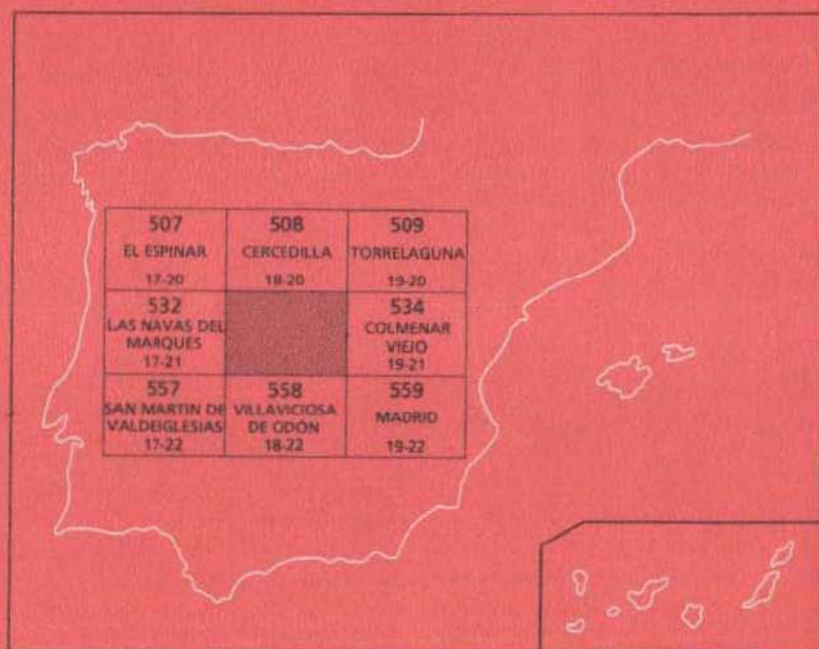




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



SAN LORENZO DE EL ESCORIAL

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

**Instituto Tecnológico
GeoMinero de España**

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SAN LORENZO DE EL ESCORIAL

Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: DELCAR S.A.

Marqués de Monteagudo, 24 MADRID

Imprime: ROMAGRAF S.A.

Impreso en España

Deposito Legal: M. 24.100-1984

La Presente Hoja y Memoria ha sido realizada por los equipos pertenecientes a la Agrupación de Empresas EGEO, S.A. GEOPRIN, S.A. y al Dpto. de Petrología de la U.C.M. de Madrid, que ha colaborado en el marco de un convenio firmado entre el I.T.G.E. y la Universidad Complutense.

Han intervenido en la realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

- Mesozoico, Terciario y Cuaternario: A. del Olmo Sanz (EGEO, S.A.).
- Rocas metamórficas e ígneas: F. Bellido Mulas (GEOPRIN, S.A.), C. Casquet (U.C.M.), J.M. Fúster (U.C.M.) y L.M. Martín Parra (EGEO, S.A.).

Memoria:

- Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica: F. Bellido Mulas (GEOPRIN, S.A.), J. Martínez-Salanova (EGEO, S.A.), L.M. Martín Parra (EGEO, S.A.), A. del Olmo Sanz (EGEO, S.A.) y M.T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.).
- Petrología: F. Bellido Mulas (GEOPRIN, S.A.), C. Casquet (U.C.M.) y M.T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.).
- Tectónica: Hercínica - L.M. Martín Parra (EGEO, S.A.). Tectónica Tardihercínica y Alpina - R. Capote (U.C.M.), J.M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- Geomorfología: T. Bardají (U.C.M.), J.D. Centeno (U.C.M.), P. Fernández (U.C.M.) y J. Pedraza (U.C.M.).
- Geología Económica: A. Merlos (GEOPRIN, S.A.).

Asesoría en Geología Estructural:

- Tectónica Hercínica: F. González Lodeiro (Univ. Granada).

Asesoría en Sedimentología: A. Alonso Millán (U.C.M.), I. Armenteros (Univ. Salamanca), C. Dabrio (U.C.M.) y M. Díaz Molina (U.C.M.).

Análisis por difracción de rayos X: J. Bastida y M. Signes.

Mapa Geomorfológico: T. Bardají (U.C.M.), J.D. Centeno (U.C.M.), P. Fernández (U.C.M.) y J. Pedraza (U.C.M.).

Paleontología: N. López Martínez (U.C.M.) y J. Esteban Aenlle (U.C.M.).

Dirección y supervisión: L.R. Rodríguez (I.G.M.E.) y C. Ruiz (I.G.M.E.).

ÍNDICE

	Páginas
1 INTRODUCCIÓN	8
1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA	8
1.2 ANTECEDENTES	8
1.3 ENCUADRE GEOLÓGICO	9
1.4 METODOLOGÍA SEGUIDA EN LA CONFECCIÓN DE LA HOJA	11
2 ESTRATIGRAFÍA	14
2.1 ESTRATIGRAFÍA DE LOS AFLORAMIENTOS METAMÓRFICOS DE EL ESCORIAL	14
2.1.1 Ortoneises	14
2.1.2 Metasedimentos	14
2.2 DEPÓSITOS CRETÁICOS	16
2.2.1 Dolomías y arenas con cemento dolomítico. (20)	16
2.2.2 Arcillas verdes y rojas. (21)	16
2.3 PALEÓGENO	16
2.3.1 Conglomerados de cantos polimícticos	16
2.4 SEDIMENTOS NEÓGENOS	17
2.4.1 Bloques y cantos de granitos y neises. (26)	17
2.4.2 Cantos y arenas de granitos y neises. (25)	18
2.4.3 Arenas arcósicas. (24)	18
2.4.4 Limos y arenas arcósicas. (23)	19
2.5 CUATERNARIO	20
2.5.1 Cantos, gravas y arenas. (Terrazas). (27 y 30)	20
2.5.2 Gravas y arenas (Glacis). (28)	20
2.5.3 Bloques, cantos y arenas (Conos de deyección). (29)	20

2.5.4 Arenas y limos (Charcas). (31)	20
2.5.5 Escombreras (Depósitos antrópicos). (32)	20
2.5.6 Cantos, gravas y arenas (Aluviales y Fondos de Valle). (33)	20
3 PETROLOGÍA	22
3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	22
3.1.1 Rocas metamórficas	22
3.1.1.1 <i>Metasedimentos del dominio de El Escorial</i>	22
3.1.1.2 <i>Metasedimentos del Afloramiento del Molino de la Hoz</i>	24
3.1.1.3 Rocas ígneas pre-hercínicas	25
3.1.2 Rocas ígneas hercínicas	29
3.1.2.1 <i>Rocas plutónicas</i>	29
3.1.2.2 <i>Rocas filonianas</i>	44
3.2 CONDICIONES DEL METAMORFISMO	48
3.3.GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS	49
3.3.1 Geoquímica	49
3.3.1.1 <i>Rocas ígneas prehercínicas</i>	50
3.3.1.2 <i>Granitoides hercínicos</i>	50
3.3.2 Petrogénesis de rocas ígneas hercínicas	52
3.4 GEOCRONOLOGÍA	53
4 TECTÓNICA	63
4.1 OROGENIA HERCINIANA	63
4.1.1 Primera fase de deformación. (D ₁)	63
4.1.2 Segunda fase de deformación (D ₂)	64
4.1.3 Tercera fase de deformación (D ₃)	65
4.1.4 Cuarta fase de deformación (D ₄)	66
4.1.5 Quinta fase de deformación (D ₅)	66

4.2 TECTÓNICA TARDIHERCÍNICA	66
5 GEOMORFOLOGÍA	71
5.1 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES	71
5.1.1 Las superficies de erosión	71
5.1.2 El modelado de detalle, la evolución cuaternaria	73
5.2 SISTEMA CARTOGRÁFICO	73
5.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES	74
5.3.1 Superficie tipo penillanura en cumbres	74
5.3.2 Superficie tipo penillanura de Paramera	75
5.3.3 Laderas	75
5.3.4 Superficies de la rampa: Pediment Superior (M_2) Pediment inferior (M_1) y superficie grabada (M_3)	75
5.3.5 Vertientes de encajamiento fluvial	76
5.3.6 Superficie de campiña	76
5.3.7 Vertientes glaciais	76
5.3.8 Sistemas de aterrazamiento fluvial	77
5.4 DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS MORFOLÓGICOS	77
5.4.1 Elementos asociados a las superficies de erosión	77
5.4.2 Elementos periglaciares	78
5.4.3 Elementos coluviales	78
5.4.4 Elementos fluviales y de procesos asociados	79
6 HISTORIA GEOLÓGICA	81
7 GEOLOGÍA ECONÓMICA	88
7.1 MINERÍA Y CANTERAS	88
7.2 HIDROLOGÍA	89
8 BIBLIOGRAFÍA	91

1 INTRODUCCIÓN.

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de San Lorenzo de El Escorial se encuentra situada en la zona centro-oriental de la provincia de Madrid, perteneciendo un pequeño sector del extremo noroeste a la provincia de Ávila, y toma su nombre de la población de San Lorenzo de El Escorial que se localiza en proximidad al borde occidental de la Hoja.

Esta Hoja presenta una topografía muy contrastada con las elevaciones más importantes situadas en la zona septentrional, en relación con la Sierra de Guadarrama y la Sierra del Hoyo de Manzanares. Las cotas más elevadas corresponden al Cerro de Abantos (1751 m.), Cerro de San Juan (1733 m.) y el Cerro de Carrasqueta (1640 m.) pertenecientes a la Sierra de Guadarrama y los cerros Estepar (1402 m.) y Canto Hastial (1374 m.). Otras elevaciones de importancia corresponden a los cerros de las Machotas con cotas de 1466 y 1404 m.

Otra unidad con una entidad morfológica muy característica corresponde al área de la cuenca de los ríos Guadarrama y Aulencia que presenta una topografía bastante aplanada con pendientes poco pronunciadas y pequeñas elevaciones. Esta zona está situada entre las Sierras de Guadarrama y la rampa topográfica que se extiende desde el este de Valdemorillo hasta el nordeste de Torrelodones en los del Pendolero. Esta superficie presenta unas cotas que fluctúan entre 850 y 950 m.

La rampa topográfica mencionada previamente, determina un marcado escalón que aproximadamente se corresponde con el límite entre los afloramientos ígneos y metamórficos y los depósitos terciarios de la Cuenca del Tajo, que afloran en el sureste de la Hoja, y determina un brusco descenso de nivel hasta cotas del orden de 700 m. Esta rampa presenta una superficie bastante irregular y está marcada por importantes abarrancamientos correspondientes a los cauces del río Guadarrama y algunos de sus afluentes.

Bajo el punto de vista hidrográfico, la superficie de la Hoja corresponde a la cuenca del Tajo, siendo los ríos más importantes el Guadarrama y el Aulencia.

Los núcleos de población más importantes corresponden a las localidades de San Lorenzo de El Escorial, El Escorial, Villalba, Torrelodones, Valdemorillo, Collado-Villalba, Hoyo de Manzanares, Alpedrete, Zarzalejo, Galapagar y Colmenarejo.

Los rasgos geográficos fundamentales de esta Hoja se encuentran esquematizados en la figura 1.

1.2 ANTECEDENTES

Existe una notable cantidad de trabajos referentes a las distintas problemáticas geológicas que se plantean en esta Hoja, y que se extiende desde las etapas más tempranas del desarrollo de los estudios geológicos en España.

Uno de los trabajos de mayor transcendencia para el conocimiento de este sector del Sistema Central está representado por el mapa y la memoria geológica de San Lorenzo de El Escorial a escala 1:50.000 realizados por FUSTER y DE PEDRO (1956). En este trabajo se presenta una cartografía de las unidades geológicas fundamentales, así como un estudio

de los distintos materiales y procesos implicados en la configuración geológica de este sector. Asimismo, se realiza una revisión muy completa de los estudios previos a la que se remite al lector interesado en el conocimiento de los trabajos anteriores. Con posterioridad a este trabajo pueden citarse entre los de mayor interés los de PEINADO (1970, 1973) que realiza un profundo estudio de la problemática metamórfica del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado y el de PEINADO y ÁLVARO (1981) en el que se contemplan diversos aspectos de la petrogénesis y evolución metamórfica y tectónica del sector septentrional del referido afloramiento. Estos mismos autores incluyen en la guía de la excursión de la 6ª Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular realizada por ÁLVARO et. al. (1981) un esquema cartográfico que establece las líneas generales de la cartografía de este sector en la presente Hoja geológica.

Una visión generalizada de las características de la orogenia hercínica en el Sistema Central Español puede obtenerse a través de los trabajos de síntesis de BARD et. al. (1970) y BELLIDO et. al. (1981), reflejándose en ellos la mayor parte de la problemática geológica que se plantea en esta Hoja.

También con referencia a la problemática planteada en esta Hoja, aunque afectando a otros sectores o a un sector más amplio son de destacar los trabajos de BISCHOFF et. al. (1973), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), CAPOTE et. al. (1977), FERNÁNDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCOS (1985) bajo el punto de vista estratigráfico; los de CAPOTE (1971, 1973), FERNÁNDEZ CASALS (1974), CAPOTE et. al. (1977), UBANELL (1981), GONZÁLEZ LODEIRO (1981), CAPOTE et. al. (1982), CAPOTE (1983, 1985) y GONZÁLEZ CASADO (1986) bajo el punto de vista tectónico; los de APARICIO et. al. (1975), BARRERA et. al. (1981), APARICIO et. al. (1983), BRANDEBOURGER (1984) y VILLASECA (1985) bajo el punto de vista de las rocas graníticas y los de WAARD (1950), HEIM (1952), GARCÍA CACHO (1973) FUSTER et. al. (1974), LÓPEZ RUÍZ et. al. (1975), VILLASECA (1983) y CASQUET y NAVIDAD (1985) con respecto a los procesos metamórficos regionales.

En cuanto a los ortoneises glandulares, existe un gran número de trabajos en los que se tratan diversos aspectos de su problemática, encontrándose entre los que se centran esencialmente en este tema los de FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1971), FERNÁNDEZ CASALS (1974), NAVIDAD (1978, 1979), PEINADO y ÁLVARO (1981) y PEINADO (1985).

La información geocronológica existente sobre los materiales ígneos hercínicos y prehercínicos del Sistema Central es bastante escasa y se restringe fundamentalmente a las dataciones realizadas por MENDES et. al. (1971), BISCHOFF et. al. (1978), VIALETTE et. al. (1981), VIALETTE et. al. (1986), BISCHOFF et. al. (1986) e IBARROLA et. al. (1987) .

Los procesos de fracturación que afectan a los materiales del Sistema Central han sido estudiados en profundidad por UBANELL (1981, 1982) y por de VICENTE (1988), habiendo sido estudiado también por estos autores las relaciones entre el emplazamiento de las rocas filonianas y estos procesos.

1.3 ENCUADRE GEOLÓGICO

La mayor parte de los materiales que afloran en esta Hoja corresponden a granitoides hercínicos, encontrándose también un conjunto de ortoneises y metasedimentos de edades precámbricas-preordóvicas que constituyen un importante afloramiento en la zona

noroccidental y una serie de afloramientos menores que se extienden en el límite entre el conjunto ígneo y metamórfico y los sedimentos terciarios.

El afloramiento de materiales sedimentarios posthercénicos más importante se encuentra en la zona suroriental de la Hoja y corresponde fundamentalmente a una serie de depósitos detríticos. Los restantes afloramientos sedimentarios son de mucha menor importancia en cuanto a extensión y volumen de materiales y están representados principalmente por depósitos cuaternarios.

Esta Hoja se encuentra situada en la zona Galaico-Castellana dentro de la división establecida por LOTZE (1945) o en la zona Centro Ibérica según la redefinición de las zonas efectuadas por JULIVERT et. al. (1972). Esta zona es bastante heterogénea, abarcando áreas como la estudiada con metamorfismo de alto grado y abundantes intrusiones graníticas u otras áreas no metamórficas o con metamorfismo regional débil. Una de las características principales de esta zona está determinada por la discordancia de la Cuarcita Armoricana sobre los materiales infrayacentes. Desde el punto de vista estratigráfico y, con referencia a los materiales preaprenigienses, en esta zona se encuentra un Precámbrico constituido por neises tipo "Olla de Sapo" y similares y por series muy potentes de esquistos y metagrauvas que pueden extenderse cronológicamente hasta el Cámbrico Inferior.

Dentro del ámbito del Sistema Central, esta Hoja se sitúa en la zona occidental del Dominio Central, según la subdivisión considerada por BELLIDO et. al. (1981), y junto al límite occidental, dentro del Complejo de Guadarrama según el modelo de complejo estructural propuesto por CAPOTE et. al. (1982). Este complejo está limitado al este por la Falla de Berzosa y al oeste por el corrimiento de Santa María de La Alameda y se caracteriza por contener únicamente metasedimentos preordovícicos pelítico-grauváquicos suprayacentes a un conjunto ortoneísico integrado por materiales de discutido significado petrogenético.

En esta Hoja los materiales metamórficos están representados principalmente por ortoneises de diversas características composicionales y texturales y por una escasa proporción de metasedimentos.

Los metasedimentos del afloramiento metamórfico de El Escorial que afloran en esta Hoja son incluidos por BELLIDO et. al. (1981) en la Serie Fémica Heterogénea, en base a los trabajos de NAVIDAD y PEINADO (1977), que asocian estas rocas a un conjunto de neises heterogéneos volcanosedimentarios. El conjunto metasedimentario de esta serie está compuesto por un conjunto de neises fémicos plagioclásicos y paraneises con metasamitas, mármoles y rocas calcosilicatadas.

Los materiales ortoneísicos están representados por un conjunto de neises glandulares y leuconeises de origen metagranítico y de análogo significado al resto de los neises de similares características y que tienen una amplia distribución en el Sistema Central.

Con respecto al metamorfismo regional, PEINADO (1973) y FUSTER et. al. (1974) establecen que es de carácter plurifacial y polifásico, comprendiendo una primera etapa de gradiente geotérmico más bajo, de tipo Barrowiense y una segunda, que es muy importante en los dominios de esta Hoja, que se caracteriza por un gradiente más elevado que se asocia en las zonas de grado más alto a importantes procesos de migmatización. Este mismo modelo de evolución metamórfica es el considerado por PEINADO y ÁLVARO (1981) para el afloramiento metamórfico de El Escorial, en el que para las rocas alumínicas en la primera fase se alcanzarían condiciones de formación de paraquénesis con almandino,

distena y sillimanita. Para la segunda fase se produce un cambio de gradiente que determina la desestabilización parcial de las paragénesis previas con formación de cordierita, sillimanita y localmente andalucita.

Una gran extensión superficial de esta Hoja corresponde a afloramientos de rocas graníticas hercínicas que intruyen sobre los materiales metamórficos. Desde el punto de vista composicional, la mayor parte de estas rocas corresponden a adamellitas y granitos predominantemente biotíticos que pueden encontrarse en facies equigranulares o porfídicas. En proporciones más restringidas, se encuentran cuerpos de leucogranitos aplíticos y granitos de dos micas de grano medio que constituyen una serie de afloramientos de menores dimensiones. Esta serie de granitoides intruyen con carácter tardi-postcinemático con respecto a las deformaciones de la cuarta fase hercínica, localizándose las zonas de estructuración más intensa en una banda junto al contacto con las rocas metamórficas del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado.

Las manifestaciones filonianas principales en esta Hoja corresponden a un conjunto de diques de pórfidos graníticos que cortan a todos los materiales ígneos y metamórficos aflorantes en la Hoja y que no se encuentran afectados por las deformaciones hercínicas y una serie cuantitativamente menos importante de diques de leucogranitos aplíticos y de cuarzo. Algunos de estos diques leucograníticos pueden presentar una cierta deformación que puede estar asociada a rejuegos de las fracturas a favor de las que se han emplazado o en algún caso a efectos de la cuarta fase.

Las estructuras principales de los materiales metamórficos están determinadas por la segunda fase hercínica que genera un plegamiento sinquistoso vergente hacia el Este y cabalgamientos y bandas de cizalla dúctil, siendo esta fase la determinante de la esquistosidad principal visible a nivel de afloramiento. La tercera fase origina pliegues retrovergentes que suelen ser bastante apretados y sólo localmente generan una esquistosidad de crenulación, mientras que la cuarta fase, que presenta directrices bastante norteadas sólo determina en general la formación de pliegues laxos, de plano axial subvertical, o la formación de bandas de cizalla dúctil-frágil asociadas a desgarres. Algunas de las unidades graníticas aflorantes en la Hoja se encuentran afectadas por las deformaciones de la cuarta fase, siendo muy probablemente las estructuraciones observadas debidas a procesos de intrusión sincinemáticos.

Este esquema tectónico coincide con el adoptado por BELLIDO et al. (1981) y se basa fundamentalmente en los trabajos de FERNÁNDEZ CASALS (1976), CAPOTE et al. (1977) y GONZÁLEZ LODEIRO (1981).

Todo el conjunto ígneo y metamórfico se encuentra afectado por procesos de fracturación frágil asociado a etapas tardihercínicas, con las que se asocia en parte la intrusión filoniana, aunque parte de la fracturación se relaciona con los movimientos alpinos, que pueden reactivar algunas de las fracturas tardihercínicas y afectar a los depósitos sedimentarios posthercínicos.

1.4 METODOLOGÍA SEGUIDA EN LA CONFECCIÓN DE LA HOJA

La realización de esta Hoja se ha efectuado por un equipo de geólogos del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid y otro de la agrupación de

empresas GEOPRIN, S.A. y EGEO, S.A. Cada uno de estos equipos se ha encargado de la cartografía de los materiales ígneos y metamórficos en las áreas asignadas en el proyecto . Por su parte, el Departamento de Petrología y Geoquímica ha realizado la síntesis de la información petrológica y ha elaborado los apartados de petrología, geoquímica y geocronología de la memoria y el equipo de la agrupación de empresas ha realizado la interpretación tectónica y los cortes geológicos, así como la cartografía y estudio de los materiales sedimentarios mesozoicos, terciarios y cuaternarios. Igualmente, este equipo ha realizado el resto de apartados y estudios geológicos que integran esta memoria.

