presentando bordes de enfriamiento que rara vez superan 10 cms. de espesor. Como ya es normal en este tipo de rocas aquí también se observan estructuras de flujo magmático, consistentes en la orientación planar de los fenocristales paralela a la dirección de intrusión del dique.

La textura que presentan estos pórfidos graníticos-adamelliticos es holocristalina e hipidiomorfa con fenocristales idiomorfos de cuarzo, feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) y en menor proporción biotita. La matriz es microgranuda en las facies centrales del dique y criptocristalina en las proximidades del borde, aunque con frecuencia se desarrollan texturas protoesferulíticas y esferulíticas en estas facies marginales. Son también muy frecuentes los crecimientos micrográficos y granofidicos entre los feldespatos y el cuarzo.

Los minerales mayoritarios que forman estas rocas son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios más frecuentes son apatito acicular o en granos redondeados, circón, óxidos de Fe y Ti (ilmenita), monacita, y muy esporádica-

mente allanita y fluorita. Los minerales subsolidus más corrientes son moscovita, que se presenta en láminas subidiomorfos, clorita, sericita, prehnita, leucoxeno y epidota. Ocasionalmente se ha observado pinnita restringida al haz de diques de dirección N-S, procedente de cordierita.

Los fenocristales de plagioclasa presentan una composición que varía entre An 42 y An 28 en los diques más diferenciados. Tienen zonado normal oscilatorio y convoluto. En los porfidos que intruyen según la dirección N-S se observa, además zonado en damero. Los bordes de los fenocristales son más evolucionados presentando contenidos en An que varían desde An 34 a albita pura (An 3).

Los fenocristales de feldespato potásico son ortosas con abundantes pertitas en venas y en parches. Con frecuencia presentan en sus bordes exoluciones de albita subsolidus.

La biotita presenta textura seriada. Ocasionalmente se han observado microagregados "lepidoblásticos" provenientes de la transformación (recristalización) de biotitas previas.

La matriz está formada por estos mismos constituyentes, además de cuarzo. Las plagioclasas son en composición más semejantes a los bordes de los fenocristales y el feldespato potásico se presenta en cristales intersticiales reflejando de este modo, al igual que en los granitos, una generación más

tardía que la que originó los fenocristales.

Todos estos diques han sufrido una alteración deutérica de intensidad variable que en raras ocasiones supera el grado moderado. Esta transformación se manifiesta en sericitización de algunos de los núcleos más básicos de los fenocristales de plagioclasa. Alteración, en especial por los bordes, de la biotita a clorita, rutilo sagenítico y esfena, transformación a leucoxeno de las ilmenitas y proporciones variables de moscovita, epidota, clinozoisita y carbonatos diseminados por la roca.

Los enclaves que contienen estos pórfidos son de composición muy variada. Los más numerosos son los de las rocas encajantes y los de otros pórfidos de naturaleza más básica que el propio dique que los contiene. Los primeros presentan aureolas feldespáticas o biotíticas. También son frecuentes los enclaves melanocratos y microgranudos ("gabarros"). Ocasionalmente se han observado pequeñas inclusiones sobremicáceas de origen metamórfico.

- Microdioritas

Estas rocas se presentan formando un pequeño haz integrado por media docena de diques en el cuadrante NE de la Hoja.

Son diques poco potentes (1-2 m) y con una longitud de afloramiento inferior a 4 Km. Sus directrices predominantes son E-W.

Sus contactos con el encajante son siempre netos y desarrollan pequeños bordes de enfriamiento afaníticos. Constienen enclaves del material en el que intruyen y otros más melanocratos de grano muy fino, en proporción moderada.

Texturalmente son rocas holocristalinas con índices de porfidismo bajo-medio. Presentan xenocristales de cuarzo, así como fenocristales de plagioclasa y en menor proporción de máficos hidratados. En un caso se ha detectado la presencia de clinopiroxeno muy uralitizado a anfíbol y clorita. La matriz es microgranuda intergranular o subafanítica.

Estos diques de composición diorítica a cuarzodiorítica están constituidos por plagioclasa, anfíbol y biotita como principales constituyentes. Sus minerales accesorios son cuarzo, restringido siempre a la matriz, apatito, circón e ilmenita.

Los minerales secundarios que presentan son muy abundantes por el elevado índice de alteración que muestran estas rocas. Destacan actinolita, clorita, epidota, clinozoisita, prehnita, esfena, rutilo, leucoxeno, sericita y carbonatos entre los más frecuentes.

La plagioclasa es idiomorfa y suele presentar zonado normal oscilatorio. Composicionalmente se observan dos poblaciones diferentes una como núcleos de An 83 y bordes de An 70 y otra con núcleos de An 32 y bordes de An 23.

El anfíbol es idiomorfo y se presenta sin zonar, ocasionalmente con núcleos huecos. Composicionalmente son hornblendas con bordes de actinolita.

-Porfidos monzoniticos

Los porfidos de este tipo en la Hoja se reducen exclusivamente a 2 diques. Uno aflora al NE de la localidad de San Lorenzo de El Escorial y el otro al E del termino de Alpedrete penetrando en la Hoja 508 (Cercedilla) donde presenta mayor recorrido.

Estos diques intruyen en fracturas de dirección N-45-E con buzamiento subvertical al SE. Su espesor es de 3-3.5 m., su recorrido es inferior a 3 km. Son los diques más modernos del conjunto filoniano, exceptuados los filones de cuarzo, pues cortan a los pórfidos graníticos norteados (HUERTAS, 1985).

Estos diques presentan abundantes estructuras amigdalares de tamaños muy variables (2-10 cms.). Estas amigdalas subesfericas constan de un nucleo de calcita y/o cuarzo rodeado por anillos concentricos de clorita, feldespato potásico y albita, que a su vez quedan envueltos por una corona más externa consistente en un agregado de epidota, actinolita, clorita, opacos y esfena.

Los pórfidos monzoníticos contienen enclaves de composición variada en proporción moderada. Los más abundantes son los de material encajante, pero también son frecuentes otros de composición gabroidea.

La textura que presentan estos diques es holocristalina e hipidiomorfa con xenocristales de cuarzo y fenocristales de plagioclasa y piroxenos. La matriz es microcristalina e intergranular. Los principales constituyentes de estos diques gabromonzoníticos son plagioclasa, clinopiroxeno y en menor proporción ortopiroxeno y biotita, este último mineral siempre restringido a la matriz de las rocas. Los accesorios fundamentales son: feldespato potásico, apatito, circón, allanita calcica, monacita, magnetita, ilmenita y sulfuros de hierro. El feldespato potásico se observa exclusivamente en la pasta, donde esta desigualmente distribuido. Es alotriomorfo e intersticial.

Los minerales secundarios son en estos diques muy abundantes, debido al elevado índice de alteración que presentan, destacan entre los más importantes clorita, esfena, leucoxeno, rutilo, epidota, talco y carbonatos.

Los fenocristales de plagioclasa son subidiomorfos, aunque no es raro que presenten bordes irregulares de reabsorción. Forman agregados en sinneusis y están muy poco zonados. Composicionalmente tiene núcleos que oscilan entre An 72 y An 54 y bordes que varían desde An 63 a An 9.

El clinopiroxeno forma fenocristales subidiomorfos. Se presenta maclado y con zonado inverso. Composicionalmente son salitas, con altos contenidos en Ca (WO 45) y endiopsidos también, ricos en Ca (WO 42-45).

Los fenocristales de ortopiroxeno están en proporción inferior respecto a los de clinopiroxeno. Son subidiomorfos y no están zonados. Composicionalmente son hiperstenas con contenidos variables de enstatita (En75-55).

La matriz de los porfidos gabromonzoníticos está constituida por estos mismos minerales además de biotita. La plagioclasa es muy idiomorfa y aunque forma, junto con la mica texturas intergranulares, también es frecuente que se muestre disposición orientada pilotaxítica fiblastítica.

- Cuarzo

Los diques de cuarzo que afloran en esta Hoja se sitúan preferentemente en los dominios NE y SE de la misma.

En el sector NE se observan 5-6 diques, uno de ellos marcadamente curvo, con direcciones prácticamente N-S y recorridos superiores a 6 kms. También existen diques de dirección 45-10E y recorridos inferiores (2-3 kms.).

Los diques del sector SE constituyen un enjambre integrado por una decena de diques de dirección 10E y longitud de

aflorescimiento continuo de hasta 4-5 kms.

En conjunto estos diques de cuarzo, con anchuras inferiores a 3-4 m., se asocian a desgarres tardihercínicos dextrales.

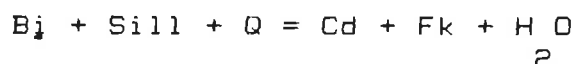
2.2.- CONDICIONES DEL METAMORFISMO

El análisis textural de los paraneises y ortoneises, indica que en el Dominio de El Escorial y probablemente también en los afloramientos del borde meridional del zocalo hercínico, el máximo térmico del metamorfismo se alcanza durante el desarrollo de la S_n y persiste por lo menos hasta el desarrollo de las crociditas extensionales, de edad todavía desconocida.

La asociación significativa de más alta temperatura reconocida en los paraneises y algunos ortoneises es:



Esta paragenesis corresponde a reacción:



que es divariante en el sistema KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) (HOLDAWAY y LEE, 1977). La determinación de las condiciones P-T precisas para cada roca durante el pico térmico requeriría conocer la composición de la cordierita y de la biotita en equilibrio. En cualquier caso se trata de una asociación de alto grado metamórfico estable por encima de la curva de comienzo de fusión en neises graníticos y paraneises en condiciones de $P \rightarrow H_2O$. Esto queda confirmado por la ausencia de moscovita pro-lit₁ y por la abundancia de estructuras migmatíticas tanto en los para como en los ortoneises (estromatitas y arteritas en los primeros y estromatitas, nebulitas y crociditas en los segundos).

La formación de la andalucita con posterioridad a la S_{n+1} indica fundamentalmente un descenso de la presión litostática, pero todavía dentro del alto grado, a temperaturas probablemente en el intervalo 650-750 °C. Esto queda claro en los paraneises en los que la andalucita incluye a la sillimanita (I) y está incluida a su vez en el feldespato potásico y en la cordierita. También se confirma en los ortoneises graníticos en los que la andalucita es posterior a la sillimanita y está siendo parcialmente reabsorbida por el fundido anatectico. Por lo tanto, es probable que la andalucita en esta región, haya que interpretarla como mineral retrogrado aunque todavía en condiciones de alto grado.

La fibrolita (sillimanita II) tardía que se observa en algunos paraneises puede indicar o bien un nuevo aumento de la temperatura que interrumpiría la trayectoria P-T retrograda de estas rocas o bien un proceso de crecimiento metaestable del mineral en el propio campo de estabilidad de la andalucita en relación con procesos hidrotermales a alta temperatura (KERRICK, 1987). La relación aparente entre las moscovitas histerógenas y las microfracturas rellenas de fibrolita apunta en este último sentido.