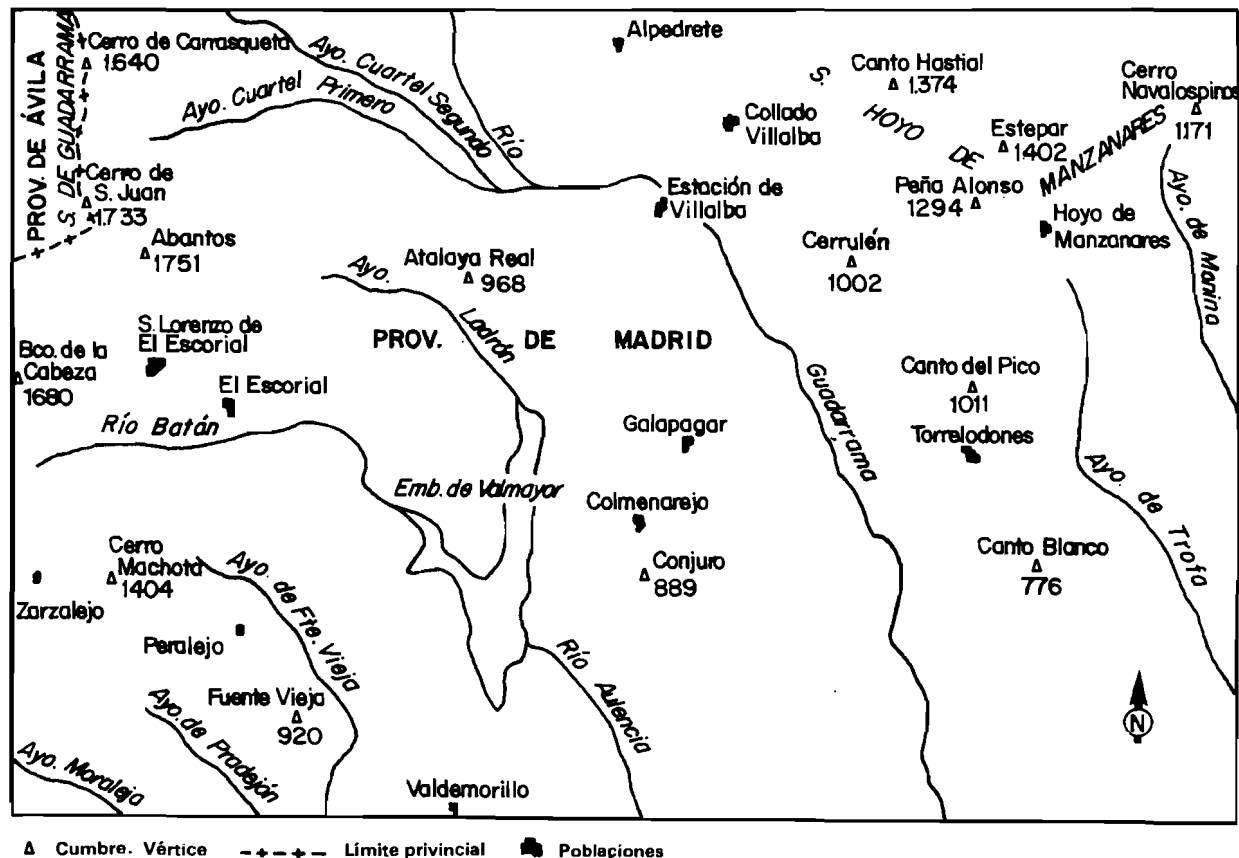


Fig. 1 Esquema geográfico de la Hoja

2 ESTRATIGRAFÍA

2.1 ESTRATIGRAFÍA DE LOS AFLORAMIENTOS METAMÓRFICOS DE EL ESCORIAL

Los materiales más ampliamente representados en estos afloramientos corresponden a un conjunto de rocas ortoderivadas constituídas por ortoneises glandulares mesócratos, ortoneises glandulares graníticos y leuconeises. También en estos afloramientos se encuentran con carácter restringido algunos materiales metasedimentarios representados por esquistos, paraneises y rocas carbonatadas y de silicatos cálcicos que están fuertemente afectados por las deformaciones y los procesos metamórficos hercínicos.

2.1.1 Ortoneises

Estos materiales se encuentran representados en todos los afloramientos metamórficos de esta Hoja, pudiéndose encontrar entre ellos ortoneises glandulares graníticos, que son los más abundantes, ortoneises glandulares mesócratos y leuconeises. Todos estos materiales, al igual que muchos de los neises glandulares aflorantes en el Macizo Hespérico han sido sometidos a diversas interpretaciones aunque las opiniones generalmente coinciden en el carácter ortoderivado de estas rocas, habiendo sido propuesto el carácter ígneo para las formaciones glandulares del Sistema Central Español por FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1971, 1976) y FERNÁNDEZ CASALS (1974), y que con ligeras matizaciones en cuanto a las características de estas rocas es también asumido por PEINADO y ALVARO (1981) y BELLIDO et al. (1981).

Estos ortoneises representarían muy posiblemente una serie de intrusiones graníticas pre-hercínicas, cuya cronología se encuentra sometida a debate ya que las dataciones existentes sobre algunos de estos materiales (VIALETTE et al., 1986, 1987) determinan una edad de 475 ± 13 m.a., que resulta de interpretación problemática, ya que estos neises están bajo un conjunto de metasedimentos infra arenigienes. No obstante, existen dataciones sobre ortoneises del Sistema Central Español realizadas por el método U-Pb en los circones que suministran edades más antiguas, del orden de 600 m.a., que permitirían relacionar a estos materiales con episodios magmáticos colisionales asociados al orógeno Cadomiense.

2.1.2 Metasedimentos

Los materiales metasedimentarios se encuentran restringidos a los afloramientos metamórficos del dominio de El Escorial y de El Molino de la Hoz y están representados por un conjunto de esquistos, paraneises y rocas calcosilicatadas y carbonatadas fuertemente deformadas y recrystalizadas por el metamorfismo regional.

Las rocas paraneisicas tienen coloración oscura y una estructura foliada de grano fino; su constitución mineralógica fundamentalmente consta de cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita, sillimanita y ocasionalmente andalucita.

También se encuentran tipos metasedimentarios esquistosos más ricos en biotita de colores negruzcos y con textura lepidoblástica más acentuada que en las rocas paraneisicas.

La composición mineralógica de estas rocas es cualitativamente muy similar a los de los paraneises aunque en ellas es raro el feldespato potásico y son inferiores las proporciones de plagioclasa.

Con carácter subordinado, se encuentran rocas de origen samítico de colores grisáceos a blanquecinos más ricas en cuarzo y plagioclasa y con contenido en micas inferior que presentan texturas granoblásticas de grano fino. Con relativa frecuencia se observan laminaciones composicionales que pueden ser el reflejo en algunos casos de estructuras sedimentarias originales.

Las rocas metacarbonatadas están representadas por mármoles dolomíticos que tienen texturas granoblásticas bandeadas y coloraciones blanquecinas o cremas, estando el bandeo definido por capas de diferente coloración debidas a la presencia de minerales silicatados. Estos mármoles están compuestos fundamentalmente por calcita y dolomita pudiendo aparecer, según los casos, entre la mineralogía proporciones variables de olivino, espinela, clinozoisita, flogopita y opacos y productos de la transformación de estos minerales. También pueden encontrarse entre estas rocas variedades magnésíticas procedentes de transformaciones hidrotermales.

Entre los materiales paraderivados de ascendencia carbonatada, también pueden encontrarse rocas de silicatos cálcicos compuestas por clinopiroxeno, granate, hornblenda, clinozoisita, cuarzo, plagioclasa y ocasionalmente biotita que presentan texturas granoblásticas de grano medio a fino con bandeados composicionales marcados por diferencias mineralógicas.

Las características originales de estos materiales metasedimentarios son difíciles de establecer dada la fuerte deformación y recrystalización y el desmembramiento y el carácter discontinuo de los afloramientos pudiendo únicamente en función de los tipos litológicos encontrados establecerse que se trata de series grauváquico-pelíticas con intercalaciones subordinadas y no muy potentes de rocas calcáreas y margosas.

Este conjunto de metasedimentos es completamente asimilable al que se encuentra en el sector del afloramiento metamórfico de El Escorial situado en la vecina Hoja de Las Navas del Marqués, y según CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), tendría una edad precámbrica por similitud con otras series del Macizo Hespérico que se sitúan por debajo del Olla de Sapo.

Según NAVIDAD y PEINADO (1977), estas rocas formarían junto con una serie de neises férmicos micro y macroglandulares un conjunto volcanosedimentario integrado por rocas volcánicas intermedias y ácidas y sedimentos pelítico-grauváquicos con intercalaciones calcáreas, que correspondería a un ambiente de márgenes continentales activos. La presencia de niveles carbonatados asociados a este conjunto induce a estos autores a pensar en la posibilidad de relacionarlo con una edad cámbrica inferior, sin descartarse una posible cronología precámbrica superior. Con posterioridad a estos trabajos referidos BELLIDO et al. (1981) y PEINADO y ALVARO (1981) mantienen también una cronología similar, estableciéndose a su vez en este trabajo una cronología imprecisa precámbrica-prearenigiense.

2.2 DEPÓSITOS CRETÁICOS

El registro del Cretácico en el ámbito de esta Hoja se reduce a dos afloramientos de carácter prácticamente puntual.

El primero se sitúa en el Barrio La Estación de Villalba, en la confluencia del río Guadarrama con el arroyo de Las Zanjás, que actualmente se encuentra completamente cubierto por edificaciones y por las obras de encauzamiento de dichos cursos de agua.

El segundo se observa en la carretera comarcal 505, en la subida hacia los Altos de Galapagar, en el contacto por falla de los materiales paleozoicos con los terciarios.

2.2.1 Dolomías y areniscas con cemento dolomítico (20)

Los depósitos carbonatados representados por dolomías y areniscas con cemento dolomítico, corresponden a un pequeño afloramiento situado en el pueblo de Villalba, el cual actualmente es inobservable debido a que se encuentra recubierto por edificaciones, pero del cual tenemos conocimiento a través de los autores de la antigua edición de la Hoja geológica de El Escorial.

Dadas las características litológicas que se describen en este afloramiento, este puede corresponder a formaciones de edad cretácica superior, el cual se encuentra representado en las Hojas vecinas de Cercedilla (508) y Torrelaguna (509).

2.2.2 Arcillas verdes y rojas (21)

En la carretera nacional 505 a la altura de los Altos de Galapagar, se encuentra un pequeño afloramiento de unos 5 m. de espesor formado por arenas arcósicas y arcillas de color rojo y verde que se encuentran afectadas por una falla inversa que hace cabalgar sobre ellas a materiales de edad paleozoica.

Estos sedimentos por su litología son similares a otros situados en la vecina Hoja de Torrelaguna (509), cuya edad creemos corresponde al Maastrichtiense.

2.3 PALEÓGENO

2.3.1 Conglomerados de cantos polimícticos (22)

En el mismo punto geográfico descrito en el párrafo anterior, se encuentra erosionando a las arenas y arcillas otro pequeño afloramiento de unos 6 m. de potencia formado por cantos y bloques polimícticos, siendo la procedencia de estos cantos del basamento hercínico y de la cobertera cretácica. Estos depósitos que tienen un color salmón típico, están igualmente afectados por la falla inversa que interesa a las arenas y arcillas cretácicas.

Sedimentos detríticos polimícticos, con iguales características litológicas que los que estudiamos se encuentran en Hojas vecinas tanto en la cuenca del Duero como en la del Tago. La edad de estos depósitos polimícticos, en la vecina Hoja es paleógena, por lo tanto les adjudicamos esa edad a los sedimentos de este apartado.

Estos materiales se originaron mediante la acción de abanicos aluviales en un clima árido.

2.4 SEDIMENTOS NEÓGENOS

Apoyándose en los sedimentos de las formaciones anteriores mediante una discordancia angular y erosiva, se encuentran materiales de granulometría muy variada, cuyos límites estarían indicados por dos discordancias situadas en la base y en el techo. Esto implicaría la existencia de un ciclo sedimentario, que integraría a varias facies sedimentarias de las cuales trataremos a continuación. Las distintas facies han sido consideradas por anteriores autores como independientes las unas de las otras, no integrándolas en una misma secuencia deposicional, adjudicándoles edades que variaban desde el Oligoceno al Cuaternario.

Las paleodirecciones observadas en los sedimentos así como la distribución de las facies nos indican que las mismas están relacionadas con las lineaciones morfotectónicas de la Sierra de Guadarrama, a diferencia de los sedimentos terciarios paleógenos infrayacentes que no tienen esta relación. Esto quiere decir que el levantamiento de la Sierra de Guadarrama se produce al mismo tiempo que la sedimentación de las facies, siendo la causa de su génesis.

La composición litológica de las facies se ve muy afectada por el área madre de donde proceden. Así en la presente Hoja al proceder de los macizos metamórficos de la Sierra de Guadarrama, éstas tienen un carácter arcósico.

Pese a no haber encontrado fauna en los sedimentos, su edad nos es perfectamente conocida ya que en Hojas próximas a ésta se encuentran los mismos sedimentos o sus cambios laterales de facies teniendo una ~~una~~ edad que varía desde Ageniense a Vallesiense inferior. Así son correlacionables con los depósitos que contienen los yacimientos de vertebrados de Madrid (Aragoniense a Vallesiense inferior) y con el yacimiento de vertebrados, situado en la Hoja de Colmenar Viejo, estudiado por J. MORALES (com. pers.), dentro de la subunidad de "Arenas", al que adjudica una edad Mioceno Inferior.

Otro criterio que confirma esta datación es el paralelismo encontrado por los autores en la Hoja de El Espinar (507) entre la secuencia de alteraciones observadas en el área de Aldeavieja, formada por Series Rojas, con la establecida en el borde occidental del Duero por MARTÍN SERRANO, (1986).

La secuencia deposicional, que engloba a las facies que describiremos a continuación, se manifiesta con iguales caracteres tanto en la Cuenca del Duero como la del Tajo y tiene una evolución sedimentaria negativa, es decir hacia techo aumenta la energía haciendo que las subunidades de granulometría más gruesa prograden sobre las de granulometría más fina.

El tránsito de esta unidad a la infrayacente de edad Eoceno-Oligoceno es mediante una discordancia erosiva y angular. Esta discordancia se observa bien cuando existe una diferencia litológica y granulométrica entre las formaciones; por tanto cuando la litología y granulometría son similares como ocurre cuando los sedimentos paleógenos tiene carácter arcósico resulta difícil diferenciarlas.

2.4.1 Bloques y cantos de granitos y neises (26)

Esta unidad ha sido señalada por algunos autores, pero donde por primera vez se le da

la importancia que tiene, en el contexto del relleno de la Cuenca del Tajo y del levantamiento del Sistema Central, es en el trabajo de HERNÁNDEZ-PACHECO (1962), que la denomina "facies de grandes bloques". Un punto óptimo (y clásico) de observación es en una trinchera del ferrocarril en las proximidades de Torrelodones.

Esta facies litológica se caracteriza por la gruesa granulometría de los materiales que la componen. Así está formada por bloques, algunos de los cuales superan los 3 m. de diámetro y por cantos.

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 1 a 3 m. de espesor, donde los bloques y cantos se encuentran en contacto entre sí, formando una burda imbricación; los huecos que dejan los bloques y cantos están rellenos por gravas muy gruesas y cantos pequeños. Los cuerpos se superponen unos a otros presentando una base irregular y erosiva, e intercalados entre ellos hay algún estrato formado por cantos pequeños que muestran estratificación cruzada.

Pensamos que el medio sedimentario donde se depositan estos materiales serían canales fluviales entrelazados, con una energía tractiva enorme, localizados en las zonas proximales de abanicos aluviales. En este canal los cuerpos de cantos con estratificación cruzada corresponden a barras y los bloques imbricados son los depósitos residuales o de lag.

Esta subunidad ha sido reconocida a lo largo de todo el Sistema Central, tanto en la Cuenca del Duero como en la del Tajo. El espesor de la misma es variable pero puede alcanzar en esta Hoja los 30 m.

2.4.2 Cantos y arenas de granitos y neises (25)

Lateralmente, los materiales descritos en el párrafo anterior, pasan a sedimentos de granulometría más fina, como son cantos medios o pequeños y arena gruesa.

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 0,5 a 1 m. de potencia e interiormente ofrecen estratificación cruzada de surco. Los cuerpos canalizados tienen base erosiva y están tapizados por cantos de tamaño medio o pequeño, y los formados por arenas tienen signos de haber sido edafizados en el techo.

Corresponden a una sedimentación realizada mediante canales fluviales de curso entrelazado, los cuales arrastraban barras de cantos y de arena gruesa perteneciendo a las partes medias y proximales de abanicos aluviales. El espesor de la subunidad puede superar los 60 m.

2.4.3 Arenas arcósicas (24)

Los materiales descritos en el párrafo precedente, lateralmente pasan a facies menos gruesas, representadas por sedimentos arenosos. Estos se organizan en cuerpos cuya forma es casi tabular, con base suavemente canalizada. Están formados en gran parte por arenas cuya granulometría varía de gruesa a fina.

Los cuerpos presentan estratificación cruzada tendida, superficies de reactivación, tapices de cantos pequeños en la base y edafizaciones a techo que pueden alcanzar a la totalidad del cuerpo, perdiéndose las estructuras sedimentarias y adquiriendo el estrato un aspecto desorganizado.

Intercalados entre los cuerpos de arena se encuentran limos arenosos que muestran procesos de hidromorfismo y edafización.

La sedimentación de esta subunidad se realiza mediante corrientes de agua que tenían cauces amplios y poco profundos, circulando a través de una llanura cubierta por estos canales. Los cursos de agua arrastraban fangos arenosos, cuyo desplazamiento no es continuo, sufriendo interrupciones ligadas posiblemente a descensos del caudal de agua y marcados por superficies de reactivación. Los canales cuando dejaban de funcionar eran edafizados. La edafización se aprecia en la pérdida de organización interna de los cuerpos arenosos y las películas de óxidos y de arcillas que bordean los granos de cuarzo. El espesor de la subunidad puede superar los 80 m.

2.4.4 Limos y arenas arcósicos (23)

Lateralmente los depósitos precedentes pasan a limos arenosos y arenas finas. Los sedimentos se organizan en cuerpos tabulares poco potentes de 0,1 a 0,5 m. de espesor; pero de gran extensión lateral. Son esencialmente limos, conteniendo intercalados algunos estratos de arena fina.

Los cuerpos interiormente presentan estratificación cruzada muy tendida, superficies de reactivación y presentan edafizaciones a techo, que pueden alcanzar a todo el cuerpo, perdiéndose en este caso su organización interna.

Los estratos con sedimentos más finos también muestran edafización además de hidromorfismo, mal drenados.

En esta facies se encuentran indicándonos que han sido cuerpos, algunos de los estratos que están cementados por carbonatos.

La sedimentación de esta facies corresponde probablemente a la acción de cursos de agua poco energéticos que circulaban por llanuras de inundación. Sus cauces arrastraban bancos de arena fina, los cuales sufrían etapas de parada ligadas posiblemente a descensos en el caudal. En la llanura de inundación de estos cursos de agua se depositaban los sedimentos más finos, produciéndose situaciones de encharcamiento. Esta situación es propia de las partes distales de abanicos aluviales.

Las condiciones paleoambientales que se deducen de las facies estudiadas y de las estructuras encontradas en ellas indican un ambiente árido ya que apenas hay indicios de forestación en los paleosuelos y estos son de reducidas dimensiones. Además los aluminosilicatos como feldespatos y micas que se encuentran en los sedimentos no están excesivamente alterados; también las (arcillas son esmectitas o illitas, con alguna muestra de paligorskita) nos confirman la aridez del clima. Sin embargo, dentro de esta tendencia árida, se produjeron épocas de mayor humedad, que hacían que los abanicos adquirieran carácter torrencial con una intensidad difícil de imaginar hoy, transportando, en la zona de cabeceira bloques de hasta 3 m. de diámetro.

2.5 CUATERNARIO

PLEISTOCENO-Holoceno

2.5.1 Cantos, gravas y arenas (Terrazas) (27 y 30)

Se han diferenciado dos niveles de terrazas en el río Guadarrama.

Están constituidas por cantos, gravas y arenas, de naturaleza ígnea y metamórfica de alto grado (granitos, neises, cuarzo, etc.), arcósicas y alimentadas por el producto de la erosión del zócalo hercínico y de los sedimentos terciarios sobre los que se instalan.

2.5.2 Gravas y arenas (Glacis) (28)

Son depósitos gravitacionales o de arroyada que articulan laderas con fondos de valle.

Los materiales son gravas y arena poco organizadas, con abundante matriz.

Su génesis está ligada al encajamiento de la red fluvial.

2.5.3 Bloques, cantos y arenas (Conos de deyección) (29)

Se localizan en los márgenes de cursos fluviales, relacionados con salidas de barrancos. En general, son de reducidas dimensiones.

Se componen de cantos y gravas con matriz arenosa. Su litología depende de los materiales existentes en las cuencas de recepción, pero en general son cantos de rocas graníticas, neísicas y cuarzo, y la matriz arcósica.

En la localidad de San Lorenzo de El Escorial estos depósitos están muy desarrollados, y con una granulometría que alcanza el tamaño de bloques. Han sido interpretados como depósitos periglaciares (VAUDOUR, 1979).

2.5.4 Arenas y limos (Charcas) (31)

Corresponden a depósitos detríticos finos que rellenan fondos de áreas deprimidas y mal drenadas. Suelen poseer un alto contenido en materia orgánica. Se localizan en fondos de valle (charcas) y en zonas aplanadas elevadas (navas).

2.5.5 Escombreras (Depósitos antrópicos) (32)

Se han representado aquellos depósitos producto de la actividad humana (escombreras) con entidad cartografiable.