Con relación a los eventos metamórficos reconocidos en otros puntos del Sistema Central Español (FUSTER et al. 1973; LOPEZ RUIZ et al. 1975; VILLASECA, 1981; CASQUET y NAVIDAD, 1986) en este dominio no hemos encontrado evidencia de un episodio en régimen de relaciones P/T intermedias con distena y granate. El único metamorfismo observado corresponde a un régimen de rela-

ciones P/T bajas, equivalente al que se observa de manera generalizada en toda la región (metamorfismo M-2) de edad claramente hercínica.

Por otro lado no hemos encontrado efectos significativos de metamorfismo de contacto en relación con los granitos de Peguerinos ni con las adamellitas de tipo Valdemorillo. Esto es probablemente debido al alto grado alcanzado por las rocas durante el metamorfismo regional.

La retrogradación en condiciones de grado medio y bajo afecta variablemente a las rocas. Estos efectos son sin embargo, mucho más acentuados en las bandas de cizalla ductiles y en las fallas fragiles tardías. Las primeras han debido ser vía de paso de fluidos esencialmente acuosos durante un prolongado espacio de tiempo.

2.3.- GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

2.3.1.- GEOQUIMICA

Una selección de análisis químicos de rocas ígneas y metamórficas de esta Hoja están agrupados en las tablas 1 a 3 junto con la norma C.I.P.W. correspondiente. Los valores analíticos de hierro divalente y trivalente se han homogeneizado con la relación $\text{Fe total} = 20\% \text{ mol de } \text{Fe}^{2+} + 80\% \text{ mol de } \text{Fe}^{3+}$.

Para las rocas ígneas o de origen ígneo se han calculado los siguientes parámetros:

a).- Valores A y B de de LA ROCHE (1976) y tipologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983). Los valores:

$$A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$$

$$B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$$

están proyectados en la Fig. 1

b).- Diagrama R-1 y R-2 de DE LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR Y BOWDEN (1985) para distintos ambientes geodinámicos (Fig. 2).

$$R-1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R-2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

c).- Diagrama Rb-Sr-Ba utilizado por EL BOUSEILY y EL SOKKARY (1975) (Fig.3).

2.3.1.1.- Rocas ígneas prehercínicas

En la tabla 3 están representados tres tipos de neises ortoderivados. Uno de ellos (no. 9085) corresponde a un neis glandular de Abantos, que como en la mayoría de los tipos análogos del Sistema Central tiene una composición granítica. En este caso es leucocrática y con contenidos en corindón relativamente elevados.

Un neis mesocrato (no. 9086) tiene mayor proporción en componentes plagioclásicos (más adamellítico) y también un carácter peraluminico relativamente elevado.

Un neis milonítico de la banda del Puerto de Malagón (no. 9087) tiene también una composición correspondiente a las de rocas adamellíticas-granodioríticas; en él destaca el elevado contenido en corindón normativo y la relación $Ab + An/Or$ bastante elevada. Es por tanto un tipo mesocrático en el que los fenómenos de deformación pueden haber modificado su composición original.

2.3.1.2.- Granitoides hercínicos

- Adamellititas biotíticas de Valdemorillo

No parecen existir diferencias composicionales sistemáticas entre las adamellititas porfidicas y las equigranulares de esta unidad. Incluso la proporción global de ortosa normativa (Tabla 1) es muy semejante en ambos grupos de rocas. En los dos casos el

contenido en sílice varía desde valores relativamente bajos (65%) hasta valores que pueden superar el 70%. Desde el punto de vista del contenido en alúmina, todas ellas son moderadamente peralúminicas con valores de corindón normativo que en la mayor parte de los casos son cercanos al 1% o por debajo de esta cantidad.

En el diagrama A-B (Fig. 1) tanto las variedades porfidicas como las equigranulares se proyectan en el campo de las asociaciones alumino-cafemicas, bastante dispersas y apuntando muy timidamente hacia el campo subaluminico.

También aparecen (Fig. 2) proyectadas en el campo de los granitoides tardiorogenicos aunque algunas tiene afinidades hacia los granitoides de tipo caledoniano.

En cuanto a los elementos menores significativos (Fig. 3) todos los granitoides de este grupo se alinean bastante bien en la zona de los granitos normales con un tendencia moderada hacia granitos moderadamente diferenciados con una relación Ba/Sr practicamente constante (en torno al 15% Sr relativo) y un aumento también moderado del contenido en Rb que apenas supera el 30% relativo en las rocas de carácter más leucocráticas.

- Adamellitas biotíticas (Atalaya Real); adamellitas con cordierita (Alpedrete)

Desde el punto de vista geoquímico, las adamellitas biotíticas de Atalaya Real y de Alpedrete (Tabla 2) son bastante analogas a las adamellitas tipo Valdemorillo, proyectandose practicamente en el mismo campo que estas últimas, tanto en los diagramas de elementos mayores (Fig. 1 y 2) como en el de los elementos menores (Fig. 3). La de Alpedrete, como consecuencia de la existencia de cordierita es un tipo claramente mas peraluminico. En cualquier caso, el numero de datos existentes impide establecer diferencias o analogías significativas con los otros grupos.