2.5.6 Cantos, gravas y arenas (Aluviales y Fondos de Valle) (33)

Son sedimentos ligados a los cursos fluviales (estacionales o no) y constituidos por cantos, gravas y arenas de naturaleza poligénica (granitos, neises, cuarzo, etc.) y granulome-

tría muy heterogénea. Pueden presentar, ocasionalmente, un alto contenido en materia orgánica.

Los depósitos ligados a los cursos fluviales encajados en los sedimentos terciarios, al SE de la Hoja, suelen tener una granulometría más fina y homogénea que los instalados sobre los materiales del zócalo hercínico.

3 PETROLOGÍA

3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

3.1.1 Rocas Metamórficas

3.1.1.1 *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 mármoles y de rocas de silicatos cálcicos.

- Paraneises (19)

Son rocas de estructura foliada debida a la existencia de un bandeo 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 dúctil sinmetamórfica que los separa del conjunto de ortoneises glandulares y leuconesises 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, sólo 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, y oscuras, que alternan con otras, algo más gruesas y leucocráticas granoblásticas, ricas en cuarzo, plagioclasa y 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 es 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 fel-

despato 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 retrógradas 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 de 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 Marqués (nº 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 (18)

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 leuconeseis. Asimismo afloran también en una banda de dirección NE-SO que penetra desde la vecina Hoja de Las Navas del Marqués (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 granoblástica. 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 serpentinizado. Asimismo se observa algo de clorita histerógena en microagregados 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 feldespato potásico.

Las rocas carbonatadas que penetran en la Hoja desde Las Navas el Marqués, 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 compuesta por clinopiroxeno verde rico en hedembergita y granate andradítico, con algo de carbonato, anfíbol y clinozoisita histerógenos. 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.

3.1.1.2 Metasedimentos del Afloramiento del Molino de la Hoz

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

- Paraneises (17)

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 dominante 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 observado 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 S_2 hercínica siendo todo el mismo probablemente parte de una banda de cizalla dúctil sinmetamórfica 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-plagioclásticas 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 relictiva (S_1), polygonizados, 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 micáceas muy estiradas, formadas por moscovita, sericita y clorita procedentes de biotita y microglándulas proterógenas de cuarzo y plagioclasa con texturas en mortero en los bordes.

- Rocas de silicatos cálcicos (17)

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, plagioclasa, cuarzo y biotita. El bandeo visible es consecuencia de las variaciones de 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.

3.1.1.3 Rocas ígneas pre-hercínicas

- Ortoneises glandulares mesócratos (14)

Estas rocas sólo 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 ortonaises glandulares graníticos mediante una banda de cizalla dúctil sinmetamórfica.

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

Estructuralmente los neises glandulares mesócratos muestran una acusada foliación (S_n) que envuelve a las glándulas que 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 secundario (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 recrystalización 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 débil zonado normal desde An_{30-35} en el núcleo a An_{20-25} en la periferia.

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

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

El bandeo composicional que muestran estas rocas es de origen tectonometamórfico 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 ortonaises 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 glán-

dulas 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 plutónica y de quimismo granodiorítico-adamellítico ($\text{SiO}_2 = 65\text{-}70\%$).

- Ortoneises glandulares graníticos (15)

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 cm., aunque se pueden encontrar a veces glándulas más grandes. Su forma varía desde idioforma (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 capitas de espesor variable (milimétricas a centimétricas) cuarzo-feldespáticas y láminas 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_n). En proximidad a las bandas de cizalla se observa una nueva foliación S_{n+1} que se superpone a la regional con trasposición 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, 1982; VILLASECA, 1984) y suelen mostrar texturas de deformación: extinción ondulante, fracturas, granulación con recristalización en las colas de presión, etc. Muestran por lo ge-

neral coronas de reemplazamiento formadas por pequeños cristaltos de plagioclasa ácida con gotas de cuarzo (mirmequitás) y reemplazamientos de la misma naturaleza a favor de fisuras. Contienen inclusiones relictas de cuarzo, biotita y plagioclasa procedentes de la etapa ígnea. A veces se observan glándulas policristalinas procedentes de la deformación y recrystalización 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 varía 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 ellos 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 reabsorbido por el fundido anatético 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 feldespato potásico son anteriores a la primera foliación visible. Durante el desarrollo de la primera foliación, estas rocas experimentan un metamorfismo dentro del campo de la sillimanita-feldespato potásico. Estas condiciones persisten durante la etapa.

La ausencia de moscovita primaria ha sido corrientemente interpretada como prueba de la existencia de condiciones migmatíticas (grado alto) durante el desarrollo de las estructuras bandeadas (neises bandeados migmatíticos 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 ha 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 (S_{n+1}). CAPOTE et al. (1981) describen estas estructuras en otros puntos del Guadarrama cortando pliegues de la F-3 retrovergente.

Asimismo es frecuente en estos neises glandulares la existencia de estructuras migmatíticas del tipo crocidita. Estas fueron descritas por vez primera DE WAARD (1950), en la región de Miraflores de la Sierra y consisten en la presencia de movilizados granitoides del neis con nódulos 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), aunque no puede descartarse que su edad sea más antigua y estén en relación con un evento intrusivo cadoniense.

- Leucones (16)

Los leucones forman junto con los ortoneis glandulares graníticos, las rocas metamórficas más abundantes de la Hoja, aunque sólo 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 fribolita. Muestran una foliación casi siempre bien definida, debida a un bandeo composicional de espesor milimétrico a submilimétrico, formado por capas cuarzo-feldespáticas y láminas alternantes más ricas en biotita que definen una foliación S_n coincidente con la de los neis glandulares graníticos asociados.

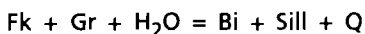
Aunque los leucones son por lo general rocas no glandulares se pueden encontrar con cierta frecuencia facies locales con glándulas grandes (aprox. 1-3 cm.). El tránsito a los ortoneis glandulares graníticos es con frecuencia rápido, aunque a veces parece ser gradual con pérdida progresiva de las glándulas 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 escasa 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 nódulos lenticulares proterógenos.

El feldespato potásico es microclina en la mesostasia y ortosa poco perítica, 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, 1982). 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 capas 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 fel-

despatos y de la biotita, que es bastante mimética con los planos de Sn, 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 una fracción movilizada (migmatitas de tipo bandeadas).

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

3.1.2 Rocas ígneas hercínicas

3.1.2.1 Rocas plutónicas

Ocupan en superficie la mayor parte de esta Hoja. En la leyenda, las diferentes unidades diferenciadas están 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 (6)

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. Está 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 basándose 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 fábrica, una intrusión típicamente postcinemática.

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 plana de los megacrístales, 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 corres-

pondería 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 está compuesta fundamentalmente por adamellitas biotíticas, con transiciones a tipos granodioríticos biotíticos.

Desde el punto de vista textural, puede definirse una variedad porfídica y otra equigranular. El límite entre ambas presenta en la mayoría de las ocasiones un carácter transicional, encontrándose con relativa frecuencia una banda de adamellitas con megacristales cuya clasificación en uno o otro tipo es problemática. Asimismo, en el área de afloramiento de las rocas equigranulares pueden encontrarse algunos sectores de rocas porfídicas prácticamente 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 proporción de biotita puede variar entre 10% y 15%. Una cierta proporción de biotita forma cúmulos policristalinos de color negro, cuyos tamaños oscilan entre 4 y 10 mm. Estos agregados biotíticos pueden ser muy abundantes, teniendo en estos casos la roca un aspecto moteado difuso. No obstante, 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 porfídicos.

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 tránsito a las adamellitas más básicas es insensible.

También, aunque en menor proporción hay sectores con adamellitas de tamaño de grano algo inferior pero con las 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 porfídicas más comunes de esta unidad es una roca con megacristales de feldespato potásico con secciones rectangulares gruesas. El tamaño máximo de estos megacristales suele fluctuar entre 1 y 3 cm., y su proporción es variable, aunque siempre son abundantes. El borde de estos megacristales puede encontrarse bastante in-

dentado 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 tamaño de los megacristales más heterogénea, 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 porfídicas situado a menos de 1 km. al NE del pueblo de Torreلودones, 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 porfídicas análogas 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 Pendolero 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 Torreلودones.

Los enclaves más frecuentes en las adamellitas tipo Valdemorillo (tanto en las porfídicas como en las equigranulares) son los de composición tonalítica y textura microgranuda de grano fino-muy fino (gabarro) 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 paraneises y ortoneises 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 1 m.) y especialmente abundante. Son muy frecuentes los enclaves micáceos biotíticos, de dimensiones centimétricas. A pesar de que estos enclaves sobre micáceos 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 cartografiables 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 bolsas irregulares en las adamellitas, aunque esta modalidad de yacimiento no es frecuente.

Petrográficamente, 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 recristalizado, dando lugar a una textura de bordes suturados.

La plagioclasa es el mineral más idiomorfo de las 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 y en los que ocasionalmente se observan pequeños intercrecimientos mirmequíticos 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 finas formando pequeños agregados policristalinos. Es el mineral de cristalización más temprana y se altera, en grado bajo, a clorita con liberación de rutilo saenítico, 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 la facies porfídica estas rocas son texturalmente hipidiomorfos, con tamaño de grano superior al que presentan las adamellitas biotíticas de la facies equigranular y en las que destacan fenocristales de feldespato potásico.

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 pinita, 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 cristaltos de plagioclasa, biotita y cuarzo con el que desarrollan intercrecimientos gráficos. Existen 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 términos generales bastante similar a la descrita previamente; sin embargo, se observa con frecuencia que en esta facies tiende a formar agregados tardíos e intersticiales constituido por pequeñas laminillas desigualmente orientadas, y cantidades accesorias de cuarzo.

Por último cabe señalar que la proporción y características que presenta en estas rocas el cuarzo y la plagioclasa son prácticamente análogas 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 (7)

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 triángulo 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 adamellitas 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 megacristales 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 sólo se encuentra ocasionalmente algún enclave biotítico sobre micáceo de dimensiones centimétricas.

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

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 relicta en una de las muestras estudiadas. El único mineral secundario existente en esta roca es sericita. Los cristales de cuarzo son alotriomorfos y aunque normalmente su tamaño es de grano medio, pueden presentarse en cristales más desarrollados (fenocristales globulosos). Tiene marcada extinción ondulante y ocasionalmente está 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 débil a sericita.

El feldespato 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 perfitas en venas.

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

- Adamellitas biotíticas de grano medio-grueso. (Tipo Atalaya Real) (8)

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 cuaternario 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 porfídicas 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 nítido y tienen tendencia a presentar secciones rectangulares cortas. Su abundancia es variable, aunque siempre son abundantes en esta facies. Tienen comúnmente coloración rosácea.

Con carácter 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 heterogéneo (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 marcada. 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 porfídicas o sólo 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 términos más abundantes. Son rocas hipidioromorfas y heterogranulares de grano medio-grueso con marcada textura porfídica.

Los minerales principales son cuarzo, plagiocla, 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 generaciones diferentes. La primera está constituida por fenocristales redondeados que en ocasiones presentan golfos de corrosión y fenómenos 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 plagioclasea 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 plagioclasea, biotita y cuarzo, formando con este último mineral intercrecimientos gráficos. Pre-

senta pertitas en venas, macla 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 saagenítico.

Las facies equigranulares son hipidiomorfos 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 porfídica.

- Adamellitas con cordierita de grano medio con frecuentes enclaves microgranulares. Tipo Alpedrete (9)

Estas adamellitas afloran en el centro del sector septentrional de la Hoja y se extiende 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 Cercadilla (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 porfídicas, 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 porfídicas 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 maniifiesta.

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 sobre micáceos y de rocas metamórficas esquistosas o neísicas, que tienen formas irregulares alargadas y tamaños en general de unos pocos centímetros.

Petrográficamente las adamellitas de esta unidad son rocas hipidiomorfas de grano medio, poco o moderadamente porfídicas. Están constituídas 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 está formada por sericita, clorita, epidota-clinozoisita, prehnita, esfena y pinnita.

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

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

El feldespato potásico forma fenocristales idiomorfos con inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo y cristales de menor tamaño, tardíos e intersticiales respecto al resto de los minerales de la roca. En ambos casos se trata de ortosa ligeramente microclinizada con perfitas 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 deutérico proveniente del reemplazamiento tardi-magmático 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 porfídicas. 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 está constituída 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) (10)

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 Marqués (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 adamellítico de Los Peñascales y a la adamellita de Torreldones, esta última intrusiva en estos granitos. El límite suroccidental queda determinado por los recubrimientos detríticos terciarios, encontrándose en esta zona límite, al sur de Torreldones 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 porfídicas de Valdemorillo. También se incluyen como pertenecientes a esta unidad dos pequeños afloramientos graníticos situados a unos 3 km. al SO del extremo meridional de la Sierra de Madroñal y que por sus características litológicas parecen corresponder a pequeñas apófisis 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 pórfido 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 porfídicas. 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 esté 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 algunas 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 rosáceos 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 sobremicáceos 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 Torrelozones. 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 pegmatíticas 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.

Petrográficamente 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 cristallitos 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 cristallitos 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 Torrelozones, 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 recristalizado.

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 perfitas en venas y macla de microclina sobreimpuesta a la de Carlsbad.

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

La biotita es escasa (< 5%) y se presenta en cristales tabulares. Amenudo está ligeramente flexionada y con algún kink. Su alteración a clorita con exolución de rutilo sagenítico es muy baja.

- Granitos con cordierita porfídicos de grano grueso. (Tipo El Cardín-Hoyo de Manzanares) (11)

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

La geometría de esta unidad granítica parece ser laminar apoyándose 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 porfídicas de la Hoja (p.e. adamellitas tipo Valdemorillo). Los buzamientos de la foliación ígnea 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 sobre micáceas biotíticas de tamaño pequeño, 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 nódulos granudos con cordierita de coloración verde grisácea.

La actividad filoniana asociada a estos granitos está 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 nódulos de 1-2 cm. ricos en mica, parte de la cual parece proceder de transformaciones de cordierita en algunas ocasiones.

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

Microscópicamente estos granitos son hipidiomorfos de grano grueso con megacristales de feldespatos y cuarzo, inmersos en la 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 cristallitos 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 mirmequíticos. 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 peritas 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 subidiomorfas con intercrecimientos de moscovita y ocasionalmente de albita, así como pequeños agregados subesféricos. Cristaliza en los primeros estadios magmáticos. Se altera a clorita, rutilo sagenítico, opacos y epidota en menor proporción.

La moscovita se presenta en pequeñas láminas subidiomorfas. Es secundaria y procede del reemplazamiento deutérico 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 Torreldones) (12)

Este afloramiento granítico está situado a algo más de 1 km. al O del pueblo de Torreldones y es atravesado por el cauce del río Guadarrama desde su extremo noroccidental al suroriental. Tiene una forma elíptica-irregular con unos ejes de 3 x 4 Km. Su extensión superficial es de unos 8 Km².

En la mayor parte de su perímetro este cuerpo adamellítico se encuentra en contacto con los granitos de El Pendolero, aunque en su tramo de algo menos de 1 Km. (es el extremo occidental), está en contacto con las adamellitas porfídicas 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 Torreldones y en las inmediaciones de la zona donde la carretera de Galapagar a Torreldones corta al contacto occidental no pone claramente de manifiesto el orden de intrusión. Las recrystalizaciones observadas en los granitos en algunas zonas, indican que estas adamellitas son los materiales más recientes. Los contactos con las adamellitas porfídicas tipo Valdemorillo son también bruscos pero la naturaleza de los afloramientos no permite precisar las relaciones entre ambas. No obstante por las relaciones existentes entre los granitos y las adamellitas porfídicas, se deduce que estas últimas, son también más antiguas que las adamellitas de tipo Torreldones.

La facies litológica fundamental de este afloramiento es una adamellitita 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 y 6 mm.

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

Los enclaves son poco abundantes en general y se limitan en 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 adamellititas es escasísima.

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, circon, 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 concéntrico en el que se observan núcleos de oligoclasa básica y bordes de albita. La alteración a sericita y a saussurita es de grado moderado-alto comenzando por los núcleos de los cristales.

El feldespato potásico es alotriomorfo e intersticial. Cristaliza 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 rocas y se presenta en láminas subidiomorfas, que a veces se unen formando pequeños agregados subsféricos. 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 (13)

Las rocas incluidas en este apartado corresponden a un conjunto de afloramientos de características relativamente heterogéneas en cuanto a sus propiedades texturales, a sus 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 de N del la hoja son las del macizo de Peguerinos y el lacolito de Villalba-Sierra de Hoyo. Este último en un cuerpo alargado de dirección E-W junto a Villalba que se extiende lateralmente con una disposición subhorizontal en la Sierra del Hoyo, alojándose 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 sacaroideos 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 porfídica 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 nódulos subsféricos con cordierita cuyos tamaños pueden variar entre 6 mm. y 3 cm. Estos nódulos tienen una textura granular análoga a la de la roca huesped y sus límites son indentados 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 menor tamaño.

Los enclaves visibles en los leucogranitos, son accidentales y corresponden a pequeñas

inclusiones sobre micaceas biotíticas que son más frecuentes en las variedades microporfídicas. El resto de enclaves encontrados se restringe exclusivamente a pequeños xenolitos de metasedimentos.

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

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, cincón, opacos, monacita y esporádicamente allanita y fluorita, estas dos últimas 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 porfídicas 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 láminas subidiomorfas de cristalización tardi o postmagmática, o reemplazamientos subsolidus de los feldespatos, biotita y cordierita.

La cordierita está por lo general totalmente pinnitizada o transformada a agregados de biotita verde y moscovita. Aparece en cristales a veces de dimensiones centimétricas intersticiales y formando nódulos junto con cuarzo.

3.1.2.2 Rocas filonianas

Se han diferenciado en esta Hoja distintos tipos de rocas filonianas en función de su composición: aplitas, pórfidos graníticos-adamellíticos, microdioritas, porfídicos monzoníticos y filones de cuarzo. A éstos 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 intercinemáticas.

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

-Rocas filonianas hercínicas precoces. Leucogranitos foliados (1)

Estas rocas sólo se han observado en la Sierra del Madroñal 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 (1)

La presencia de este tipo de rocas es frecuente en esta Hoja. Sin embargo hay que distinguir entre diques de recorrido kilométrico y pequeños filones aplíticos que aparecen directamente asociados a las distintas unidades intrusivas. En este apartado describiremos exclusivamente los diques de ámbito regional.

Los filones de aplita se sitúan en el sector NO del área 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 sacaroideo 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.

- Pórfidos graníticos-adamellíticos (3)

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 Km.

Se concentran fundamentalmente en 3 haces. El haz de Collado Villalba de dirección aproximada E-W; el haz de Zarzalejo-Valdemorillo integrado por diques de análoga dirección y el haz de pórfidos 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 cm. 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-adamellíticos 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 granofídicos 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 esporádicamente allanita y fluorita. Los minerales subsolidus más corrientes son moscovita, que se presenta en láminas subidiomorfas, 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 pórfidos 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 origina 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 melanócratos y microgranudos (gabarrós). Ocasionalmente se han observado pequeñas inclusiones sobremicáceas de origen metamórfico.

- Microdioritas (2)

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. Contienen enclaves del material en el que intruyen y otros más melanócratos 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 urali-

tizado 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, clinzoisita, 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 con 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.

- Pórfidos monzoníticos (4)

Los pórfidos 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 término 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, 1986).

Estos diques presentan abundantes estructuras amigdalares de tamaños muy variables (2-10 cms.). Estas amígdalas subesféricas constan de un núcleo de calcita y/o cuarzo rodeado por anillos concéntricos 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, calcita, monacita, magnesita, ilmenita y sulfuros de hierro. El feldespato potásico se observa exclusivamente en la pasta, donde está desigualmente distribuido. Es alotriomorfo e intersticial.

Los minerales secundarios son en estos diques muy abundantes, debido al elevado índice de alteración que presentan; destacan de 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 diópsidos, 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 (En 75-55).

La matriz de los pórfidos 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 muestre disposición orientada pilotáxica fiblastica.

- Cuarzo (5)

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.).

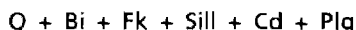
Los diques de el sector SE constituyen un enjambre integrado por una decena de diques de dirección 10E y longitud de afloramiento continuo de hasta 4-5 Kms.

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

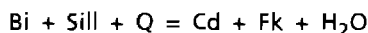
3.2 CONDICIONES DEL METAMORFISMO

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 zócalo 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 paragénesis corresponde a la reacción:



que es divariante en el sistema KFMASH ($K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$) (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 $P_{H_2O} = P_{lit}$. Esto queda confirmado por la ausencia de moscovita progradada y por la abundancia de estructuras migmatíticas tanto en los para como en los ortoneises (estromatitas y arteritis 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, 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 anatético. Por lo tanto, es probable que la andalucita en esta región, haya que interpretarla como mineral retrógrado 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 retrógrada 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; LÓPEZ 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 relaciones 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 adamellititas 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 dúctiles y en las fallas frágiles tardías. Las primeras han debido ser vía de paso de fluidos esencialmente acuosos durante un prolongado espacio de tiempo.

3.3 GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS

3.3.1 Geoquímica

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 $Fe_{total} = 20\% \text{ mol de } Fe_2O_3 + 80\% \text{ mol de } FeO$.

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 litologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983). Los valores:

$$A = Al - (K + Na + 2Ca)$$

$$B = Fe + Mg + Ti$$

están proyectados en la fig. 2

b) - Diagrama R-1 y R-2 de DE LA ROCHE (1980) y litologías establecidas por BATCHLOR y BOWDEN (1985) para distintos ambientes geodinámicos (Fig. 3).

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

$$R-2 = 6 Ca + 2 Mg + Al$$

c) - Diagrama Rb-Sr-Ba utilizado por EL BOUSEILY y EL SOKKARY (1975) (Fig. 4).

3.3.1.1 *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 mesócrato (nº 9086) tiene mayor proporción en componentes plagioclásicos (más adamellíticos) y también un carácter paralumínico relativamente elevado.

Un neis milonítico de la banda del Puerto de Malagón (nº 9087) tiene también una composición correspondiente a la de rocas adamellíticas-granodioríticas; en ella 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.

3.3.1.2. *Granitoides hercínicos*

- Adamellitas biotíticas de Valdemorillo

No parecen existir diferencias composicionales sistemáticas entre las adamellitas porfídicas 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 paralumínicas 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. 2) tanto las variedades porfídicas como las equigranulares se proyectan en el campo de las asociaciones aluminó-cafémicas, bastante dispersas y apuntando muy tímidamente hacia el campo subalumínico

También aparecen (Fig. 3) proyectadas en el campo de los granitoides tardiorogénicos aunque algunas tienen afinidades hacia los granitoides de tipo caledoniano.

En cuanto a los elementos menores significativos (Fig. 4) todos los granitoides de este grupo se alinean bastante bien en la zona de los granitos normales con una tendencia moderada hacia granitos moderadamente diferenciados con una relación Ba/Sr prácticamente 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 leucocrático.

- 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 análogas a las adamellitas tipo Valdemorillo, proyectándose prácticamente en el mismo campo que estas últimas, tanto en los diagramas de elementos mayores (Fig. 2 y 3) como en el de los elementos menores (Fig. 4). La de Alpedrete, como consecuencia de la existencia de cordierita es un tipo claramente más peraluminico. En cualquier caso, el número 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. 4) 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. 2) se sitúan en el sector leucocrático, en el campo de las asociaciones aluminicas, sin que se perciba una tendencia de derivación cafémica.

En el diagrama R 1-2 (Fig. 3) 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 alúmina importante, más acentuado en el primero. Quedan por ello proyectados en los diagramas (Fig. 2 y 3) en el campo aluminico y leucocrático no muy separados de los leucogranitos mencionados en el grupo anterior. El diagrama de elementos menores (Fig. 4) es quizás el más significativo pues ocupa 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 diópsido relativamente reducido.

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

3.3.2 Petrogénesis de rocas ígneas hercínicas

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. 1981; 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 (Bibliografía) a favor de cuyas megaestructuras, pudieron ser emplazadas las unidades intrusivas más antiguas distinguibles en esta Hoja. Los granitoides isótopos estructuralmente deber ser tardíos 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 (BRANDEBOURGER, 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 asignárseles de una manera directa procedencia mantélica, estando en cambio muy bien representados los materiales más diferenciados (adamellitas, granitos, leucogranitos) de los tipos G-3 y G-4 de FUSTER y VILLASECA (1987), con un quimismo claramente aluminoso o muy timidamente aluminoso-cafémico. Por otra parte las relaciones isotópicas iniciales $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de los granitoides datados, son en general bastante elevadas ($>0,706$) (Bibliografía) para rocas procedentes del manto, por lo que puede suponerse que se han originado por fusión de sectores corticales aunque ésta 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 aún más elevadas (0,711; 0,716 respectivamente) que excluyen claramente su procedencia mantélica.

Los datos geoquímicos antes expuestos especialmente los de elementos menores (Fig. 4) 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 explicado por procesos de diferenciación por cristalización fraccionada de magmas más básicos (adamellíticos). La participación de otros procesos de diversificación magmática (mezclas, contaminaciones) requeriría disponer de datos adicionales de cada una de las unidades descritas.

3.4 GEOCRONOLOGÍA

Existe escasa información geocronológica sobre los granitoides de la Hoja de El Escorial concretándose 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 la anterior.

Sobre los granitoides más antiguos de esta Hoja sólo pueden hacerse inferencias comparativas basadas en analogías litológicas y estructurales. Así, los leucogranitos de Peguerinos y El Pendolero 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 análogas 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.

Respecto a las rocas metamórficas ortoderivadas el único dato publicado es la isocrona (VIALETTE et al. 1987) de ortoneis de Abantos (474 ± 7 m.a.) obtenida sobre muestras localizadas en la Hoja de Las Navas del Marqués (532), que corresponde al Ordovícico Inferior. No obstante, esta edad plantea ciertos problemas con respecto a las relaciones de los neises glandulares y los metasedimentos asociados con los materiales ordovícicos.

TABLA 1

	9019	9014	9022	9015	9016	9023	9010	9003
SiO ₂	67.72	68.56	68.57	68.73	69.04	69.71	69.75	72.12
Al ₂ O ₃	14.86	15.21	15.54	14.78	14.98	14.86	14.80	14.63
Fe ₂ O ₃	0.55	0.54	0.61	0.49	0.53	0.49	0.46	0.36
FeO	2.73	2.72	3.04	2.45	2.63	2.46	2.30	1.81
MgO	0.94	1.12	1.06	0.92	1.05	1.05	0.55	0.44
CaO	2.55	2.47	2.79	2.18	2.50	1.91	1.95	1.84
Na ₂ O	3.04	3.10	3.03	3.15	3.16	3.08	3.13	3.35
K ₂ O	4.90	4.27	4.10	4.34	3.75	4.22	4.32	4.60
MnO	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05
TiO ₂	0.54	0.54	0.53	0.45	0.51	0.45	0.40	0.26
P ₂ O ₅	0.08	—	0.05	—	0.17	0.01	0.08	0.04
H ₂ O	0.86	0.82	0.68	0.70	0.93	1.44	1.36	0.74
Q	22.92	25.51	25.87	26.18	28.19	28.43	28.73	29.32
OR	28.96	25.23	24.23	25.65	22.16	24.94	25.53	27.18
AB	25.72	26.23	25.64	26.66	26.74	26.06	26.49	28.35
AN	12.13	12.25	13.52	10.82	11.29	9.41	9.15	8.87
HY	6.12	6.54	6.95	5.74	6.28	6.10	4.66	3.79
MT	0.80	0.78	0.88	0.71	0.77	0.71	0.67	0.52
IL	1.03	1.03	1.01	0.85	0.97	0.85	0.76	0.49
AP	0.19	—	0.12	—	0.39	0.02	0.19	0.09
C	0.11	1.00	1.16	0.94	1.58	1.78	1.62	0.89

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

TABLA 1

(Continuación)

	9029	9018	9012	9026	9017	9011	9020	9021	9013
SiO ₂	72.39	64.30	65.97	67.21	67.92	68.97	69.31	70.64	70.82
Al ₂ O ₃	13.84	16.15	15.18	15.63	14.99	15.17	14.69	14.40	14.58
Fe ₂ O ₃	0.45	0.83	0.68	0.64	0.56	0.54	0.51	0.37	0.47
FeO	2.23	4.15	3.39	3.21	2.78	2.72	2.55	1.85	2.33
MgO	0.50	1.46	1.05	1.32	0.95	1.19	0.81	0.47	0.53
CaO	2.22	3.52	2.94	3.04	2.54	2.47	2.44	1.65	1.83
Na ₂ O	3.07	3.14	3.23	2.95	3.12	3.21	2.99	3.21	3.16
K ₂ O	4.09	4.14	3.74	3.95	4.28	4.07	4.75	5.25	4.79
MnO	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
TiO ₂	0.32	0.87	0.72	0.58	0.60	0.55	0.51	0.32	0.47
P ₂ O ₅	0.06	0.20	0.26	0.17	0.17	0.13	—	0.17	0.29
H ₂ O	0.63	0.57	0.71	0.48	0.85	1.11	0.63	0.50	0.69
Q	32.04	18.46	23.64	24.86	25.30	26.31	25.69	26.91	28.74
OR	24.17	24.47	22.10	23.34	25.29	24.05	28.07	31.03	28.31
AB	25.98	26.57	27.33	24.96	26.40	27.16	25.30	27.16	26.74
AN	10.62	16.16	12.89	13.97	11.49	11.41	12.11	7.08	7.19
HY	4.55	9.28	7.22	7.83	6.13	6.72	5.55	3.83	4.55
MT	0.65	1.20	0.99	0.93	0.81	0.78	0.74	0.54	0.68
IL	0.61	1.65	1.37	1.10	1.14	1.04	0.97	0.61	0.89
AP	0.14	0.46	0.60	0.39	0.39	0.30	—	0.39	0.67
C	0.47	0.58	2.10	1.38	1.01	1.30	0.19	0.84	1.56

Adamellitas biotíticas (tipo Valdemorillo). Variedad porfídica 9029.

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

TABLA 2

	9024	9025	9004	9009	9030	9743	9005	9008	9006
SiO ₂	69.57	70.19	74.07	74.66	72.84	74.94	73.45	74.04	74.80
Al ₂ O ₃	14.72	15.18	13.55	13.54	13.62	14.46	13.36	13.13	13.24
Fe ₂ O ₃	0.50	0.45	0.26	0.23	0.27	0.38	0.25	0.24	0.23
FeO	2.52	2.23	1.30	1.14	1.33	1.89	1.25	1.22	1.14
MgO	0.62	0.48	0.31	0.12	0.43	0.54	0.39	0.21	—
CaO	2.47	2.10	1.10	1.05	1.04	1.35	0.91	1.11	0.72
Na ₂ O	3.30	3.40	3.32	3.16	3.22	4.08	3.24	3.08	3.26
K ₂ O	3.91	4.06	4.68	4.81	4.79	3.83	4.36	4.90	4.63
MnO	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05
TiO ₂	0.34	0.40	0.16	0.14	0.21	0.23	0.21	0.19	0.16
P ₂ O ₅	—	0.16	0.04	—	—	0.09	0.09	—	0.03
H ₂ O	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

Adamellitas biotíticas (tipo Atalaya Real): 9024

Adamellitas con cordierita (tipo Alpedrete): 9025

Granitos biotíticos (tipo el Pendolero-Peguerinos): 9004, 9009, 9030.

Granitos de grano grueso (tipo Hoyo de Manzanares): 9743, 9005, 9008 y 9006.

TABLA 3

	9534	9001	9007	9002	9028	9027	9085	9006	9087
SiO ₂	72.87	75.41	76.37	56.26	57.30	71.27	74.21	69.22	65.20
Al ₂ O ₃	14.56	12.79	12.59	17.42	16.65	14.07	14.04	14.94	16.29
Fe ₂ O ₃	0.26	0.16	0.14	1.04	1.01	0.41	0.25	0.62	0.89
FeO	1.30	0.81	0.69	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
CaO	0.80	0.51	0.28	7.25	5.85	1.83	0.43	1.29	1.33
Na ₂ O	3.94	3.34	3.46	3.13	2.47	3.01	3.62	3.21	3.44
K ₂ O	4.35	4.85	4.57	1.91	2.49	4.69	4.68	4.75	3.56
MnO	0.05	0.03	0.05	0.11	0.11	0.05	0.02	0.05	0.05
TiO ₂	0.15	0.05	0.04	0.97	0.95	0.36	0.11	0.52	0.75
P ₂ O ₅	0.27	—	—	0.21	0.08	—	0.22	0.18	0.18
H ₂ O	—	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

Leucogranitos de dos micas (tipo las Machotas): 9534.

Leucogranito de grano fino a medio: 9001, 9007.

Microdioritas filonianas: 9002, 9028.

Pórfido granítico: 9027.

Rocas metamórficas ortoderivadas: Ortoneis de Abantos: 9085; Neis mesócrato: :Neis Milonítico del Puerto de Malagón: 9087.

ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

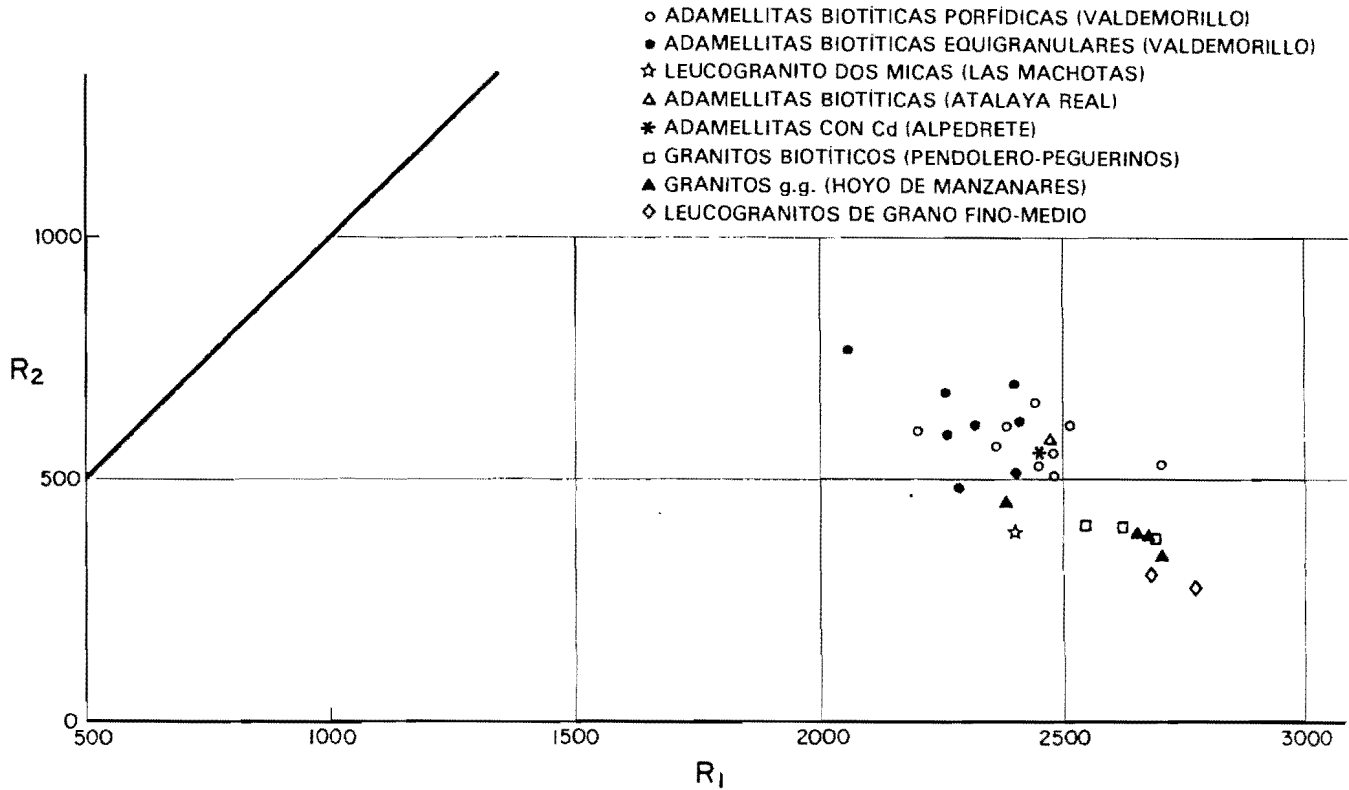


Fig. 2 Valores A y B de DE LA ROCHE (1976) y litologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983)

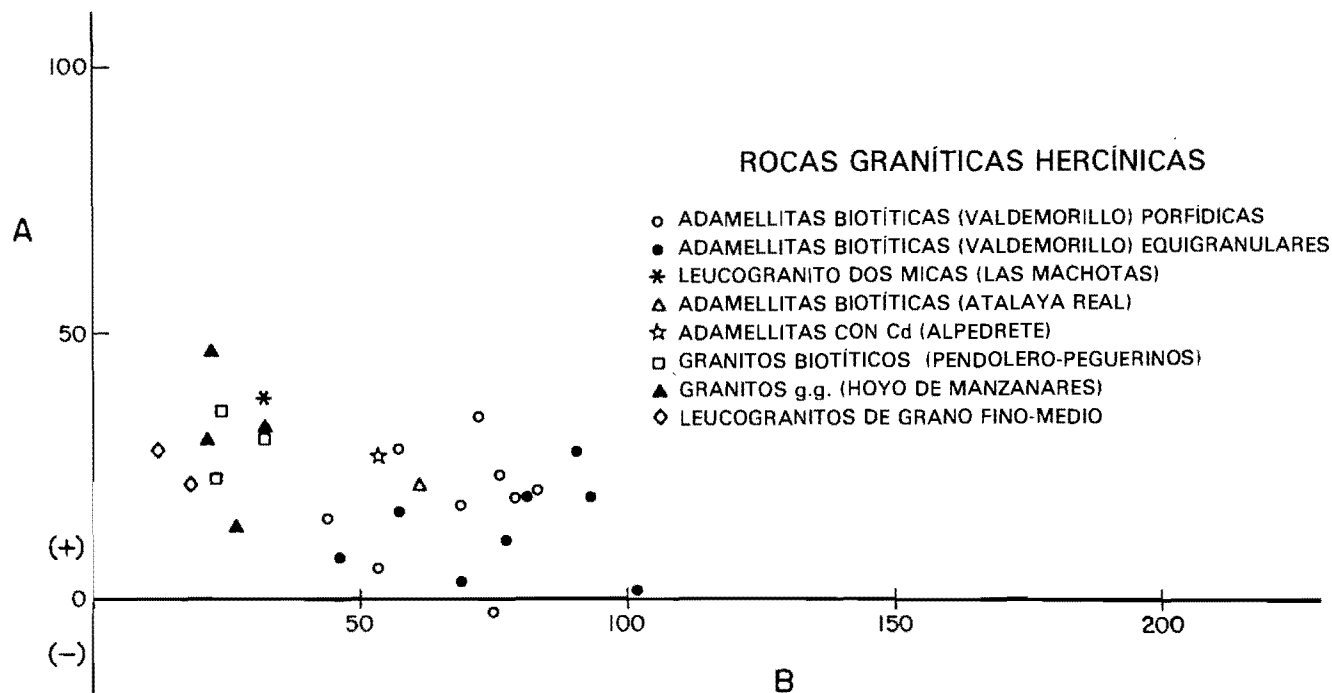


Fig. 3 Diagrama R-1 y R-2 de DE LA ROCHE (1980) y litologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985) para distintos ambientes geodinámicos

ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

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

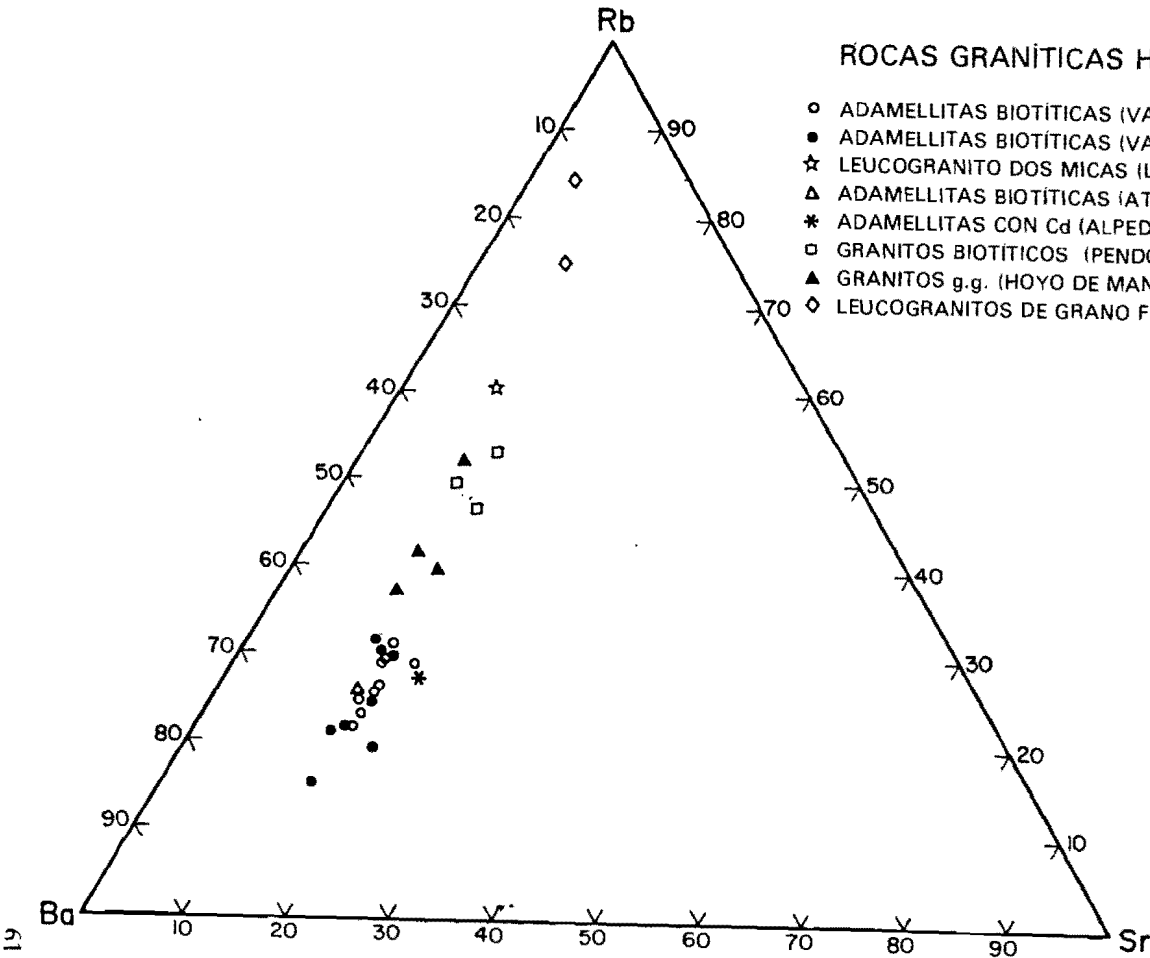


Fig. 4 Diagrama Rb-Sr-Ba utilizado por EL BOUSEILY y EL SOKKARY (1975)

4 TECTÓNICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las orogenias Alpina y Herciniana. La primera afecta a la mayor la mayor parte de los materiales que la ocupan y da lugar a la fracturación del basamento precámbrico-paleozoico en bloques, y a la adaptación a estos, ya sea mediante pliegues o fallas de los sedimentos terciarios e incluso a veces, cuaternarios. Es la responsable del levantamiento del Sistema Central, durante el Neógeno, el cual constituye un gran "horst". Muchas de las fallas que limitan a este "horst", han funcionado en régimen inverso.