- Granitos biotíticos (Pendolero-Peguerinos) y granitos de grano grueso (Hoyo de Manzanares)

Estas dos tipologías graníticas se separan claramente de los granitoides anteriores. Aparecen (Fig. 3) proyectadas en el campo de los granitoides diferenciados con un aumento progresivo de la proporción de Rb (hasta 55% relativo) para relaciones Ba-Sr que crecen entre 0.10 y 0.15 a medida que aumenta la diferenciación.

En el diagrama A-B (Fig.1) se sitúan en el sector leucocrático, en el campo de las asociaciones aluminicas, sin que se perciba una tendencia de derivación cáfémica.

En el diagrama R 1-2 (Fig. 2) ambos grupos de rocas quedan en la parte más baja del campo de los granitos postorogénicos cercanos al campo de los granitoides originados por fusión cortical.

Las rocas de los dos grupos (Tabla 2) tienen siempre corindón normativo, entre 1 y 1.5% en la mayor parte de los casos.

- Leucogranitos

Tanto el leucogranito de las Machotas como los leucogranitos que parecen más tardíos (Tabla 3) son rocas leucocráticas con un exceso de alumina importante, más acentuado en el primero. Quedan por ello proyectados en los diagramas (Fig. 1 a 2) en el campo aluminico y leucocrático no muy separados de los leucogranitos mencionados en el grupo anterior. El diagrama de elementos menores (Fig. 3) es quizás el más significativo pues ocupan el sector de los granitos fuertemente diferenciados con contenidos relativos de Rb muy altos, siempre superiores al 60%.

- Rocas filonianas

Las dos microdioritas analizadas (Tabla 3) son rocas saturadas en sílice con una proporción de plagioclasa normativa cercana o superior al 50% y un contenido en diopsido relativamente reducido.

El porfido granítico (Tabla 3, no 9027) es en todo análogo a las rocas granitoides en las que está emplazado. Su composición química corresponde a una granito moderadamente peraluminico.

2.3.2.- PETROGENESIS DE ROCAS IGNEAS HERCINICAS

Los distintos granitoides que se han diferenciado en la Hoja de El Escorial se han emplazado en la cadena con posterioridad a la Fase 2 Hercínica (BELLIDO et al. 1.981; CAPOTE, 1985) que condiciona la esquistosidad principal de las rocas metamórficas penetradas por los granitos. Las deformaciones observables en las unidades más antiguas de la seriación establecida en esta Hoja son achacables a la Fase 4 Hercínica a favor de cuyas megaestructuras, pudieron ser emplazadas las unidades intrusivas más antiguas distinguidas en esta Hoja. Los granitoides isotropos estructuralmente deben ser tardios respecto a la citada Fase 4.

La formación y penetración de los magmas graníticos en el Sistema Central está en relación con los fenómenos de compresión y de engrosamiento cortical originado por cabalgamientos intracorticales seguidos de una erosión y descompresión de esta corteza engrosada (BRANDEBURGER, 1984; FUSTER y VILLASECA, 1987). Sin embargo, en cuanto a la participación del manto de una manera directa en los magmas granitoides los diferentes autores no parecen estar totalmente de acuerdo. En esta Hoja, como por otra

parte en toda la Sierra de Guadarrama, prácticamente no existen rocas a las que puedan asignarseles de una manera directa procedencia mantelica, estando en cambio muy bien representados los materiales más diferenciados (adamellititas, granitos, leucogranitos) de los tipos G-3 y G-4 de FUSTER y VILLASECA (1987). con un quimismo claramente aluminoso o muy timidamente aluminoso-cafémi-co. Por otra parte las relaciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}-^{86}\text{Sr}$ de los granitoides datados, son en general bastante elevadas (>0.706) (IBARROLA *et al.* 1987) para rocas procedentes del manto, por lo que puede suponerse que se han originado por fusión de sectores corticales aunque esta haya sido inducida por anomalías inicialmente generadas en el manto.

Los leucogranitos de Cabeza Mediana y de la Sierra de Hoyo de Manzanares tienen relaciones isotópicas aun más elevada (0.711; 0.716 respectivamente) que excluyen claramente su procedencia mantélica.

Los datos geoquímicos antes expuestos especialmente los de elementos menores (Fig. 3) ponen de manifiesto una distribución bastante lineal del conjunto de rocas analizadas, en donde el enriquecimiento progresivo en Rb de los tipos graníticos y leucograníticos puede ser explicada por procesos de diferenciación por cristalización fraccionada de magmas más basicos (adamelliticos). La participación de otros procesos de diversificación magmática (mezclas, contaminaciones) requeriría disponer de datos adicionales de cada una de las unidades descritas.

2.4.- GEOCRONOLOGIA

Existe escasa información geocronológica sobre los granitoides de la Hoja de El Escorial concretandose fundamentalmente a los leucogranitos emplazados más tardiamente. A uno de estos macizos, el de Cabeza Mediana que se extiende en la Hoja de Cercedilla, inmediatamente al N y cuyo extremo meridional aflora en el centro del límite N de esta Hoja, se le ha asignado una edad de 291 ± 3 m.a. (IBARROLA et al. 1987). Con los datos de BRANDEBOURGER (1984) sobre los leucogranitos del Macizo de Hoyo de Manzanares y Cabeza Lijar puede construirse una isocrona de roca total que da 286 ± 18 m.a. (IBARROLA et al. 1987) que es a grandes rasgos coincidente con el anterior.