La Orogenia Herciniana es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos que hoy se observan en los materiales precámbricos-paleozoicos. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores en los materiales metasedimentarios de la región.

4.1 OROGENIA HERCINIANA

Se ha reconocido en la región la existencia de tres fases principales de deformación, dos de plegamiento suave y dos de fracturación tardiherciniana.

Las primeras fases de deformación sólo afectan a las rocas metamórficas orto y paraderivadas representadas en la región, mientras que las rocas graníticas sólo están afectadas por las últimas.

La tercera y cuarta fase generan estructuras de plegamiento, asociadas a las cuales se observan, frecuentemente en la tercera y ocasionalmente en la cuarta, crenulación y esquistosidad de crenulación. Simultáneamente a éstas tiene lugar el comienzo de la fracturación tardiherciniana.

4.1.1. Primera fase de deformación (D_1)

Durante el transcurso de D_1 se produce una deformación penetrativa continua que afecta a la totalidad de las rocas metamórficas existentes, en un régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, con vergencia al E. (MACAYA, et al., en prensa).

La primera fase de deformación, debió desarrollar en toda la región, una foliación, S_1 , muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llagan a borrarla casi totalmente en amplias zonas, conservándose únicamente en las rocas pelíticas como relictos en micropliegues y como esquistosidad interna en porfiroblastos como es el caso de los metasedimentos del Molino de la Hoz. En los ortoneises glandulares a menudo se observa una sola foliación, que en las áreas menos deformadas, podrían corresponder a S_1 , o un reaplastamiento de S_1 durante la segunda fase ($S_1 + S_2$). No se han observado en la región estudiada estructuras mayores pertenecientes a esta fase.

4.1.2 Segunda fase de deformación (D_2)

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea de cizalla que da lugar al desarrollo de zonas de cizalla dúctil subhorizontales, con fuerte milonitización de los ortoneises (MACAYA et al., en prensa) y de los metasedimentos a los que afecta. En esta Hoja se han observado tres bandas de cizalla dúctil: la del Puerto de Malagón (esquina NO. de la Hoja), la de Zarzalejo-San Lorenzo del Escorial (sector O.) y la del Molino de la Hoá (sector SE.). Las dos primeras afectan principalmente a ortoneises, y en ellas se encuentran también metasedimentos (esquistos, paraneises, rocas de silicatos cálcicos y mármoles), mientras que la última afecta únicamente a metasedimentos.

Parece haber una transición gradual entre estas dos primeras fases, como si ambas formaran parte de un proceso continuo de deformación, que se inicia con la formación de pliegues, que gradualmente se reorientan hasta una posición subhorizontal y culmina con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil en algunos de los flancos inversos.

Durante este episodio se desarrollan fábricas plano-lineares, subparalelas a los contactos litológicos, principalmente en los corredores de cizalla y rocas miloníticas. Sobre la foliación existe una lineación muy marcada. En los neises glandulares esta lineación está definida por el fuerte estiramiento de los fenocristos de feldespatos y la orientación de agregados biotíticos y de sillimanita. En los metasedimentos se trata de una orientación de las micas, de madejas de sillimanita y "ribbons" de cuarzo principalmente.

En las bandas de cizalla dúctil, como en el Puerto de Malagón, los neises glandulares adquieren un aspecto bandeado, con desarrollo de un intenso bandeo tectónico, con diferenciación de capas micáceas y capas cuarzofeldespáticas, perdiéndose al carácter glandular debido a una destrucción casi total de las glándulas.

Esta segunda fase (D_2) produce en los metasedimentos incluidos en la banda de cizalla una marcadísima foliación milonítica (S), que es la fábrica mejor desarrollada en la mayoría de ellos.

Esta banda de cizalla está plegada por etapas posteriores pasando de ir en dirección E-O buzando 20-50° S en el Puerto de Malagón a N20-40E buzando 30-50° SE al NE del mismo. En este último sector septentrional de la banda, los materiales a los que afecta presentan un aspecto esquistoso que hace problemática la distinción entre paraneises y ortoneises en el afloramiento.

Las lineaciones de estiramiento en estas bandas de cizalla varían entre N140-170E hundiéndose hacia el S., pudiéndose observar en algunos puntos un sentido de movimiento dextral que parece indicar un transporte hacia el norte.

En la banda de cizalla que discurre entre Zarzalejo y San Lorenzo de El Escorial se encuentran afectados por la deformación unos neises glandulares ricos en biotita, ortoneises glandulares feldespáticos, leuconeises y metasedimentos carbonatados. Los primeros materiales presentan un grado variable de deformación de las glándulas que puede ser intensísimo, llegando a constituir finas bandas feldespáticas. No obstante el máximo grado de deformación es absorbido por la matriz, en la que se observa un fuerte acintamiento del cuarzo y una marcada trituración de sus componentes minerales, lo que se traduce en un oscurecimiento acentuado sobre la litología original. En el caso de los

ortoneises más feldespáticos se observa asimismo una fortísima deformación y estiramiento de los diversos minerales, y la definición de una marcada foliación milonítica, pero tanto en uno como en otro caso las recrystalizaciones posteriores son muy importantes lo que contribuye al desdibujamiento de las estructuras y de la lineación de estiramiento. La foliación milonítica de esta banda presenta unas directrices variables entre N20°E y N60°E con buzamientos que oscilan entre subverticales y 50°SE. Esta directriz posiblemente se debe a reorientaciones relacionadas con una banda de cizalla asociable con la fase 4.

En el afloramiento de El Molino de la Hoz, los metasedimentos están afectados por una deformación de carácter milonítico pudiendo observarse lentejones de cuarzo que corresponden a charnelas desgajadas de micropliegues de fase 2. En este afloramiento la esquistosidad tiene directrices norteadas que fluctúan entre N5° y 40°E, observándose lineaciones de estiramiento bien definidas, con direcciones que oscilan entre 110 y 150°E. En los ortoneises glandulares que se encuentran en la zona oriental de este afloramiento en contacto mecánico con estos materiales, el grado de deformación es mucho menos intenso.

En los afloramientos de ortoneises glandulares situados al este de Valdemorillo, los efectos de la fase 2 son menos acentuados, y si bien la esquistosidad principal de los ortoneises es igualmente atribuible a la suma de los efectos de la primera y la segunda fase, no se encuentran bandas de cizalla asimilables a las mencionadas previamente sino algunos "pasillos" en los que localmente se aprecia una mayor deformación mineral y una lineación de estiramiento más acentuada que en el resto del afloramiento. La foliación principal presenta directrices en torno a 50-70°E. y las lineaciones fluctúan en general entre 100° y 150°E.

4.1.3 Tercera fase de deformación (D₃)

Esta fase supone un episodio de replegamiento retroergente generalizado en el Sistema Central que induce una deformación. Los pliegues generados presentan una vergencia hacia el O. Los efectos de la tercera fase se manifiestan fundamentalmente en los distintos afloramientos metamórficos en forma de micropliegues que afectan a la esquistosidad principal, no llegando a destacarse una esquistosidad de crenulación asociable a esta fase. Además el hecho de que la mayor parte de los materiales de esta Hoja estén representados por ortoneises, que a menudo tienen una esquistosidad con definición bastante grosera y fuertemente recrystalizada e incluso desdibujada por la migmatización, que es en general intensísima, dificulta la observación de las estructuras de microplegamiento por lo que en los cortes realizados resulta imposible establecer a través de una continuidad de observaciones criterios de polaridad para las macroestructuras de esta fase. Además, las formas cartográficas de las unidades litológicas determinadas no ponen de manifiesto la presencia de macropliegues de esta fase que pueden circunscribirse al ámbito de la Hoja. Tampoco en las bandas de cizalla se han encontrado más que algunos micropliegues de esta fase que no permiten estimar de forma precisa la geometría del plegamiento de las bandas de cizalla dúctil de D₂ durante la D₃. Los ejes de los micropliegues varían de dirección al estar afectados por fases de

deformación posteriores, principalmente D_4 . En general se suelen hundir hacia el S. fluctuando entre $N120^\circ E$, $30^\circ SE$ y $N40^\circ E$, $35^\circ SO$.

4.1.4 Cuarta fase de deformación (D_4)

Durante esta etapa se repliegan suavemente las estructuras anteriores originándose pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con direcciones próximas a N-S y planos axiales subverticales.

En relación con esta fase o quizás con la interferencia de ésta con una posterior se encuentra posiblemente la flexión que presenta la banda de cizalla del Puerto de Malagón.

También en relación con los efectos de esta fase se encuentran bandas de cizalla dúctil-frágil que en algunos casos determinan reorientaciones y modificaciones sobre cizallas preexistentes como la de la banda Zarzalejo-El Escorial. Así, junto al límite oriental de la Hoja se observan lineaciones-estrías $N20-40^\circ E$ subhorizontales con ligera inmersión hacia el N., que corresponden a desgarres dextrales asociables a esta fase. Estos desgarres son también los responsables de la orientación de las rocas graníticas en las inmediaciones de esta zona, próxima a Zarzalejo, observándose una foliación de estas rocas con direcciones que fluctúan entre $N15^\circ$ y $40^\circ E$. y con buzamientos muy verticalizados, mayores de 65° . Las características de la deformación de estos granitoides indica que su intrusión ha sido simultánea con estas deformaciones, difuminándose gradualmente al alejarnos de la banda de cizalla.

También posiblemente en relación con esta fase se encuentran filones graníticos deformados como por ejemplo el de la zona al SE. del vértice Madroñal con dirección y foliación $N20^\circ E$ $75^\circ W$ en el límite meridional de la Hoja, junto al cauce del río Aulencia que está afectado por cizalla dextral $N30^\circ E$ y $75^\circ E$ con estrías con inmersión $5-10^\circ S$.

4.1.5 Quinta fase de deformación (D_5)

La relación entre esta fase y la anterior en el tiempo no es clara, debido principalmente al desarrollo local de esta última. Por tanto, no debe descartarse la posibilidad de una simultaneidad de ambas, e incluso un orden temporal invertido al que aquí se supone.

Origina pliegues de dirección E-O de gran longitud de onda y pequeña amplitud, no habiéndose observado en relación con ellos ninguna esquistosidad de crenulación.

La interferencia entre los pliegues generados en esta fase y los de la anterior (D_4) da lugar localmente a un modelo en "domos y cubetas", que podría contribuir también a la forma del afloramiento de la banda de cizalla del puerto de Malagón.

4.2 TECTÓNICA TARDIHERCÍNICA

Posteriormente a la estructuración hercínica tuvo lugar una etapa tectónica caracterizada por la fracturación. Esta fracturación se desarrolló durante el periodo de emplazamiento de los granitoides tardíos (Carbonífero-Pérmico) y se corresponde con lo que se ha denominado "Tectónica tardihercínica" por parte de los autores que se han ocupado del estudio del Macizo Hespérico. Prácticamente la mayor parte de las fallas que afectan a los

materiales hercínicos en la Hoja, así como los enjambres de diques (pórfidos graníticos y cuarzos) pueden relacionarse con este período tectónico, si bien entre los diques de cuarzo algunos puede haberse rellenado también entrado ya el Mesozoico. La trascendencia de la red de fracturación así creada es enorme pues durante las épocas tectónicas posteriores (Tectónica Alpina) la deformación de la región de la Hoja se produjo principalmente por reactivación de las viejas fallas tardihercínicas, aunque ahora de manera coherente con los nuevos tipos y direcciones de los tensores de esfuerzos.

El análisis detallado de las fallas tanto en la Hoja como en las regiones limítrofes del Sistema Central, permite reconocer dos etapas de tectónica tardihercínica que corresponden en realidad a dos evoluciones sucesivas y diferentes en el régimen deformacional (DE VICENTE et al., 1986; CAPOTE et al., 1987). La primera etapa es la denominada "Etapla Malagón" y a ella sucedió la denominada "Etapla Hiendelaencina" que es la que en realidad equivale a la tectónica tardihercínica clásica a la que se refieren los trabajos de los años sesenta y setenta.

a) Etapla Malagón:

Esta primera etapla tardihercínica corresponde a una evolución desde distensión uniaxial con eje de extensión según la dirección N-S que pasa después a una tectónica de desgarres con el eje de acortamiento según E-O y el de extensión según N-S.

Durante la primera parte (distensión) se emplazaron los diques de pórfidos graníticos, cuya dirección es aproximadamente E-O y en Hojas limítrofes se reconocen incluso algunas fallas normales dúctiles, también de dirección E-O y formadas en una fase precoz en condiciones de mayor profundidad cortical. En la Hoja de San Lorenzo de El Escorial se encuentran estos diques de pórfido asociados en enjambres principales que se orientan según N100°E, situado uno entre Valdemorillo y Zarzalejo y el otro unos 11 Km. al norte. En la parte central de la Hoja, entre Villalba y Valdemorillo, se encuentran dos alineaciones de diques de pórfido de dirección N10°-N20°E que no encajan en el esquema de esta etapla tectónica y que, por el contrario, deben asociarse a otra etapla, probablemente a la posterior etapla Hiendelaencina.

El análisis detallado de fallas en toda esta región del Sistema Central permite deducir el paso progresivo a la tectónica de desgarre con acortamiento según E-W. Este desgarre se refleja en ciertas áreas por despalazamientos mediante cizalla dúctil entre el pórfido de algunos diques y el encajante.

b) Etapla Hiendelaencina

Es la etapla fundamental de fracturación tardihercínica del Sistema Central con direcciones de las fallas concentradas principalmente según dos direcciones, N10° a N30°E una de ellas y N70° a N90°E la otra. A esta etapla se asocia el emplazamiento de gran número de diques de cuarzo y barita. Los diques de cuarzo cortan claramente a los pórfidos graníticos de la etapla anterior y son muy visibles en la parte central-norte de la Hoja, donde se encuentran dos largas alineaciones de direcciones N-S y N50°E, y en la zona al ENE de Valdemorillo. Los diques de pórfido de dirección anómala casi N-S se

pueden asociar, como se ha dicho, a esta etapa jugando un papel similar a los diques mayores de cuarzo al Este de Villalba.

El análisis, mediante métodos poblacionales, de gran número de fallas medidas en estaciones en toda la región permite apreciar que el tipo de movimientos cambió desde desgarres normales a fallas con importante componente de dirección (fallas normal-direccionales) y finalmente fallas de extensión radial. Este último régimen tectónico controló el momento álgido de emplazamiento de diques de cuarzo al igual que ocurre en otras zonas del Sistema Central (DE VICENTE et al., 1986). La dirección de acortamiento relativo horizontal permaneció con orientación constante entre N35° y N55°E a lo largo de toda esta etapa.

Los diques de cuarzo predominantes tienen una dirección de N30°E y no se puede descartar que hayan continuado emplazándose después del Pérmico. Como ya se ha indicado esta "Etapa Hienelaencina" corresponde a la fracturación tardihercínica reconocida por todos los autores y a ella se pueden hacer corresponder las grandes fallas que se reactivaron en tiempos posteriores.

TECTÓNICA ALPINA

No es fácil la individualización de las estructuras alpinas en las zonas cristalinas de la Hoja, toda vez que fueron fundamentalmente fallas frágiles tardihercínicas reactivadas. Sin embargo en el borde de contacto con la cuenca de Madrid la presencia de terrenos terciarios permite precisar al menos algunos episodios tectónicos que, por otra parte se pueden establecer en otras áreas del Sistema Central.

La reactivación de estas fallas se realizó en el marco de las compresiones alpinas, consecuencia de la transmisión de campos de esfuerzos al interior de la Península Ibérica desde los bordes alpinos activos. El Sistema Central fue levantado como un gran bloque o "horst" respecto a las depresiones terciarias limítrofes de las que en el ángulo SE de la Hoja aparece representada la cuenca de Madrid. El Sistema Central se articula aquí con la cuenca terciaria mediante la "Falla de Borde Meridional", en realidad una línea compuesta por fallas inversas de varias direcciones.

El análisis de datos meso y microestructurales dentro y fuera de la Hoja permite determinar una sucesión de varias etapas tectónicas alpinas, algunas de ellas mal documentadas en comparación con otras unidades interiores, como el Sistema Ibérico mientras alguna otra etapa adquiere el papel preponderante en la estructuración alpina y más reciente. Estas etapas son:

a) Etapa Ibérica

A nivel del conjunto del Sistema Central esta etapa se pone de manifiesto mediante análisis de poblaciones de fallas en las áreas cristalinas pero sobre todo se encuentran datos en las formaciones cretácicas que flanquean el contacto Sistema Central-Cuencas terciarias, por ejemplo en la región de Segovia. Corresponde a la etapa de compresiones principales que plegó la Cordillera Ibérica y se desarrolló durante el Oligoceno-Mioceno Inferior. La dirección de compresión es N45° a N55°E y en otras áreas del Sistema Central

se puede reconocer que dio lugar a desgarres normales y que se relacionan con ella los sedimentos paleógenos de las áreas más orientales.

Dentro de la Hoja no se refleja esta etapa a nivel macrotectónico, y a nivel microestructural resulta difícil separarla por confundirse con la etapa tardihercínica "Hiendelaencina", con compresión también desde el NE.

b) Etapa Guadarrama

Es la etapa compresiva alpina más importante del Sistema Central ya que a ella se asocia la estructuración actual en "horsts" y "grabens" inversos.

Presenta elipsoides de deformación de varios tipos. Así se da una tectónica de tipo inverso-direccional que produce desplazamientos en fallas de direcciones entre N20° y N70°E y buzamientos bajos. Se encuentran también fallas de la misma dirección pero buzamientos mayores que actúan en régimen de desgarres inversos y, finalmente, un elipsoide de desgarres normales con fallas de direcciones N80° y N110°E que tienen buzamientos altos. Como puede apreciarse esta etapa alpina aprovecha fallas previas, de la etapa "Hiendelaencina".

En todos estos elipsoides, que reflejan una variación continua a lo largo del tiempo desde los regímenes inversos a los de desgarre normal, la dirección de acortamiento es N140° a N155°E. La secuencia deformacional implica una disminución de la intensidad de las compresiones horizontales y la edad se puede situar desde el Mioceno Inferior al Mioceno Superior. Esta datación se apoya en el carácter progradante de las facies más energéticas hacia el interior de la Cuenca de Madrid durante el momento de mayor deformación de esta etapa.

En la Hoja de San Martín de Valdeiglesias las fallas del borde del Sistema Central, que hacen cabalgar al conjunto cristalino sobre el Mioceno de la Cuenca de Madrid son atribuibles a esta etapa. Es fácil advertir que las direcciones de las fallas que componen el límite del macizo cristalino son fundamentalmente N10°-N20°E y N85°-N100°E y son de tipo inverso, en clara concordancia con la deformación de la etapa "Guadarrama".

c) Etapa Torrelaguna

En otras zonas del Sistema Central se han localizado compresiones de dirección N-S que mueven fallas en forma de desgarres normales. En esta Hoja los materiales neógenos aparecen ligeramente deformados por monoclinales cruzados, de dirección NNE y casi E-O, que se pueden relacionar con esta dirección de compresión. Por otra parte se encuentran materiales cuaternarios en varios puntos del Sistema Central (Valle del Lozoya, Rascafría, Depresión de Redueña, etc.) afectados por flexiones y fallas coherentes con una compresión N-S. Dada la tendencia evolutiva ya marcada en la Etapa Guadarrama y esta edad reciente de la compresión N-S se puede separar una última etapa de deformación frágil que coincide con la definida por DE VICENTE (1988) como "Etapa Torrelaguna". Los elipsoides están definidos en los alrededores de Torrelaguna y llevan una dirección de compresión algo más nortada que la etapa "Guadarrama" a la vez que es algo más extensiva. En efecto la

dirección de compresión es de N170° a N180°E, moviéndose como desgarres normales fallas de direcciones N150° a N160°E a 200°E cuyos buzamientos son altos. Esta etapa entra ya en lo que se puede considerar "neotectónica" y su edad va del Mioceno Superior al Cuaternario.

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES

La Hoja de San Lorenzo de El Escorial constituye uno de los mejores lugares para la observación de las superficies del piedemonte del Sistema Central. Con la excepción de los relieves del sector Oeste y Noroeste, y los de la Sierra del Hoyo de Manzanares, en el extremo Noreste, el resto de la Hoja, más del 60% corresponde al piedemonte. Dentro de éste, a su vez, sólo una porción del cuadrante suroccidental está desarrollado sobre materiales detríticos terciarios, y el resto corresponde a una "rampa" que corta diferentes tipos de materiales antiguos.

Los relieves del Oeste, el macizo de Abantos, son los últimos de la Sierra de Guadarrama que, aquí, tiene ya una dirección predominantemente NNE-SSW. En sus cumbres se observan restos de superficies de aplanamiento antiguas. Estas junto a las superficie o superficies que constituyen la rampa antes mencionada, son los rasgos fundamentales de la megamorfología de la Hoja. Las diferencias de cota entre las superficies son salvadas por desniveles de magnitud variable. El más importante, la vertiente oriental de Abantos es un escarpe rectilíneo controlado estructuralmente. Los restantes, de dimensiones menores son más variables en sus características.

A estos rasgos, que, por extensión y significado genético, podríamos denominar "megamorfológicos", se les superponen otros derivados de la acción de procesos pleistocenos y holocenos. Estos procesos sólo han generado formas equivalentes a las anteriores en algunos casos, por ejemplo, las acciones cuaternarias son las responsables de la morfología general de las cuencas.

En consecuencia, el planteamiento general de la zona puede realizarse en dos grandes apartados:

- 1) Las superficies de aplanamiento que, junto a la morfoestructura, constituyen los grandes rasgos del relieve actual.
- 2) El modelado reciente, cuaternario y pliocuaternario, sobreimpuesto al anterior y que, en su mayoría, define las formas de detalle.