Sobre los granitoides más antiguos de esta Hoja solo pueden hacerse inferencias comparativas basadas en analogías litológicas y estructurales. Así, los leucogranitos de Peguerinos y El Pendero son bastante parecidos a los granitos de grano grueso de La Pedriza, para los que se han obtenido edades Rb-Sr de 305 ± 6 m.a. Las adamellitas de Alpedrete son también bastante analogas a las de Moralarzal-Colmenar Viejo, para las que se han obtenido edades de 327 ± 4 m.a. según los autores citados en último lugar. Con todo estas comparaciones requieren, como es natural nuevos datos, aunque las edades sean coherentes a grandes rasgos con la ordenación provisional establecida con criterios fundamentalmente geológicos.

3.- BIBLIOGRAFIA

BATCHELOR, R.A. y BOWDEN, P. (1985).

Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology 48, 43-55.

BELLIDO, F.; CAPOTE, C.; CASQUET, C.; FUSTER J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981).

Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Ibérica 7, 15-51.

BRANDEBOURGER, E. (1984).

Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne). These Doctoral, Univ. Lorraine. 209 pp.

CAPOTE, R. (1985).

Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica prehercínica y hercínica. Rev. R. Acad. C. Ex. Fis. y Naturales 79(IV), 511-522.

CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985).

El metamorfismo en el Sistema Central Español. Comparación entre el sector central y el oriental en base al zonado del granate. Rev. R. Acad. Ciencias Fis. Exac Nat., 79, 523-548.

CASQUET, C y TORNOS, F. (1981).

Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el Alto valle del Lozoya (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Ibérica 7, 135-150.

DEBON, F. y LE FORT, (1983).

A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci. 73, 135-149.

EL BOUSEILY, A.M. y EL SOKKARY, A.A. (1975).

The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks. Chemical Geology 16, 207-219.

FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974).

Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del sistema Central. Bol. Geol. Mine. 85, 83-88.

FUSTER, J.M. y VILLASECA, C. (1987).

El Complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. En "Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico", editado por F. BEA, et al. Edit. Rueda, págs. 27-35.

HOLDAWAY, M.J. y LEE, S.M. (1977).

Fe-Mg coridierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental and theoretical and natural observations. Contrib. Mineral. Petrol. 63, 175-198.

HUERTAS, M.J. (1977).

Pórfidos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama. Cuad. Lab. Geol. Lage 10, 245-260.

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1987).

Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System) En "Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico", editado por F. BEA, et al. Edit. Rueda, págs. 377-383.

KERRICK, D.,. (1987).

Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. Amer. Mineral, 72, 240-254.

LA ROCHE, H.; STUSSI, J.M. y CHAURIS, L. (1980).

Les granites a deux micas hercyniennes francaises. Essai du cartographie et correlations geochemiques appoyes sur une banque de donnees. Implications petrologiques et metallogeniques. Sci. Terre, 24, 1, 5-124.

LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCIA, L. (1975).

El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. Mem. I.G.M.E., 84, Madrid, 127 pp.

TORNOS, F. y CASQUET, C. (1982).

Caracterización de gneises glandulares del Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespató potásico. Bol. Geol. Min. 93, 68-78.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986).

Orogenic granitic magmatism of preordovician age in the Spanish Central System. (S.C.S.) Iberian Hercynian Belt. Terra Cognita 6, 143.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987).

Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Neues Jb. Miner. Mh. 1987, H-10, 465-479.

VILLASECA, C. (1983).

Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama, Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 331 pp.

TABLA 3

	9534	9001	9007	9002	9028	9027	9085	9086	9087
S102	72.87	75.41	76.37	56.26	57.30	71.27	74.21	69.22	65.20
AL203	14.56	12.79	12.59	17.42	16.65	14.07	14.04	14.94	16.23
FE203	0.26	0.16	0.14	1.04	1.01	0.41	0.25	0.62	0.80
FE0	1.30	0.81	0.67	5.21	5.07	2.06	1.25	3.08	4.47
MGO	0.35	0.17	0.03	4.73	4.26	0.42	0.18	1.02	2.18
CA0	0.80	0.51	0.28	7.25	5.85	1.83	0.43	1.29	1.33
NA20	3.94	3.34	3.46	3.13	2.47	3.01	3.62	3.21	3.44
K20	4.35	4.85	4.57	1.91	2.49	4.69	4.68	4.75	3.56
MND	0.05	0.03	0.05	0.11	0.11	0.05	0.02	0.05	0.05
T102	0.15	0.05	0.04	0.97	0.95	0.36	0.11	0.52	0.75
P205	0.27	-	-	0.21	0.08	-	0.22	0.18	0.18
H20	-	0.63	1.13	1.66	2.00	0.93	-	-	-
Q	30.91	35.47	37.57	6.88	11.83	29.92	33.79	26.60	23.09
OR	25.71	28.66	27.01	11.29	14.72	27.72	27.66	28.07	21.04
AB	33.34	28.26	29.28	26.49	20.90	25.47	30.63	27.16	29.11
AN	2.21	2.53	1.39	27.84	26.99	9.08	0.70	5.23	5.42
DI	-	-	-	5.50	1.23	-	-	-	-
HY	2.89	1.75	1.25	16.41	17.12	3.99	2.39	6.92	11.76
MT	0.38	0.23	0.20	1.51	1.46	0.59	0.36	0.90	1.29
IL	0.28	0.09	0.08	1.84	1.80	0.68	0.21	0.99	1.42
AP	0.63	-	-	0.49	0.19	-	0.51	0.42	0.42
C	2.56	1.12	1.44	-	-	0.71	2.76	2.60	4.78