La separación entre ambos grupos morfológicos será tanto más fácil cuanto más generalizado haya sido el aplanamiento y más reciente su desnivelación. Cuando, como ocurre en el Sistema Central, pueden establecerse varias fases para ambos acontecimientos, no siempre es posible distinguir tajantemente entre formas heredadas y formas en equilibrio con los procesos morfogenéticos actuales y/o subactuales.

5.1.1 Las superficies de erosión

Aunque el reconocimiento de la presencia de grandes superficies de aplanamiento en la Meseta es anterior (FISCHER 1894, SCHMIEDER 1915, STILKEL 1929, etc.) fue SCHWENZNER en 1936 quien, apoyándose en esos trabajos hizo el planteamiento más completo en lo referente a estos temas.

SCHWENZNER (1936) se basó en el modelo genético de la "escalera de piedemonte"

de PENK, W. (1972) cuyo significado dinámico y evolutivo puede discutirse, pero, en todo caso, llega a una descripción de la morfología que a penas ha sido variada por los autores posteriores. Según SCHWENZNER (op. cit.) se reconocen cuatro niveles de aplanamiento que corresponden a otros tantos episodios de arrasamiento: una superficie de cumbres, formada a partir de la superficie fundamental de la meseta intraherciniana (post-oligoceno y pre-tortonense) y tres "superficies de meseta" M_3 , M_2 y M_1 encajadas sucesivamente y que corresponden respectivamente a un encajamiento finimioceno y dos pliocenos. A este esquema hay que añadir tan sólo que, en puntos aislados, aparecen restos de una superficie "intermedia" entre las M_3 y M_2 (CABRA, 1981, CENTENO, 1983, 1988) y restos exhumados de superficies anteriores como la pretriásica y precenomanense.

Un nuevo enfoque para la morfogénesis del Sistema Central procede de SOLÉ (1952). Este autor, se inclinaría más por un modelo convergente con el de DAVIS (1899), es decir, de desnivelaciones de arrasamientos totales y no parciales. De este modo el relieve actual sería el resultado de un proceso de desnivelación de una superficie o penillanura fundamental finimiocena, desgajada en las superficies de cumbres y M_3 . Los piedemontes (M_2 y M_1) siguiendo las idas de BIROT (1937) serían el resultado de un proceso de sedimentación bajo condiciones áridas y/o semiáridas establecidas durante el Plioceno.

Apoyándose en ambos modelos, en el carácter de los sedimentos de las cuencas terciarias, facies típicas de abanicos aluviales, así como en las aportaciones de otros autores (BOTELLA y DE HONOS 1884, CALDERÓN y ARANA 1884a y b, VAUDOUR 1977, GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL 1978), PEDRAZA (1973) regresa al modelo de PENK (1972) propuesto para el Sistema Central por SCHWENZNER (op. cit.), a la vez que destaca, siguiendo a SOLÉ (op. cit.) los movimientos desniveladores como responsables, en último término, de la morfoestructura en bloques.

Para PEDRAZA (op. cit.) la "penillanura fundamental" sería una "penillanura poligénica y heterócrona" en el sentido de CHOLLEY (1957) que aparece en la superficie de cumbres y la "superficie de Paramera", equivalente ésta a la M_3 . La desnivelación de la superficie se produciría con los primeros movimientos alpinos. A continuación se inicia un período caracterizado por condiciones y procesos de sedimentación primero en condiciones de "sabana húmeda", con formación de superficies grabadas, y tras una desnivelación pliocena, en condiciones más áridas dando lugar a pendientes s.s. El primer proceso de pedimentación húmeda se correspondería con el relleno principal de las cuencas, el "ciclo arcósico", mientras el de pedimentación semiárida correspondería los arrasamientos de las series arcósicas y los depósitos de Rañas o asociados.

Los restos de las superficies labradas en condiciones húmedas son difíciles de precisar.

La superficie "intermedia" ha sido seguida por algunos autores como restos de dicha superficie, aunque la superficie M_2 reúne también condiciones similares.

GARZÓN (1980) establece como superficie fundamental la finicretática, dando un carácter de superficie de lavado en condiciones de alta humedad y temperatura y que, durante el "ciclo arcósico" (PEDRAZA op. cit.) sería reelaborada hasta alcanzar una configuración "tipo penillanura". Desnivelaciones posteriores la dejarían ocupando el nivel de cumbres y el de Paramera (M_3 de SCHWENZNER op. cit.). Para GARZÓN (op. cit) las Rampas serían el resultado de un proceso de exhumación de la antigua superficie finicretática

que habría quedado fosilizada durante el ciclo arcósico. Estas ideas son defendidas también por FERNÁNDEZ GARCÍA (1987) con pocas modificaciones de modo que el principal problema actualmente es el de la conciliación entre los procesos de exhumación y pedimentación en la zona.

En todo caso, sea cual fuera el modelo genético aceptado, la morfología puede describirse como un conjunto de superficies de arrasamiento escalonadas tanto en el macizo (cumbres M_3 , M_2 , M_1) como en la cuenca (M_1 , Páramos).

5.1.2 El modelo de detalle, la evolución cuaternaria

Los procesos morfogenéticos cuaternarios son en el macizo y sus inmediaciones predominantemente erosivos.

De los escasos procesos agradativos resultan una serie de formas y formaciones superficiales. Éstas están generalmente aisladas lo que unido a la escasez de dataciones hace difícil toda tentativa de establecer una cronología de la morfodinámica del Cuaternario.

La evolución ha estado controlada fundamentalmente por la dinámica fluvial. Ésta ha producido la sustitución de las superficies antiguas por formas lineales debidas al encajamiento, aunque se encuentran también formas de aplanamiento restringidas (terrazas erosivas, pedimentos) en los que se detectan procesos análogos a los de pedimentación finiterciaria (CENTENO, 1988).

Una vez en la cuenca terciaria, los ríos principales forman sistemas de terrazas más continuos (Guadarrama, Aulencia, etc.) pero en el macizo los aterrazamientos son siempre de uno o dos niveles y en tramos aislados de los ríos.

Las formas de origen gravitacional son probablemente las más extendidas, pero en general no han producido modificaciones sustanciales del relieve, excepto un tapizado general de éste sobre todo en sustratos metamórficos.

Los procesos glaciares abundantes en las Hojas adyacentes (p. ej. Cercedilla, Segovia, etc.) están ausentes en esta Hoja o al menos no han sido descritos. El periglacialismo tampoco parece haber sido tan importante y lo más destacado podrían ser las formas de gelifracción de las vertientes de Abantos y algunas formas de soliflucción aisladas.

5.2 SISTEMA CARTOGRAFICO

El problema principal a que hemos de enfrentarnos en el campo de la cartografía geomorfológica deriva de la ausencia tanto de una simbología precisa y acordada, como de unas unidades básicas que sirvan como referencia geométrica, genética y evolutiva.

Ante estas deficiencias cada especialista de acuerdo con sus necesidades, viene realizando la cartografía que considera más adecuada, bien destacando los grupos de formas, bien los procesos morfogenéticos, etc.

En este caso y dados los precedentes de nuestras investigaciones sobre la cartografía geomorfológica en el Sistema Central (PEDRAZA 1978, CENTENO, 1988, CENTENO, et al., 1983, RUBIO, 1984) creemos procedente establecer aquí el sistema de delimitación de unidades como referencia básica.

De esta manera se diferencian unas porciones del relieve que se han generado según unos procesos o sistema de ellos, con un contenido evolutivo y una geometría específica presente aún en el terreno y/o fácilmente deducible a pesar de los procesos posteriores más o menos degradantes. Dichas porciones constituyen las UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.

Dichas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango y asociadas en otras mayores. Las primeras, LOS ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS establecen las referencias geométricas (pendientes, escarpes, articulaciones, etc.) dando formas primarias y genéticas (acciones y agentes del modelado que asociadas configuran un proceso morfo-genético) mínimas en que puede ser compartimentada la unidad. Las asociaciones mayores, sirven en todo caso, como base de referencia a la hora de establecer categorías de relieves, regiones naturales, regiones morfoestructurales, es decir, megamorfológicas.

Dados los objetivos de este mapa, se elude el segundo proceso, aunque ha quedado referenciado en la introducción, para centrarnos en la cartografía de los elementos. Estos, de acuerdo con los métodos referidos, se agrupan según varias categorías, así:

PROPIOS: Son aquellos elementos que caracterizan a una unidad y por tanto, su ausencia implica la imposibilidad de definirla. Siempre tienen una entidad geométrica pues se trata de formar, aunque a veces se asocian a un agente o una acción modeladora específica, tanto más frecuente cuanto más reciente sea la génesis de la unidad y vice-versa.

SOBREIMPUESTOS: son aquellos elementos que se asocian a la unidad desde un punto de vista espacial, pero la distorsionan desde el punto de vista geométrico, genético y/o evolutivo.

Esta sobreimposición puede ser por:

HERENCIA, caso de elementos residuales de unidades previas que no fueron anulados al elaborarse la nueva unidad.

DEGRADACIÓN, caso de los elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generados de la unidad. Son por tanto elementos que tienden a sustituir a los propios y característicos de la unidad en base a definir una nueva.

AGRADACIÓN, cuando los nuevos procesos dan lugar a formas deposicionales que generalmente fosilizan formas previas.

5.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

5.3.1 Superficie tipo penillanura en cumbres

Corresponde a la superficie de Cumbres (Sc) de SCHWENZNER (1936). Está formada por

una serie de planicies suavemente alomadas dando lugar a las divisorias principales de la región. Son característicos algunos relieves de tipo "monadnock" y extensas áreas en las que aflora un sustrato alterado (arenización). Asociados a estas alteraciones son frecuentes las depresiones de tipo nava, con desarrollo de suelos hidromorfos y a veces turberas ácidas.

Como consecuencia del rango de altitudes en que aparecen en toda la superficie se encuentran signos de actividad periglaciaria de diversa intensidad, suelos enlosados, soliflucción, guirnaldas, y rosetones, césped almohadillado, etc. pero estas formas son más escasas en esta Hoja que en las adyacentes.

5.3.2 Superficie tipo penillanura de Paramera

Corresponde con la superficie de Meseta M_3 de SCHWENZNER (1936). Su morfología es igual a la de Cumbres, propia de superficies de tipo penillanura, con relieves residuales de tipo "monadnock" y gran abundancia de alteraciones y navas. En esta Hoja queda reducida a unos pocos replanos, desnivelados respecto a la unidad anterior a favor de líneas de fractura, o culminaciones de relieves aislados como las Machotas o, sobre todo, la sierra del Hoyo de Manzanares.

5.3.3 Laderas

Son formas de enlace entre las diferentes superficies escalonadas. En general se trata de pendientes escarpadas y rectilíneas, tendencia únicamente modificada por la presencia de formas de origen fluvio-torrencial, gravitacional, etc. Estas características y su asociación a grandes líneas de falla hacen que se interpreten como desniveles de origen tectónico.

Se distinguen por morfología dos tramos situados encima y debajo de la superficie de paramera, y cuando ésta no aparece los dos tramos son discernibles por su morfología. La mayor abundancia de alteraciones en el tramo superior le dan uniformidad que no posee el tramo inferior donde predominan a menudo las formas de tipo berrocal.

Por otra parte los tramos superiores presentan frecuentes recubrimientos coluviales que ocasionalmente (canchales, corredores de bloque, etc.) pueden deberse a procesos pseudoglaciares.

5.3.4 Superficies de la rampa: Pediment Superior (M_2) Pediment Inferior (M_1) y superficie grabada (M_1)

Los dos niveles M_2 y M_1 de SCHWENZNER (op. cit.) han sido descritos muy a menudo como superficie de tipo pediment. Los restos de la superficie M_2 tienen en la Hoja características propias de pediment, pero a menudo están degradadas. Esta degradación consiste en la pérdida de parte del manto de alteración de modo que la morfología de detalle es la que MACKIN (1971) describe como "pediment de alteración y lavado". Es en este sentido en el que la interpreta PEDRAZA (1978).

El nivel M_1 , en cambio, presenta más a menudo esta morfología. Tan sólo en puntos

aislados presenta morfología de pediment s.s., por ejemplo en la depresión de los arroyos Guatel Primero y Segundo, al Oeste de Collado-Villalba que VAUDOUR (1979) describía como una serie de conos rocosos. Mucho más frecuente es que este nivel morfológico esté dominado por superficies irregulares, con abundancia de berrocales y relieves residuales, en las zonas graníticas. En estas zonas, donde la proporción de alterita retirada es considerable, puede hablarse de superficie grabada (etchplain) parcialmente expuesta. Este punto de vista hace más compatibles las ideas de los dos modelos evolutivos más recientes (PEDRAZA, 1978, GARZÓN, 1980). Según el segundo de ellos, estas superficies serían superficies antiguas exhumadas y, por tanto, restos de la superficie fundamental. La alteración durante el período de fosilización y el lavado subsecuente (que incluiría la formación de rasgos propios del pediment) son procesos perfectamente compatibles.

En todo caso, la morfología predominante de la rampa es la de una superficie grabada, caracterizada por la presencia de formas residuales de diversos tipos de dimensiones (inselbergs, bolos, etc.) entre los restos de un manto de alteración.

5.3.5 Vertientes de encajamiento fluvial

A partir del inicio del Cuaternario (p. ej. PEDRAZA, 1978) el proceso dominante ha sido un encajamiento y linearización de la red fluvial en toda la meseta. Dentro del macizo, este encajamiento ha sido particularmente intenso en los bordes. Por eso, todas las superficies de la rampa se han conservado en una serie de replanos que forman las divisorias principales. Entre ellas los ríos circulan por valles estrechos, más profundos al acercarse a la cuenca terciaria, y cuyas laderas se han cartografiado cuando las dimensiones lo han permitido.

El encajamiento ha sido controlado por la estructura tanto en planta (de donde se deriva su trazado según direcciones preferentes) como en perfil ya que la morfología detallada de las laderas consiste en una serie de formas residuales expuestas y controladas por factores estructurales.

5.3.6 Superficie de campiña

En la porción del mapa correspondiente a la cuenca terciaria, en la zona sudeste, la divisoria de las cuencas del Guadarrama y el arroyo de la Trofa es una planicie prácticamente enrasada con el nivel M_1 del macizo. Esta superficie ha sido descrita como "superficie de Campiña" por PEDRAZA (1978). Es una superficie erosiva que corta a los depósitos arcóscicos y de borde.

5.3.7 Vertientes glacis

Está formada por las vertientes entre los depósitos fluviales relacionados con la red actual y la superficie encajada en la cuenca que, con depósito asociado o sin él, fue generada por una red anterior. Se presentan según un conjunto de replanos lobulados y escalonados, articulados entre sí mediante glacis de erosión o cobertera (PEDRAZA, 1978).

Sobreimpuestos a esta configuración aparecen elementos morfológicos ligados a la

movilidad de estas vertientes en función de la del fondo de los valles: abarrancamientos, cárcavas, derrames, coluviones, etc.

Dada su posición de enlace, su génesis está directamente ligada a la definición de la red fluvial actual, mediante el desarrollo de glaciares conforme se producía el encajamiento cuaternario de la red.

5.3.8 Sistemas de aterrazamiento fluvial

Los sistemas de terrazas son escasos y poco extensos en el macizo, pero todos los ríos principales (Guadarrama, Aulencia, Trofa, etc.) forman un conjunto de terrazas al iniciar su tránsito por la cuenca. La mejor muestra es la del río Guadarrama donde se distinguen tres niveles de terraza y el de inundación actual. De los tres niveles, el superior está mal conservado y, aunque parece ser una terraza mixta, podría tratarse también de una deposicional degradada.

5.4 DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS MORFOLÓGICOS

5.4.1 Elementos asociados a las superficies de erosión

Aunque este tipo de elementos pueden encontrarse en otras unidades, son característicos de las superficies erosivas. Por ello, son mayoritariamente formas relictas, aunque se han descrito algunos relacionados con la morfogénesis holocena y probablemente actual (PEDRAZA, 1984; CENTENO, 1988).

a) Restos de planicies de arrasamiento con relieves residuales dispersos

Se presentan en retazos más o menos amplios que han quedado como "residuos de posición" respecto a los elementos sobreimpuestos generados a costa de la unidad (por los procesos degradantes, básicamente los fluviales). Comportan todos los rasgos característicos de la planicie a que pertenecen, son por tanto elementos propios y característicos de la morfología original de dicha planicie.

b) **Berrocales y relieves residuales.** Los berrocales son áreas cubiertas de formas desarrolladas sobre roca desnuda, con escasos restos de los materiales alterados. Todas estas formas pueden considerarse como residuales y son más abundantes en las zonas graníticas. En algunos casos, tales relieves residuales han sido cartografiados como elemento aislado en función de sus características:

b₁) **Inselbergs.** Son cerros aislados en zonas de marcada tendencia plana, con un enlace neto con la planicie. Son característicos de la superficie de pediment. El hecho de que formas de este tipo aparezcan sobre los rellanos y hombreras de altura equivalente o ligeramente inferior a las Parameras (M₃ de SCHWENZNER) induce a pensar que se trata de los restos de la antigua "superficie de lavado" o "pediment de sabana". En este caso habría

que considerar los inselbergs como "elementos heredados", pero éste sigue siendo un problema en estudio tal como se señalará al descubrir las unidades.

b₂) Inselbergs compuestos. Son aquellos relieves de tipo inselbergs que contienen varias de las formas básicas de éstos (dómica, acastillada, etc.). En general se trata de relieves de grandes dimensiones.

b₃) Relieves Residuales Lineales. Son relieves residuales de resistencia que se cartografían sin encerrar otra interpretación genética que la de estar condicionados por contrastes litológicos lineales.

5.4.2 Elementos periglaciares

Son formas originadas por procesos periglaciares pleistocenos y holocenos, pero una datación más detallada de los mismos no es posible en la actualidad. Sólo son cartografiables algunas de las formas mayores: **canchales** y **escarpes en cabecera** debidos a la gelifracción. Otras formas menores, aunque más frecuentes no pueden ser cartografiadas: enlosados, guirnaldas, césped almohadillado, etc. Las formas que indican una mayor efectividad de los procesos periglaciares (círculos de piedra, debris islands) han sido descritas en otras zonas cercanas pero no han sido halladas en la Hoja (PEDRAZA et al., 1986; PEDRAZA et al., 1987).

5.4.3 Elementos coluviales

Corresponden a elementos deposicionales que se superponen a todas las morfologías previas y, dada su asociación a todos los demás procesos, nunca llegan a tener entidad morfológica de unidad. Aquí se reducen a los depósitos gravitacionales y mixtos (gravitacionales, arroyada, descarga semiconcentrada en las vertientes, etc.) que se sitúan preferentemente en la zona de transición entre las laderas y los Piedemontes.

Por lo general se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo y arena) que contiene en ocasiones niveles de mayor granulometría (tamaño grava) y/o cantos dispersos. Derivan de la removilización de los materiales cristalinos alterados (o de los no consolidados en las cuencas y depresiones inferiores).

Debe señalarse la presencia, en escarpes y laderas de toda la zona, de una débil cobertura formada por procesos y materiales mixtos entre regolito removilizado-suelo-depósitos de derrames o escorrentía no concentrada.

Aunque estos últimos citados pueden considerarse como funcionales y de hecho son los que acaban nutriendo de material a los coluviones del pie de laderas y escarpes, donde se estabilizan momentáneamente, los coluviones que podríamos definir como "concentrados" están disectados por la red actual lo que parece indicar, al menos, una funcionalidad mínima o muy atenuada.

5.4.4 Elementos fluviales y de procesos asociados

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas, más o menos libres y de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas muy variadas. Partiendo de ello se establecen:

a) **Turberas y Navas:** Ambos elementos se engloban en uno solo, a pesar de sus diferencias, dada la convergencia de fenómenos y morfología; se trata de zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos de césped, por lo general en las Navas de altura, depresiones u omblicos y bordes de lagunas asociados a los procesos glaciares pleistocenos, en donde se desarrolla preferentemente la turba, a veces muy incipiente. Sin embargo, la falta de estudios de detalle con muestras minuciosas, hace que por el momento no sea posible una separación entre ambos grupos de elementos, la turbera y la nava.

En principio es difícil establecer una cronología precisa dado que muchos de ellos han podido funcionar a través de todo el Cuaternario e incluso lo siguen haciendo la mayoría. Las turberas asociadas al glaciario son, sin embargo, de origen Pleistoceno terminal a Holoceno.

b) **Gargantas y Torrenteras:** Son formas de incisión lineal que se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. Como corresponde a su definición la anchura es siempre menor a la magnitud de la profundidad. Aunque en ocasiones, la mayoría, se sitúan a favor de fracturas y fallas, se destacan aquí las depresiones que están asociadas a cauces fluviales pero presentan una génesis de hundimientos tectónicos y aunque éstos no alcancen la magnitud de los grabens se han unido a esa unidad. Quedan aquí únicamente, las formas de vaciado de la red hidrográfica actual.

c) **Conos de deyección:** Se trata de elementos producto de la descarga de materiales allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces, generalmente torrenteras, de concentrados a semiconcentrados o dispersos. Los más característicos se sitúan en la base de las elevaciones justo en el enlace entre ladera y piedemonte.

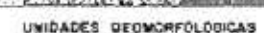
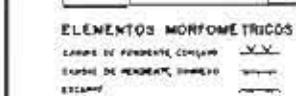
Presentan la morfología característica de cono y varían sus granulometrías dependiendo de la composición del sustrato. En el macizo cristalino se trata de conglomerados de bloques, ligeramente compactados o sueltos.

d) **Cabeceras torrenciales:** Sólo se han cartografiado las más importantes y cuya morfología está claramente delimitada por escarpes erosivos. Sus laderas están frecuentemente recubierta por distintos tipos de coluviales.

e) **Cabeceras torrenciales en alvéolos:** Se han diferenciado aquellas cabeceras que por su morfología podrían corresponder a formas de lavado de alteración condicionada directamente por la estructura.

f) **Glacis de ladera:** Son cada uno de los replanos lobulados y escalonados que forman la unidad de vertientes glacis. Son glacis mixtos erosivo-sedimentarios desarrollados hacia los valles de los ríos principales a partir de procesos de escorrentía semiconcentrada.