Leucogranito de dos micas (tipo las Machotas): 9534

Leucogranito de grano fino a medio: 9001, 9007

Diciodioritas filonianas: 9002, 9028

Porfido granítico: 9027

Rocas metamórficas ortoderivadas: Ortoneis de Abantos: 9085; Neis mesocrato:

9086; Neis Milonítico del Puerto de Malagón: 9087

TABLA 1

	9019	9014	9022	9015	9016	9023	9010	9003	9029	9018	9012	9026	9017	9011	9020	9021	9013
S102	67.72	68.56	68.57	68.73	69.04	69.71	69.75	72.12	72.39	64.30	65.97	67.21	67.92	68.97	69.31	70.64	70.82
AL203	14.86	15.21	15.54	14.78	14.98	14.86	14.80	14.63	13.84	16.15	15.18	15.63	14.99	15.17	14.69	14.40	14.58
FE203	0.55	0.54	0.61	0.49	0.53	0.49	0.46	0.36	0.45	0.83	0.68	0.64	0.56	0.54	0.51	0.37	0.47
FED	2.73	2.72	3.04	2.45	2.63	2.46	2.30	1.81	2.23	4.15	3.39	3.21	2.78	2.72	2.55	1.85	2.33
MGO	0.94	1.12	1.06	0.92	1.05	1.05	0.55	0.44	0.50	1.46	1.05	1.32	0.95	1.19	0.81	0.47	0.53
CAO	2.55	2.47	2.79	2.18	2.50	1.91	1.95	1.84	2.22	3.52	2.94	3.04	2.54	2.47	2.44	1.65	1.83
NA20	3.04	3.10	3.03	3.15	3.16	3.08	3.13	3.35	3.07	3.14	3.23	2.95	3.12	3.21	2.99	3.21	3.16
K20	4.90	4.27	4.10	4.34	3.75	4.22	4.32	4.60	4.09	4.14	3.74	3.95	4.28	4.07	4.75	5.25	4.79
MNO	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
T102	0.54	0.54	0.53	0.45	0.51	0.45	0.40	0.26	0.32	0.87	0.72	0.58	0.60	0.55	0.51	0.32	0.47
P205	0.08	-	0.05	-	0.17	0.01	0.08	0.04	0.06	0.20	0.26	0.17	0.17	0.13	-	0.17	0.29
H20	0.86	0.82	0.68	0.70	0.93	1.44	1.36	0.74	0.63	0.57	0.71	0.48	0.85	1.11	0.63	0.50	0.69
Q	22.92	25.51	25.87	26.18	28.19	28.43	28.73	29.32	32.04	18.46	23.64	24.86	25.30	26.31	25.69	26.91	28.74
OR	28.96	25.23	24.23	25.65	22.16	24.94	25.53	27.18	24.17	24.47	22.10	23.34	25.29	24.05	28.07	31.03	28.31
AB	25.72	26.23	25.64	26.66	26.74	26.06	26.49	28.35	25.98	26.57	27.33	24.96	26.40	27.16	25.30	27.16	26.74
AN	12.13	12.25	13.52	10.82	11.29	9.41	9.15	8.87	10.62	16.16	12.89	13.97	11.49	11.41	12.11	7.08	7.19
HY	6.12	6.54	6.95	5.74	6.28	6.10	4.66	3.79	4.55	9.28	7.22	7.83	6.13	6.72	5.55	3.83	4.55
MT	0.80	0.78	0.88	0.71	0.77	0.71	0.67	0.52	0.65	1.20	0.99	0.93	0.81	0.78	0.74	0.54	0.68
IL	1.03	1.03	1.01	0.85	0.97	0.85	0.76	0.49	0.61	1.65	1.37	1.10	1.14	1.04	0.97	0.61	0.89
AP	0.19	-	0.12	-	0.39	0.02	0.19	0.09	0.14	0.46	0.60	0.39	0.39	0.30	-	0.39	0.67
C	0.11	1.00	1.16	0.94	1.58	1.78	1.62	0.89	0.47	0.58	2.10	1.38	1.01	1.30	0.19	0.84	1.56

Adameillitas biotíticas (tipo Valdemorillo). Variedad porfídica 9019, 9014, 9022, 9015, 9016, 9023. 9010. 9003 9029.

Adameillitas biotíticas (tipo Valdemorillo). Variedad equigranular: 9018, 9012, 9026, 9017, 9011, 9020, 9021, 9013.