A estos elementos hay que añadir los tres niveles de terraza y los replanos aluviales y coluviales de fondo de valle. Por su estrecha relación con los depósitos asociados se describen en el apartado de Cuaternario y en la unidad morfológica de Sistemas de aterrazamiento fluvial.



6 HISTORIA GEOLÓGICA

Dentro del ámbito de esta Hoja geológica los materiales más antiguos se encuentran restringidos a un reducido conjunto de metasedimentos pertenecientes al afloramiento metamórfico de El Escorial y a otro pequeño afloramiento situado en las inmediaciones de la Urbanización de El Molino de la Hoz.

Los metasedimentos del afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, son completamente equivalentes a los que aparecen en el sector septentrional de este mismo afloramiento en la Hoja de las Navas del Marqués, y en gran parte se corresponden con los neises félicos y micaesquistos que describen SAN MIGUEL et al. (1960) en la memoria de la Hoja N° 532 (Las Navas del Marqués). Posteriormente, NAVIDAD & PEINADO (1977) incluyen a estos metasedimentos dentro de un conjunto volcanosedimentario constituido por grauvacas con intercalaciones pelíticas, cuarcitas impuras y rocas carbonatadas, así como por un importante conjunto de volcanitas ácidas. Según estas autoras, la edad de este conjunto se situaría en un período impreciso Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior y la asociación volcanosedimentaria correspondería a un ambiente de margen continental. Estos materiales son correlacionados por CAPOTE & FERNÁNDEZ CASAL (1975) con la Serie de Porto, correspondiéndole por tanto una edad precámbrica. BELLIDO et al. (1981) y PEINADO & ALVARO (1981) asignan a estos materiales una cronología preordovícica, no descartándose la posibilidad de que su edad sea precámbrica superior.

Los metasedimentos del afloramiento de El Molino de la Hoz se encuentran representados por paraneises y esquistos con intercalaciones de metasedimentos y de rocas calcosilicatadas. Si bien estos materiales se encuentran aislados del resto de los afloramientos metamórficos de la Hoja, y no aparecen materiales carbonatados asociados a ellos, no es improbable que dadas sus características resulten equivalentes con gran parte de los metasedimentos de las áreas próximas del Sistema Central, siendo extrapolable para ellos una edad preordovícica y posiblemente precámbrica.

La mayor parte de los materiales metamórficos de esta Hoja está representada por un conjunto de ortoneises glandulares de composición granítico-adamellítica. Estas rocas han sido previamente sometidas a diversas interpretaciones con respecto a su origen, si bien la gran mayoría de las opiniones actuales coinciden en el carácter ortoderivado de estos materiales. Así, ya FERNÁNDEZ CASALS & CAPOTE (1971, 1976) y FERNÁNDEZ CASALS (1974) proponen un origen ígneo para las formaciones glandulares del Sistema Central Español.

PEINADO & ALVARO (1981) en un estudio de los ortoneises del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado consideran que los neises de Abantos corresponderían a un evento intrusivo de granitoides de tipo S cuyo emplazamiento podría corresponder a un episodio magmático caledoniano. No obstante la existencia de estos eventos en el ámbito Variscico Europeo está bastante desestimada actualmente (MATTE 1986).

Dentro del conjunto de los ortoneises de esta Hoja se han diferenciado en función de su contenido en biotita y de su basicidad unos ortoneises glandulares mesócratos, ortoneises glandulares graníticos y leuconeises, correspondiendo todo este conjunto posiblemente al mismo evento de actividad magmática.

Con respecto a la edad de estos materiales sólo se dispone de un dato de VIALETTE et

al. (1987) para los ortoneises de Abantos en la vecina Hoja de Las Navas del Marqués. Esta datación por el método Rb-Sr en roca total, suministra una edad de 475 ± 13 ma para estos neises, lo que representa un cierto problema ya que el protolito intruiría a un conjunto de metasedimentos que se encuentran de manera sistemática discordantes bajo las cuarcitas del Arenig. En vista de estos hechos, parece posible que la referida datación represente simplemente una edad mínima condicionada por los importantes efectos metamórficos sobreimpuestos, y que su edad real pueda encontrarse más próxima a valores en torno a los 600 millones de años, equivalentes a los obtenidos por BISCHOFF et al. (1978) por el método Pb-U en otros ortoneises del Sistema Central Español. Esta edad sería más coherente con las relaciones estructurales de estos materiales así como con los episodios de plutonismo granítico prepaleozoicos y paleozoicos inferiores determinados en el cinturón Varisco Europeo. En base a todas estas consideraciones y a la naturaleza de estos materiales, posiblemente estos ortoneises se asociarían a un evento magmático colisional relacionado con el orogéno Cadomiense.

La evolución tectonometamórfica de este conjunto, según PEINADO (1973) y FUSTER et al. (1974) está marcada por la actuación de un proceso metamórfico regional plurifacial y polifásico que abarca una primera etapa de presiones intermedias y de gradiente termobárico más bajo, seguida por otra de gradiente más elevado que culmina con el desarrollo de importantes procesos de migmatización regional. Según los mencionados autores, la primera se correspondería con un metamorfismo de tipo Barrowiense con importante desarrollo de almandino y más restringido de distena, mientras que la segunda sería más similar a un metamorfismo de tipo Abukuma con formación de paragénesis con andalucita y cordierita.

A pesar de que este esquema metamórfico se sigue manteniendo vigente según opiniones de diversos autores (BELLIDO et al. 1981), otros piensan en la existencia de materiales polimetamórficos. Así, CAPOTE et al. (1982) tienden a relacionar la distena con un evento metamórfico anterior a la 2ª fase deformativa y posiblemente prehercínico, que generaría en rocas básicas paragénesis con clinopiroxeno y granates de tipo grosularialmandino que correspondería a condiciones eclogíticas. También en esta línea, CASQUET & NAVIDAD (1985) con base en el estudio de las zonaciones de los granates piensan que los materiales de la "Serie Félica Heterogénea" de la zona de Segovia, que serían identificables con parte de los metasedimentos y ortoneises aflorantes en esta Hoja, estarían afectados por un metamorfismo de alta presión y temperatura que no afectaría a los ortoneises graníticos.

Las observaciones sobre los materiales metamórficos en esta Hoja, ponen de manifiesto que tanto los metasedimentos como los ortoneises presentan una esquistosidad principal asociable a la segunda fase deformativa hercínica y que posiblemente corresponda a la suma de los efectos de esta fase y de la primera, presentándose zonas con una intensísima deformación que corresponden a bandas de cizalla dúctil relacionada con la segunda fase.

El análisis textural de estas rocas pone de manifiesto que la esquistosidad principal de estas rocas tanto en los ortoneises como en los metasedimentos pelíticos y grauwáquicos, está definida por capas de biotita y sillimanita generadas y recrystalizadas sincrónicamente con la formación de la esquistosidad y de las bandas de cizalla dúctil. Con posterioridad al

desarrollo de estas estructuras se observa el crecimiento de cordierita y más restringidamente de andalucita, así como recristalizaciones de biotita, sillimanita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Estos últimos procesos de blastesis se realizan en condiciones que se sitúan por encima de las curvas de comienzo de fusión de materiales de composición granítica, lo que se manifiesta en el desarrollo de importantes procesos de migmatización que si bien en función de las relaciones texturales se inician en parte en etapas contemporáneas con el desarrollo de los cabalgamientos dúctiles, adquieren una mayor importancia con posterioridad a la segunda fase y se prolongan hasta estadios muy tardíos con respecto a los procesos deformativos principales. Así, se observan completas desestructuraciones y movilizaciones transgresivas sobre pliegues de la tercera fase y generaciones de fundidos (crociditas) en relación con pequeños desgarres centimétrico-decimétricos muy tardíos, extendiéndose hasta estas etapas las condiciones de blastesis de cordierita que aparece asociada a estas estructuras "crocidíticas".

En el estudio de los materiales de esta Hoja, no se ha observado la presencia de almandino ni de distena, asociados con la etapa de presiones intermedias, lo que no es extraño, debido a la intensidad de los efectos del metamorfismo de bajas presiones que borra gran parte de los efectos mineralógicos de la etapa precedente y provoca importantísimas recristalizaciones que difuminan las estructuras previas. No obstante, en materiales equivalentes del afloramiento metamórfico de El Escorial, en la vecina Hoja de las Navas del Marqués, se encuentran restos ocasionales de granate parcialmente transformados a cordierita, que corresponden a relictos de este mineral generados en la primera etapa de presiones intermedias en metasedimentos y en ortoneises glandulares melanócratos. En estos últimos materiales, también se encuentran relictos de distena blindados en plagioclasa, que corresponden a restos de este mineral generado muy posiblemente durante la segunda fase, en relación con bandas de cizalla.

En relación con procesos tardíos y posteriores con respecto a la cuarta fase deformativa, se observan retrogradaciones de las paragénesis progradas, siendo uno de los efectos más destacados el de la moscovitización de los silicoaluminatos, la cordierita y los feldespatos, encontrándose la totalidad de la moscovita observable generada por estas transformaciones. Asimismo en relación con procesos retrometamórficos se encuentran cloritizaciones de la biotita y sericitizaciones de plagioclasa.

Con respecto a los efectos deformativos relacionados con la Orogenia Hercínica, en esta zona pueden reconocerse los efectos de cinco fases, asociándose las dos primeras al desarrollo de pliegues sinuosos con generación de cabalgamientos y bandas de cizalla dúctil en relación con la segunda y las fases subsiguientes al plegamiento de la esquistosidad, pudiéndose generar localmente una esquistosidad de crenulación en relación con la tercera.

Los efectos de la primera fase sólo se observan con carácter muy restringido y a nivel microscópico, manifestándose como arcos poligonales, abrazados por la esquistosidad principal en algunos metasedimentos esquistosos.

La esquistosidad principal que presentan los materiales metamórficos de esta Hoja es asociable a los efectos de la segunda fase, que puede considerarse como una continuación de los procesos deformativos de la primera. En esta fase se produce una deformación en

bandas de cizalla dúctil como las que se encuentran en el Puerto de Malagón y en una banda situada entre Zarzalejo y el Puerto de la Cruz Verde.

En relación con estas dos primeras fases se producen cabalgamientos y un importante engrosamiento cortical que determina la evolución de la primera etapa metamórfica de presiones intermedias, que evolucionaría al tipo de bajas presiones durante los estadios tardíos de esta fase, al progresar el aumento térmico y hacerse menos importante el incremento de la presión al disminuir la velocidad de apilamiento y engrosamiento del orógeno.

Los efectos de la tercera fase deformativa en este sector se manifiestan en el repliegue de la esquistosidad, y condicionan en gran parte la morfología y disposición de los afloramientos, si bien no se traduce en estructuras cartográficamente representativas. Esta fase corresponde a un episodio de replegamiento retrovergente y en simultaneidad con ella cobran su máxima intensidad los efectos metamórficos de la etapa de bajas presiones, asociándose posiblemente el cambio fundamental del metamorfismo con el cambio en el régimen compresivo respecto a las fases anteriores.

Posteriormente, durante la cuarta fase se produce un replegamiento de carácter más suave, que origina pliegues con directrices muy norteadas y con planos axiales bastante verticalizados. Posiblemente también en relación con esta fase se producen desgarres y pequeñas bandas de cizalla subvertical que son responsables de la orientación de los granitoides en una banda próxima al borde oriental del afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado.

Muy posiblemente, en este sector, los fenómenos de migmatización, persistieron parcialmente durante la fase 4, y es posible incluso, que algunas estructuras crocidíticas, puedan relacionarse con eventos deformativos tardíos relacionables incluso con la quinta fase.

Respecto a la actividad ígnea, en el caso del magmatismo pre-hercínico, se encuentra representada esencialmente por un conjunto ortoneísico cuya composición varía entre térmicos granodioríticos y granítico-adamellíticos, con importante participación de materiales leucocráticos (leucones). Estas rocas por sus características petrológicas y geoquímicas corresponden muy posiblemente a un conjunto de granitoides de origen ensiálico asociados a un orógeno de carácter colisional; no obstante esta caracterización geodinámica resulta problemática con respecto a las dataciones geocronológicas realizadas sobre ortoneises integrados en este conjunto (VIALETTE et al. 1986, 1987) ya que la evidencia geológica es contradictoria con la existencia de un evento geodinámico de esta naturaleza en proximidad al Arenigense.

Las relaciones estructurales observadas en éstos materiales ortoneísicos ponen de manifiesto que se encuentran afectados por todas las deformaciones asociadas a la orogenia hercínica.

La actividad ígnea hercínica en el ámbito de esta Hoja está representada esencialmente por un extenso conjunto de rocas plutónicas ácidas que abarca desde términos granodioríticos hasta leucograníticos, que se agrupan en distintas unidades y complejos intrusivos. Las manifestaciones más precoces de esta actividad ígnea corresponden a un conjunto de granitoides migmatíticos autóctonos y paraautóctonos que si bien tienen una amplia dispersión en las áreas metamórficas carecen de representatividad cartográfica. Estos gra-

nitoides corresponden realmente a movilizados migmatíticos desenraizados parcialmente y sus relaciones estructurales ponen de manifiesto unos intervalos de formación que abarcan desde estadios tardíos con respecto a la fase 2 a periodos sincinemáticos y posteriores a la fase 3 fundamentalmente.

En el caso de los granitoides alóctonos, que corresponden a las manifestaciones plutónicas fundamentales, se observa que la actividad plutónica masiva tiene una etapa de emplazamiento muy tardía. Así nos encontramos con que los conjuntos plutónicos más precoces, entre los que se encuentran las adamellitas tipo Zarzalejo-Valdemorillo presentan una estructuración local en una banda próxima al afloramiento metamórfico de El Escorial, que pone de manifiesto un emplazamiento simultáneo con la cuarta fase. Asimismo se observa que alguna de las unidades que intruyen sobre estas adamellitas, como las adamellitas tipo Atalaya Real, también se encuentran deformadas en su borde noroccidental. Entre las manifestaciones plutónicas relativamente más tardías que afloran en esta Hoja pueden considerarse los conjuntos plutónicos de Hoyo de Manzanares-El Pendolero, las adamellitas del plutón de Torreldones y el plutón de Cabeza Mediana, que aflora parcialmente en el borde septentrional de esta Hoja y para el que se ha calculado una edad de 291 ± 3 ma (IBARROLA et al. 1987). También puede considerarse con carácter tentativo la edad de 286 ± 18 ma establecida para el conjunto de leucogranitos de Cabeza de Lijar y de Hoyo de Manzanares, pero esta datación no debe de considerarse más que como una tentativa, ya que resulta problemático identificar las distintas masas leucogranítica con un pulso magmático unificado.

Esta asociación magmática hercínica corresponde de una manera bastante clara a un plutonismo de carácter ensiálico asociado a un orógeno colisional y se encuentra fundamentalmente relacionado con los procesos de engrosamiento cortical inducidos por el orógeno, verificándose el emplazamiento masivo a posteriori de las etapas compresivas principales. Las características petrológicas y geoquímicas de este conjunto son plenamente compatibles con el encuadre geodinámico, encontrándose unos caracteres típicos de magmas de génesis cortical, sin representación de materiales que puedan proceder de derivación mantélica. Asimismo, los datos geoquímicos existentes no son incompatibles con la génesis del espectro litológico originado por procesos simples de diferenciación magmática a partir de los magmas adamellítico-granodioríticos más básicos. Esto no es obstáculo para que parte de las diferencias encontradas sean justificables por otros procesos tales como diferencias en el grado y en la proporción de la fusión parcial y heterogeneidades corticales a nivel del área fuente de estos magmas. Estos mecanismos coinciden básicamente con los propuestos por APARICIO et al. (1983) para el plutonismo hercínico del Sistema Central Español.

Dentro de la actividad filoniana, los episodios intrusivos más precoces están representados por escasos diques de composición leucogranítica que están afectados por las deformaciones de la cuarta fase.

Las manifestaciones filonianas más importantes dentro de la Hoja están representadas por un conjunto de diques de pórfido de composición granítico-adamellítica. Dentro de este conjunto los filones con directriz N-S corresponden a un pulso intrusivo más moderno que los que tienen directrices más próximas a E-O.

Las representaciones más tardías de la actividad filoniana corresponden a algunos filones de pórfidos monzoníticos y a un numeroso conjunto de diques de cuarzo que en gran parte se asocian a sistemas de fracturación tardihercínicos.

Con posterioridad a las etapas principales de deformación dúctil tienen lugar una serie de episodios de fracturación frágil que abarcan desde periodos tardihercínicos a momentos más recientes relacionados con la Orogenia Alpina, resultando con frecuencia problemática la identificación de las fracturas correspondientes a cada período debido a los procesos de reactivación. Una parte de las fracturas asociadas a los episodios tardihercínicos ha sido el condicionante estructural para el emplazamiento de la red filoniana previamente considerada, sirviendo a su vez estas rocas como medio de distinción en muchos casos entre fracturas tardihercínicas y fracturas alpinas. Dentro de los episodios de fracturación tardihercínicos se han considerado dos etapas fundamentales de acuerdo con el trabajo de DE VICENTE et al. (1986).

La etapa más antigua es la denominada "Malagón" que se asocia a un período distensivo inicial que evoluciona a un régimen de desgarres, produciéndose durante esta fase la inyección de los diques de pórfido con directrices E-O.

Posteriormente, tiene lugar la etapa "Hiendelaencina" que comprende un primer período de desgarres frágiles, con fallas en direcciones N20-30°E de funcionamiento dextral y N70-90°E de funcionamiento sinistral. En relación con esta etapa se produciría la inyección de gran parte de los diques de cuarzo con directrices norteadas.

En relación con este modelo de fracturación tardihercínica y sus implicaciones en el esquema de inyección filoniana, conviene resaltar que también se observa inyección de rocas aplíticas con directrices asimilables a las determinadas por la etapa Malagón (N110-120°E) lo que pone de manifiesto que la fracturación asociable a esta etapa se extiende hasta periodos conectados con los estadios tardíos de cristalización plutónica. Asimismo hay que tener en cuenta el desarrollo de procesos de fracturación frágil más precoces y posiblemente relacionados con la fase 4, a favor de los que se registraría inyección de leucogranitos que se encuentran afectados por una intensa foliación.

También hay que tener en cuenta que en este dominio se encuentran unas importantes familias de diques de pórfidos graníticos y adamellíticos con directrices N-S que ponen de manifiesto que la actividad magmática a la que se asocian estas rocas filonianas se extiende hasta la etapa de fracturación Hiendelaencina, si bien es cierto que la gran mayoría de pórfidos granítico-adamellíticos del Sistema Central se ha inyectado a favor de las estructuras asociadas a la Etapa Malagón. La actividad filoniana monzonítica, que corresponde a uno de los episodios de intrusión más tardíos, podría encontrarse por sus directrices correlacionada con la fracturación asociada a la etapa Hiendelaencina.

Los eventos de fracturación más recientes registrados en el ámbito de esta Hoja corresponden a la orogenia Alpina que es la responsable del levantamiento de los bloques y compartimentación de las fosas del Sistema Central. En relación con este episodio orogénico se han establecido tres etapas para esta región.

La etapa más antigua es la Ibérica, que corresponde al período compresivo que determina la estructura de la Cordillera Ibérica, en relación con esfuerzos compresivos en dirección N50 a 65°E. Durante el episodio distensivo subsiguiente a esta etapa se formaron posiblemente las fosas con rellenos terciarios del Sistema Central. La edad de esta etapa alpina

es anterior al relleno arcósico de las fosas y de posible edad intraoligocena.

Con posterioridad a la etapa Ibérica se registra una etapa N-S en la que se generan desgarres con direcciones N20-50°E, observándose también el desarrollo de componentes normales en algunas fracturas.

La última etapa es la Guadarrama y está determinada según CAPOTE et al. (1982) por la compresión que produjo las últimas estructuras transversales de la Cordillera Ibérica inducidas por compresiones en dirección NO-SE que posiblemente se asocian a las deformaciones más tardías de la Cordillera Bética. La edad de esta etapa es posiblemente intramiocena, en función de los datos obtenidos en los registros sedimentarios de las cuencas del Duero y del Tajo. En relación con esta etapa se produce el levantamiento de los bloques hercínicos y en ella se reactivan fracturas de la etapa Ibérica. También, en relación con esta etapa se producen las fracturas que en esta Hoja determinan el límite entre el bloque ígneo y metamórfico y los depósitos sedimentarios cenozoicos.

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 MINERÍA Y CANTERAS

A pesar de la gran variedad mineralógica de la Sierra de Guadarrama, no existen explotaciones de importancia en esta zona, siendo la característica principal, una gran pobreza en minerales filonianos (DE PEDRO, 1956), ya que aún en los lugares en que se obtenía beneficio en un principio, pronto se llega a agotar, perdiéndose los trabajos en unos cuarzos completamente estériles, o en una roca triturada por intensa cataclasis.

Los antecedentes expuestos contrastan, con la gran cantidad de concesiones de explotación que han existido en esta Hoja, siendo de cobre, plomo, hierro, estaño y wolframio las más frecuentes, aunque también se denunciaron para oro y plata.

La explotación de magnesita, constituye la actividad minera más importante de la Hoja. La producción se inicia en 1942, manteniéndose muy similar hasta el año 1970 en el cual crece considerablemente. Los yacimientos de magnesita se explotan en niveles carbonatados de potencia irregular (formando lentejones de potencia variable dentro de los mismos), que se intercalan en los metasedimentos del Macizo de El Escorial-Villa del Prado. La explotación se realiza principalmente en las minas Pilar (Nº 1288), Adela (Nº 1296) y Gloria (Nº 1289) en los términos de San Lorenzo de El Escorial, Zarzalejo y Sta. María de la Alameda, aunque en la actualidad estas labores se encuentran paralizadas.