TABLA 2

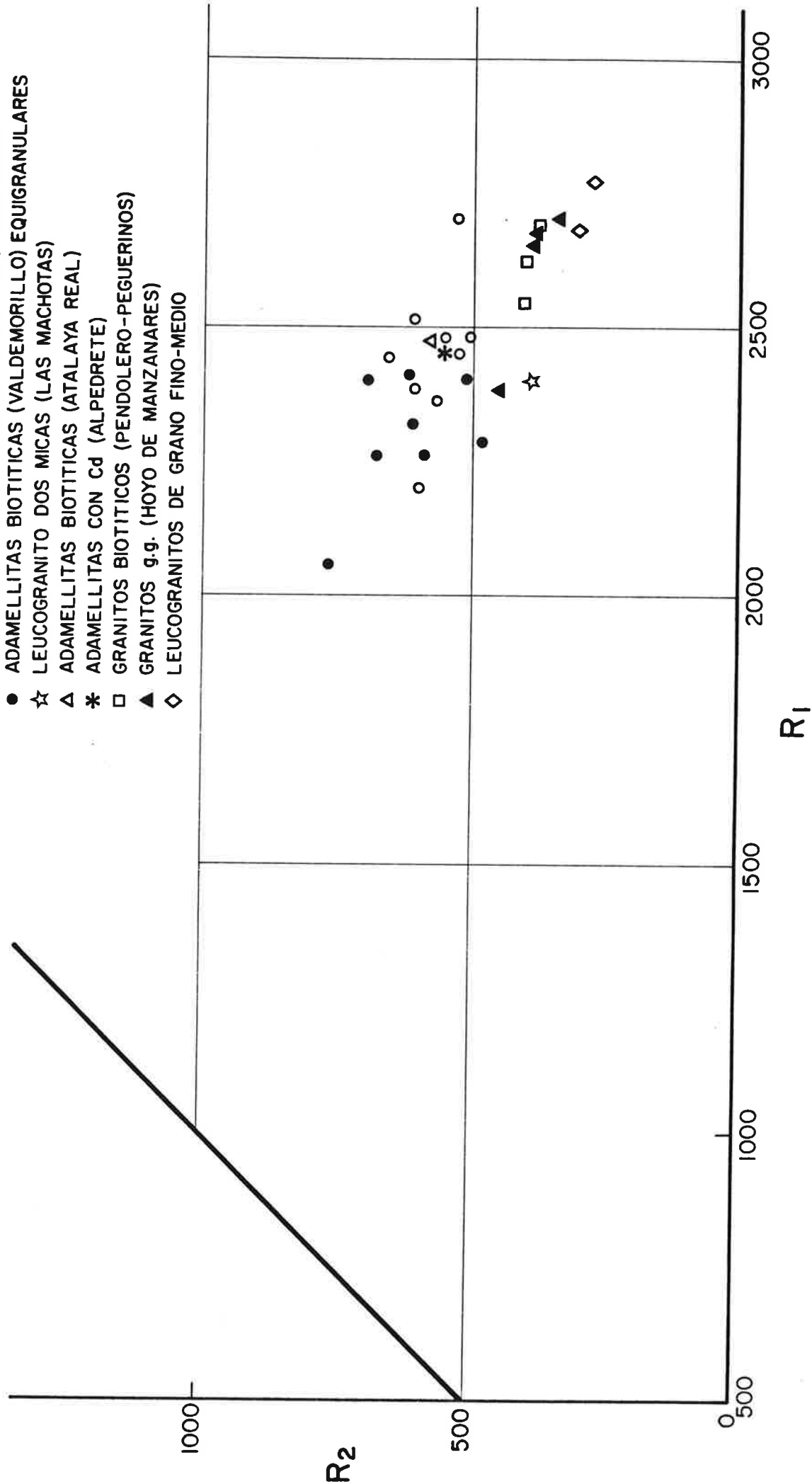
	9024	9025	9004	9009	9030	9743	9005	9008	9006
S102	69.57	70.19	74.07	74.66	72.84	74.94	73.45	74.04	74.80
AL203	14.72	15.18	13.55	13.54	13.62	14.46	13.36	13.13	13.24
PER03	0.50	0.45	0.26	0.23	0.27	0.38	0.25	0.24	0.23
FLU	2.52	2.23	1.30	1.14	1.33	1.89	1.25	1.22	1.14
HFO	0.62	0.48	0.31	0.12	0.43	0.54	0.39	0.21	-
CAD	2.47	2.10	1.10	1.05	1.04	1.35	0.91	1.11	0.72
FLA80	3.30	3.40	3.32	3.16	3.22	4.08	3.24	3.08	3.26
K20	3.91	4.06	4.68	4.81	4.79	3.83	4.36	4.90	4.63
MFO	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05
T102	0.34	0.40	0.16	0.14	0.21	0.23	0.21	0.19	0.16
P205	-	0.16	0.04	-	-	0.09	0.09	-	0.03
H20	0.71	0.60	0.71	1.10	0.61	-	1.18	0.87	1.16
Q	27.49	28.66	33.23	34.64	32.01	28.76	34.80	33.86	35.87
OR	23.11	23.99	27.66	28.43	28.31	22.63	25.77	28.96	27.36
AB	27.92	28.77	28.09	26.74	27.25	34.53	27.42	26.06	27.59
AN	12.25	9.37	5.20	5.21	5.16	6.11	3.93	5.51	3.30
HY	5.29	4.37	2.77	2.06	3.04	4.23	2.81	2.33	1.73
MT	0.72	0.65	0.38	0.33	0.39	0.55	0.36	0.35	0.33
IL	0.65	0.76	0.30	0.27	0.40	0.44	0.40	0.36	0.30
AP	-	0.37	0.09	-	-	0.21	0.21	-	0.07
C	0.57	1.76	1.12	1.23	1.25	1.36	1.87	0.74	1.63

Adameillitas biotíticas (tipo Atalaya Real): 9024
 Adameillitas con cordierita (tipo Alpedrete): 9025
 Granitos biotíticos (tipo el Pendojero-Peguerinos): 9004, 9009, 9030
 Granitos de grano grueso (tipo Hoyo de Manzanarés): 9743, 9005, 9008 y 9006.

HOJA 18-21 EL ESCORIAL

ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

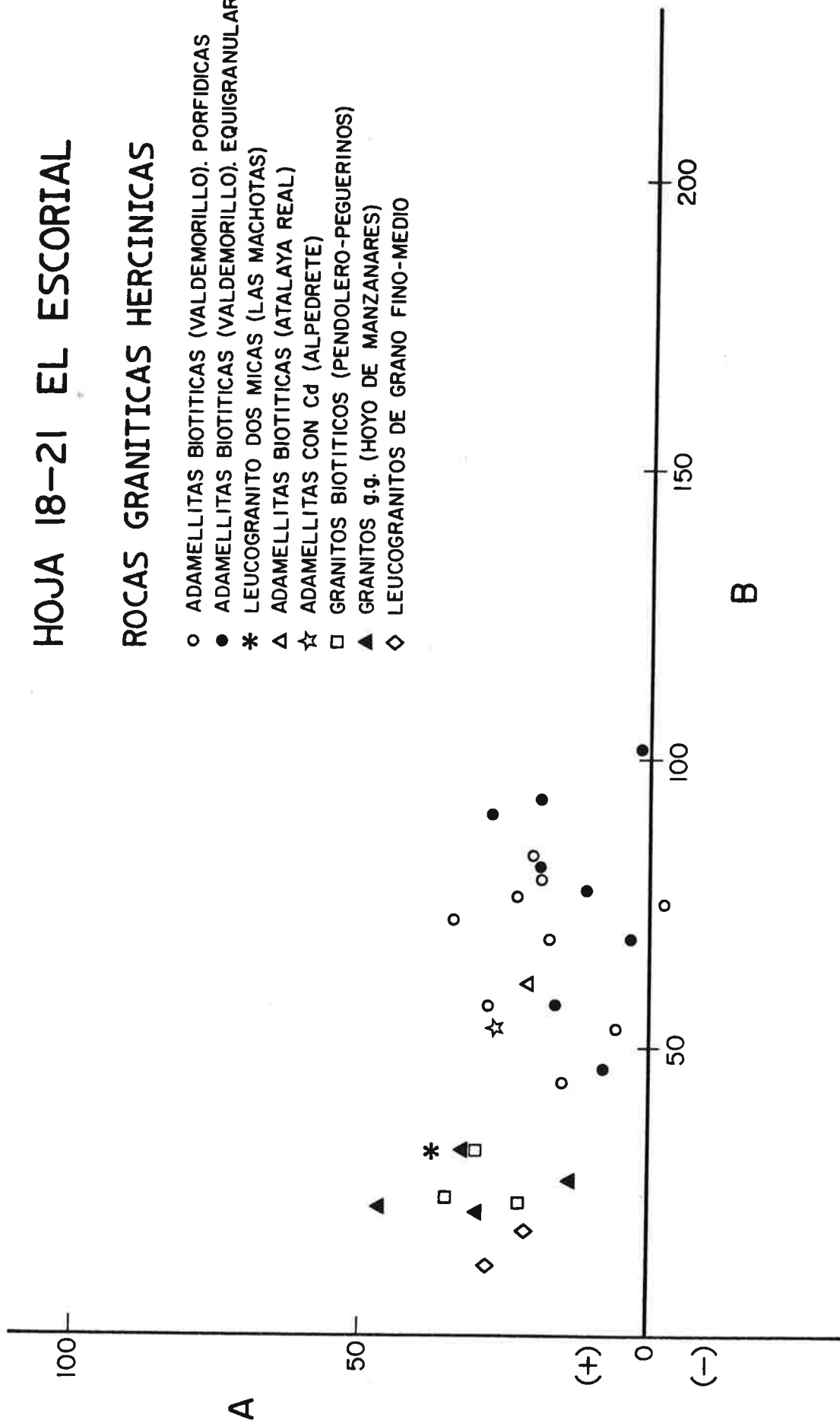
- ADAMELLITAS BIOTITICAS (VALDEMORILLO) PORFIDICAS
- ADAMELLITAS BIOTITICAS (VALDEMORILLO) EQUIGRANULARES
- ☆ LEUCOGRANITO DOS MICAS (LAS MACHOTAS)
- △ ADAMELLITAS BIOTITICAS (ATALAYA REAL)
- * ADAMELLITAS CON Cd (ALPEDRETE)
- GRANITOS BIOTITICOS (PENDOLERO-PEGUERINOS)
- ▲ GRANITOS g.g. (HOYO DE MANZANARES)
- ◇ LEUCOGRANITOS DE GRANO FINO-MEDIO



HOJA 18-21 EL ESCORIAL

ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

- ADAMELLITAS BIOTITICAS (VALDEMORILLO). PORFIDICAS
- ADAMELLITAS BIOTITICAS (VALDEMORILLO). EQUIGRANULARES
- * LEUCOGRANITO DOS MICAS (LAS MACHOTAS)
- △ ADAMELLITAS BIOTITICAS (ATALAYA REAL)
- ☆ ADAMELLITAS CON Cd (ALPEDRETE)
- GRANITOS BIOTITICOS (PENDOLERO-PEGUERINOS)
- ▲ GRANITOS g.g. (HOYO DE MANZANARES)
- ◇ LEUCOGRANITOS DE GRANO FINO-MEDIO



HOJA 18-21 EL ESCORIAL

ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

- ADAMELLITAS BIOTITICAS (VALDEMORILLO)
PORFIDICAS
- ADAMELLITAS BIOTITICAS (VALDEMORILLO)
EQUIGRANULARES
- ☆ LEUCOGRANITOS DOS MICAS (LAS MACHOTAS)
- △ ADAMELLITAS BIOTITICAS (ATALAYA REAL)
- * ADAMELLITAS CON Cd (ALPEDRETE)
- GRANITOS BIOTITICOS (PENDOLERO-PEGUERINOS)
- ▲ GRANITOS g.g. (HOYO DE MANZANARES)
- ◇ LEUCOGRANITOS DE GRANO FINO-MEDIO