Los indicios metálicos existentes en la Hoja, están ubicados en la mitad E. de la misma, próximos al contacto del granito y del gneis con el Terciario detrítico del SE., o al contacto granito-neis o asociados a los diques de cuarzo. Prácticamente la totalidad de los indicios son de carácter filoniano, bien relacionados con procesos genéticos hidrotermales o neumatolíticos.

La mineralización asociada a los procesos genéticos hidrotermales, es fundamentalmente de cobre, bien como sulfuros o combinaciones afines o, como carbonatos o arseniatos. Aunque existen algunas manifestaciones aisladas (sulfuros) en el granito y en el neis, las más importantes se localizan a lo largo del contacto existente entre ambos materiales al O. de Valdemorillo y Sur de Colmenarejo.

La situación de los indicios es: (Valdemorillo) $X = 570,2$; $Y = 656,5$, (Valdemorillo) $X = 573,7$; $Y = 658,6$, (Colmenarejo-Galapagar) $X = 574,5$; $Y = 660,1$, (Galapagar) $X = 578,2$; $Y = 661,7$, (Galapagar) $X = 582,7$, $Y = 668,7$, (Galapagar) $X = 576,0$; $Y = 665,0$.

La mineralización relacionada con los procesos genéticos neumatolíticos es fundamentalmente de estaño-wolframio y de modo casi general, como óxidos, hidróxidos o wolfratos. La mayor parte de estos indicios están situados en el término municipal de Hoyo de Manzanares y Torreldones. Algunos de ellos se sitúan en el afloramiento granítico pero en su mayoría, directamente relacionados con el contacto granito-terciario detrítico del SE. de la Hoja.

La situación de los indicios es: (Becerril) $X = 584,3$; $Y = 673,3$, (Hoyo de Manzanares) $X = 584,8$; $Y = 672,3$, (Hoyo de Manzanares) $X = 582,7$; $Y = 667,5$ (Hoyo de Manzanares) $X = 584,0$; $Y = 665,6$, (Hoyo de Manzanares) $X = 585,8$; $Y = 665,8$, (Torreldones) $X = 581,4$; $Y = 663,8$. (Torreldones) $X = 580,1$; $Y = 662,6$.

Existen numerosas canteras distribuidas fundamentalmente en los afloramientos de rocas metamórficas y graníticas; estas rocas masivas, han constituido en la mayoría de los pueblos la principal fuente de ingresos, por su aplicación en las construcciones monumentales o en el adoquinado de las calles.

La explotación del granito, constituye una actividad importante a lo largo de la historia de esta Hoja. Las estribaciones orientales de La Machota Chica y la llanura contigua, suministraron todo el granito empleado en la fábrica del Real Monasterio de San Lorenzo (VICUÑA, C. 1929). Alpedrete, Villalba y Zarzalejo, proporcionaron los adoquines de Madrid, en especial los del dique de pórfido de Zarzalejo.

La mayor parte de la producción actual de granito se destina a la obtención de piedras de construcción (sillería), con muy baja mecanización en las explotaciones. Algunas canteras se han explotado (y se siguen explotando) para obtener áridos de construcción, aunque en cualquier caso, solamente se han obtenido granulometrías gruesas (la mayor parte, de la producción se ha destinado a macadan); también se ha utilizado granito para la escoleira de la presa de Valmayor. Las canteras de granito de la Hoja tienen, en general, unas buenas reservas estimadas.

Aunque actualmente inactivas, también se registraron canteras para explotación de arenas en depósitos de forma irregular, sobre masas graníticas de cuya meteorización proceden (Galapagar y Las Matas). Son arenas arcósicas, con una importante fracción arcillosa que las hace adecuadas para ser utilizadas para préstamos. También inactivas, las canteras para explotación de cuarzo se localizan en manifestaciones filonianas importantes, de las que actualmente existe una masa canterable a considerar en la zona NE. de Valdemorillo.

Las canteras situadas en los afloramientos de rocas metamórficas son actualmente explotaciones abandonadas. Prácticamente, se explotaban neises feldespáticos bastante alterados con mayor o menor grado de metamorfismo, que se utilizaron como áridos (generalmente préstamos) en obras próximas a las explotaciones. Cabe señalar la explotación ubicada en el afloramiento al E. de Valdemorillo, con unas buenas reservas estimadas.

Es de destacar también, las canteras situadas en los diques de lamprófidos, los cuales debido al intenso aprovechamiento que para firme de carreteras se realizó de ellos, se llegó a un vaciado casi completo de los mismos. También se ha explotado algún afloramiento puntual de caliza (Robledo de Chavela) como material de cantería-áridos.

7.2 HIDROGEOLOGÍA

La hidrogeología de la zona comprendida en esta Hoja está condicionada por las características de los terrenos que la constituyen, pues en la zona granítica no hay verdaderas capas acuíferas, mientras que en la sedimentaria-terciaria, aparecen distintos niveles retenidos por capas arcillosas prácticamente horizontales.

Esta Hoja está comprendida dentro de las unidades hidrogeológicas consideradas para la provincia de Madrid, llamadas "Sustrato granítico-paleozoico", de dirección SO.-NE. en el norte de la provincia y el "Terciario detrítico" que afecta al SE. de la Hoja (AGUILÓ ALONSO, M. 1983). Sus recursos subterráneos, únicamente pueden ser utilizados para cubrir demandas muy pequeñas ($100^3\text{m}^3/\text{día}$ como máximo en condiciones hidrogeológicas

favorables) siendo la calidad del agua buena y los posibles focos de contaminación (vertido de residuos sólidos o aguas residuales) sólo afectan en la práctica a las aguas superficiales.

En los cerros y sierras graníticas, la penetración del agua se realiza por las diaclasas y roturas de las rocas, sin alcanzar nunca grandes profundidades. En la planicie granítica, siendo más difícil el drenaje, pueden producirse acumulaciones constitutivas de verdaderos mantos acuíferos, en especial en las hondonadas rellenas de derrubios. Muy distinta es la condición de los sedimentos más modernos, donde las rocas permeables formadas por arenas con cantos, permiten la filtración del agua, hasta las capas arcillosas, sobre las que se forman capas acuíferas de variada extensión y potencia.

Pequeños manantiales son frecuentes en ambas formaciones, pero siempre de escaso caudal y en régimen muy variable, así como los pozos o captaciones de cualquier naturaleza practicados. Con ellos pueden hacer frente a las necesidades de su abastecimiento, a excepción de la estación de verano, época en la que al mismo tiempo de disminuir sus caudales aumenta considerablemente su población, con lo que se crea una situación deficitaria de este servicio que ha de resolverse mediante presas de embalse y obras complementarias contempladas en diferentes Proyectos de Abastecimiento a los pueblos de la Sierra. Los embalses de Las Nieves, Valmayor, así como las aducciones correspondientes, forman parte del llamado Sistema Guadarrama-Aulencia del Canal de Isabel II, para el abastecimiento a Madrid capital.

Cabe destacar en este apartado, el manantial de aguas radiactivas denominado Los Barrancos, en el término municipal de Valdemorillo y declarado de utilidad pública en 1915. Una medición de su radiactividad la hizo el doctor Francisco Ruiz de Rada en 1923 y dio 218 m. Ci/dm³*; sus propietarios realizaron posteriormente obras de ampliación de caudal total que era de 0,13 l/m. para lograr un caudal de 1,2 l/m. en el manantial situado al O. y 0,5 l/m. en el ubicado al E. El doctor López de Águeda realizó un aforo en 1944 mediante el cual apreció un ligero aumento de la potencia radiactiva, con una disminución de la radiactividad unitaria a una cifra algo menor de la décima parte.

* Unidad de Radiactividad: Micro curios x mililitro Ci/ml.

8 BIBLIOGRAFÍA

- AGUILÓ ALONSO, M. (1983).- El agua en Madrid. Diputación de Madrid. 250 págs. y plano.
- APARICIO A., BARRERA J.L., CARABALLO J.M., PEINADO M. & TINAO J.M. (1975).- Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. **Mem. IGME** 88:1-145.
- APARICIO A., BELLIDO F., BRANDLE J.L., GARCÍA CACHO L. & SANTOS V. (1983).- Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español. **Est. Geol.** 39:271-306.
- ÁLVARO M., BELLIDO F., CAPOTE R., CASQUET C., FERNÁNDEZ CASALS, M.J., FUSTER J.M., GONZÁLEZ LODEIRO F., NAVIDAD M., PEINADO M. & VILLASECA, C. (1981).- Excursión sobre el metamorfismo y estructura de las series preordovícicas del Sistema Central y plutonismo asociado. **Cuad. Geol. Iber.** 7:53-104.
- BARRERA J.L., BELLIDO F., BRANDLE J.L. & PEINADO M., (1981).- Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sectos Español). **Cuad. Geol. Iber.** 7:219-234.
- BATCHELOR, R.A. y BOWDEN, P. (1985).- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology** 48:43-55.
- BELLIDO F., CAPOTE R., CASQUET C., FUSTER J.M., NAVIDAD M., PEINADO M. & VILLASECA C. (1981).- Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el sector Oriental del Sistema Central Español. **Cuad. Geol. Iber.** 7:15-52.
- BIROT P. (1937).- "Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental". **Ann. Geogr.** 46:25-42. Traducción de C. VIDAL BOX en **Est. Geogr.** 6:155-168 (1945).
- BISCHOFF L. SCHÄFER G., SCHMIDT K. & WALTER R. (1973) .- Zur Geologie der mittlegen Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien). **Münst. Forsch. Geol. Paläont** 28-275.
- BISCHOFF L., HEINZ H., MULLER P. & SCHMIDT K. (1978).- Geochimische und geochronologische untersuchungen an Katavulkanites und Ortehogneichen der oscstlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). **N. Jb. Geol. Paläont Abh.** 155 (3):275-299.
- BISCHOFF L., WILDERG H. & BAUMAN A. (1986) .- Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central Spain. **Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.** 233:39.
- BOTELLA F. (1884).- Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. **Actas Soc. Esp. Hist. Nat.** 13:79-90.

BRANDEBOURGER E. (1984).- Les granitoides hercyniniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Petrographie et géochimie. Tesis Doctoral: 1-209.

CABRA, P. (1981).- Estudio geomorfológico de las formaciones superficiales entre la Sierra de La Cabrera y la superficie de Mesones. Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid.

CALDERÓN S. & ARANA S. (1884a).- Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios en España. Bol. Inst. Libre de Enseñanza, 8. Madrid.

CALDERÓN S. & ARANA S. (1884b).- Contestación a la nota del Sr. Botella sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. Actas Soc. Esp. Hist. Nat. 13:98-109. Madrid.

CAPOTE R. (1971).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid. :1-289.

CAPOTE R. (1973).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Ávila. Bol. Geol. Min. 84:425-437.

CAPOTE R. (1983).- La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central. Libro Jubilar J.M. Ríos I.G.M.E. 1:467-476.

CAPOTE R. (1985).- Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. Rev. R. Acad. Cien. Exac. Fis. Nat. 79(4):511-522.

CAPOTE R., CASQUET C., & FERNÁNDEZ CASAL M.J. (1982).- Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. Rev. R. Acad. Cinc. Exac. Fis. Nat. 76(2):313-331.

CAPOTE R., & FERNÁNDEZ CASAL M.S. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. Bol. Geol. Min. 86(6):551-596.

CAPOTE R., & FERNÁNDEZ CASAL M.J., GONZÁLEZ LODEIRO F. & IGLESIAS M. (1977).- El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. Bol. Geol. Min. 88(6):517-520.

CAPOTE R., GONZÁLEZ CASADO J.M. & DE VICENTE G. (1987).- Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico, Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 11:305-314.

CASQUET C. & NAVIDAD M. (1985).- El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate. Rev. R. Acad. Cien. Exac. Fis. Nat. 79(4):523-548.

CENTENO J.D. (1983).- Clasificación y síntesis geomorfológica de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-125.

CENTENO, J.D., PEDRAZA J. & ORTEGA L.I. (1983).- Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 81(3-4):153-171.

DAVIS W.M. (1899).- The geographical cycle. Geographical Journal. 14:481-504.

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.

DE LA ROCHE, J. DE (1976).- Sur la contribution des lannées chimiques a me systematique generale des roches ignées. Avec le appendice "A diagram for a chemical classification of igneous rocks referred to their mineral content. Sci. de la Terre, 21:17-35.

DE LA ROCHE H., STUSSI J.M. & CHAURIS L. (1980).- Les granites a deux micas hercyniens français, Essais de cartographie et de correlations geoquímiques appoyés sur une banque de données (Implications petrologiques et metallogeniques). Sci. de la Terre. 84-5-12.

DE PEDRO (1956).- Estudio geoquímico de los granitos de la Sierra de Guadarrama. Tesis Univ. Comp. Madrid.

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.

FERNÁNDEZ CASALS M.J. (1974).- Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera. Stv. Geol. Salm. 7:87-106.

FERNÁNDEZ CASALS M.J. (1976).- Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español). Tesis Doctoral, Univ. Comp. Madrid, 11-305.

FERNÁNDEZ CASALS M.J. & CAPOTE R. (1971).- Los gneises glandulares del Guadarrama oriental. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 69:69-80.

FERNÁNDEZ CASALS M.J. & GUTIÉRREZ MARCO J.C. (1985).- Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central. Rev. R. Acad. Cien. Exac. Fís. Nat. 79(4):487-509.

FERNÁNDEZ GARCÍA P. (1987).- Geomorfología del sector comprendido entre el S. Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva (Segovia). Tesis Doctoral, Univ. Com. de Madrid, 335.p

FISCHER, R. (1894).- Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel. **Dr. A. Pettermanns Mitteil**, 40:249-259 y 277-285.

FUSTER J.M., APARICIO A., CASQUET C., GARCÍA CACHO L., MORA A. & PEINADO M. (1974).- Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. **Bol. Geol. Min.** 85:595-600.

FUSTER J. M^a y DE PEDRO, F. (1954b).- Estudio geológico del Macizo de Abantos (Sierra de Guadarrama). **Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España. N° 36.**

FUSTER J.M. & DE PEDRO (1956).- Hoja Geológica de San Lorenzo de El Escorial E. 1:50.000 (1ª Serie). **I.G.M.E.**

FUSTER y VILLASECA (1987).- El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español, **Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico**. Libro Homenaje a L.C. García Figuerola, pp. 27-36.

GARCÍA CACHO C. (1973).- **Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blástesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español**. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-319.

GARZÓN M.C. (1980).- **Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español)**. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.

GONZÁLEZ CASADO J.M. (1986).- La estructura y la serie preordovícicas de Riaza (Sistema Central Español). **Rev. Mat. Proc. Geol.** 4.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981).- Estudio geológico de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español). **Serie Resúmenes de Tesis Doctorales Univ. Salamanca** 276:1-31.

GUTIÉRREZ ELORZA M. & RODRÍGUEZ VIDAL J. (1978).- Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. **Bol. Geol. Min.** 89(2):109-113.

HEIM R.C. (1952).- **Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain**. Tesis. Min. Geol. Inst. Rij. Univ. Utrecht: 1-66.

HERNÁNDEZ PACHECO (1962).- La formación o depósitos de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña. **Est. Geol.** 18(1-2):75-88.

HOLDAWAY, M.J. y LEE, S.M. (1977).- Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental and theoretical and natural observations. **Contrib. Mineral. Petrol.** 63:175-198.

HUERTAS, M.J. (1986).- Pórfidos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama. *Cuad. Lab. Geol. Laxe.* 10:245-260.

IBARROLA E., VILLASECA C., VIALETTE Y., FUSTER J.M., NAVIDAD M., PEINADO M. y CASQUET C. (1986).- Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Inter. Conf. Iber. Terranes. Prog.* 233:31.

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, C. & CASQUET, C. (1987).- Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García Figuerola*, pp. 377-384.

I.G.M.E. (1974).- Mapa Metalogenético de España E. 1:200.000 N° 45 (Madrid).

I.G.M.E. (1981).- Archivo Histórico de Registros Mineros. Madrid.

I.G.M.E. (1982).- Actualización y mejora del inventario de rocas industriales en la provincia de Madrid.

I.G.M.E. (1985).- Inventario Nacional de Recursos de Wolframio.

I.G.M.E. (1986).- Catastro Minero Nacional. Dirección General de Minas. Hoja E. 1:50.000 N° 533.

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M^a; RIBEIRO, A. & NABAIS CONE, L.E. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:100.000, Memoria explicativa, 1-113 (1974) I.G.M.E.

KERRICK, D., (1987).- Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. *Amer. Mineral.* 72:240-254.

LÓPEZ RUIZ J., APARICIO A. & GARCÍA CACHO L. (1975).- El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español. *Mem. I.G.M.E.* 86-1-127.

LOTZE (1929).- Stratigraphie und tektonik des Kettberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math-Phys.* K1. (N. ser.), 14(2):1-320.

LOTZE (1945).- Zur Gliederung de Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6; 78-92.

MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & ÁLVAREZ, F. (en prensa).- Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Enviado a *Tectonophysics*.

MARTÍN SERRANO (1986).- El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Espérico. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

MENDES F., FUSTER J.M., IBARROLA E. & FERNÁNDEZ SANTÍN S. (1972).- L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol). Rev. Fac. Sci., Lisboa 2 G 17: 345-365.

MATTE, Ph. (1986).- La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Geol. Alpine, 44; 1-128.

NAVIDAD M. (1978).- Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid:1-235.

NAVIDAD M. (1979).- Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occidental). Est. Geol. 35:31-48.

NAVIDAD M. & PEINADO M. (1977).- Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español). Stv. Geol. Salm. 12:137-159.

PEDRAZA J. de (1973).- Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña Cenicientos. Bol. Geol. Min. 84:1-14.

PEDRAZA J. de (1978).- Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid: 1-459.

PEDRAZA J. de & CENTENO J. de D. (1987).- "Nuevas aportaciones al estudio del glaciario pleistoceno de la Sierra de Guadarrama; el valle glaciar del Barandillo". Actas VII Reunión sobre el Cuaternario, AEQUA, 183-186.

PEDRAZA J. de, CENTENO J. de D., ACASO E. & RUBIO J.C. (1988).- Presencia de suelos estructurales de origen periglacial en la Sierra de Gredos, círculos de piedra actuales, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Actas), 84:35-37.

PEINADO M. (1970).- Carácter del metamorfismo en el Macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). Est. Geol. 26(3):323-326.

PEINADO M. (1973).- Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid:1-199.

PEINADO M. (1985).- Los ortogneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico

PEINADO M. & ÁLVARO M. (1981).- Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.* 7:201-216.

PENK, W. (1972).- **Morphological Analysis of Landforms. A contribution to Physical Geology**, Hafuer P. C., 430 pp. N. York (primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por Macmillan and Co. Londres), (Trabajo original en alemán, Publicado en 1924).

PÉREZ REGODÓN, J (1970).- **Guía Geológica, Hidrogeológica y Minera de la provincia de Madrid**. Reed. 1979 Memoria del Inst. Geol. y Min. de España. T. 76.

RUBIO J.C. (1984).- **La morfología glaciar de la Sierra de La Nava (Macizo de Gredos)**. Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid:1-182.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., FUSTER, J.M. y de PEDRO F. (1956).- **Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja N° 533 San Lorenzo de El Escorial** Inst. Geol. y Min. de España.

SCHMIEDER O. (1915).- Die Sierra de Gredos. *Mitteil d. Geogr. Gesellsdr. München* 10:1-60 Erlangen. (Trad. de C. VIDAL VOX en *Est. Geogr.* 52:421-440 y 53:629-653, 1953).

SCHWENZNER J.E. (1936).- Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands. *Geogr. Abh.*, 3 Rei Heft Stuttgart (Trad. C. VIDAL VOX en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 14:121-147. 1943).

SOLÉ SABARÍS, L. (1952).- **Geografía de España y Portugal. T. I. Geografía Física**. Ed. Montaner y Simón., Barcelona: 1-500.

TORNOS F. & 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.

UBANELL A.G. (1981).- Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.* 7:591-606.

UBANELL A.G. (1981).- Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.* 7:607-624.

UBANELL A.G. (1982).- Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Tesis Doctoral. 160/82 Univ. Comp. Madrid. 217p.

VAUDOUR J. (1977).- **Contribution a l'étude Géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride, la région de Madrid, alteration, sols et paléosols (resumen)**. Tesis Doctoral. Univ. d'Aix-Marseille.

VAUDOUR J. (1979).- La région de Madrid. Alterations, sols et paléosols. Contribution a l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride. Ed. Ophrys: 390pp.

VIALETTE Y., BELLIDO F., FUSTER J.M. & IBARROLA E. (1981).- Datos geocronológicos sobre el granito de La Cabrera. Cuad. Geol. Iber. 7:327-338.

VIALETTE Y., CASQUET C., FUSTER J.M. IBARROLA E., NAVIDAD M. PEINADO M. & VILLASECA C. (1986).- Orogenic granitic magmatism of prehercinian age. Terra Cognita ICOG 6 Meeting 6(2):1606.

VIALETTE Y., CASQUET C., FUSTER J.M., IBARROLA E., NAVIDAD M. & VILLASECA C. (1987).- Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). N. Jb. Geol. Paläont.

VICENTE G. de; MARTÍNEZ, J.; CAPOTE, R. & LUNAR, R. (1986).- Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación asociados a la mineralización argentífera de Hiedelaencina (Sistema Central). Est. Geol. 42:23-31.

VICENTE G. de (1988).- Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Zona Central (Zona de Tamajón), Rev. Mat. Proc. Geol. 4:213-228.

VILLASECA C. (1983).- Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-331.

VILLASECA C. (1985).- Los granitos de la Sierra de Guadarrama. Rev. R. Acad. Ciec. Exac. Fis. Nat. 79(4):573-587.

WAARD D. (Trad. A. San Miguel). (1950).- Estructuras poligenéticas en los gneises de la Sierra del Guadarrama. Pub. Extr. Geol. Esp. 7:267-285.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID