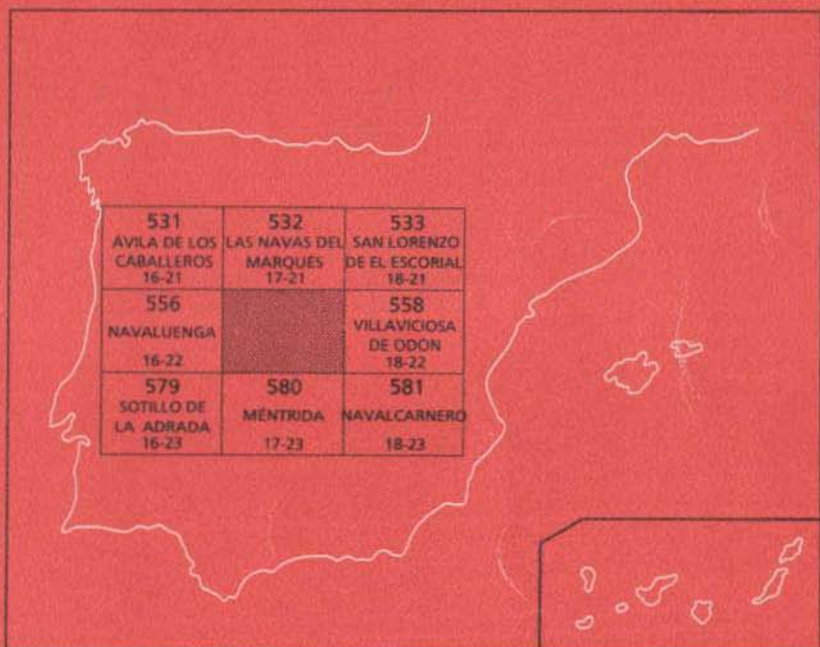




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



SAN MARTÍN DE VALDEIGLESIAS

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 MARTÍN DE VALDEIGLESIAS

Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: DELCAR S.A.

Marqués de Monteagudo, 24 MADRID

Imprime: ROMAGRAF S.A.

000000000

Deposito Legal: M 12.191/83

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, en el marco del convenio establecido entre el ITGE y la Universidad Complutense de Madrid.

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.), R. Casillas (U.C.M.), L.M. Martín Parra (EGEO, S.A.), J.G. de Pablo Macía (EGEO, S.A.), M. Peinado Moreno (U.C.M.) y C. Villaseca (U.C.M.).

Memoria:

- Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica: F. Bellido Mulas (GEOPRIN, 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.), R. Casillas (U.C.M.), M. Peinado Monero (U.C.M.), M.T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.) y C. Villaseca (U.C.M.).
- Tectónica Hercílica - 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: J. de Dios 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 Hercílica: 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.).

Mapa Geomorfológico: J. de Dios 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: A. Pérez González (I.G.M.E.), L.R. Rodríguez Fernández (I.G.M.E.)
y C. Ruiz García (I.G.M.E.).

ÍNDICE

	Páginas
1 INTRODUCCIÓN	11
1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA	11
1.2 ANTECEDENTES	11
1.3 ENCUADRE GEOLÓGICO	12
1.4 METODOLOGÍA SEGUIDA EN LA CONFECCIÓN DE LA HOJA	17
2 ESTRATIGRAFÍA	18
2.1 AFLORAMIENTOS METAMÓRFICOS	18
2.1.1 Estratigrafía del afloramiento metamórfico de Ojos Albos-Cebreros-El Tiemblo	18
2.1.2 Estratigrafía del afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado ..	19
2.2 SEDIMENTOS NEÓGENOS	21
2.2.1 Bloques y cantos de granitos y neises. (23)	22
2.2.2 Cantos y arenas de granitos y neises. (22)	23
2.3 CUATERNARIO	23
2.3.1 Pleistoceno-Holoceno	23
2.3.1.1 <i>Gravas y arenas (Glacis). (24)</i>	23
2.3.1.2 <i>Cantos y gravas (Conos de deyección). (25)</i>	23
2.3.2 Holoceno	23
2.3.2.1 <i>Cantos y gravas (Derrubios de ladera). (26)</i>	23
2.3.2.2 <i>Cantos, gravas y arenas. (Terrazas). (27)</i>	24
2.3.2.3 <i>Arenas y limos (Zonas encharcadas) (28)</i>	24
2.3.2.4 <i>Cantos, gravas y arenas (Aluviales y Fondos de Valle). (29)</i>	24
3 PETROLOGÍA	25

3.1 DESCRIPCIÓN DE LAS LITOLOGÍAS	25
3.1.1 Litologías metamórficas del Dominio de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo	25
3.1.1.1 <i>Conjunto predominantemente metapelítico con intercalaciones metasamíticas</i>	25
3.1.1.2 <i>Conjunto con intercalaciones metasamíticas más abundantes</i>	30
3.1.1.3 <i>Metasedimentos con frecuentes intercalaciones areniscosas</i>	31
3.1.2 Litologías metamórficas del Dominio de El Escorial-Villa del Prado	33
3.1.2.1 <i>Metasedimentos predominantemente pelíticos</i>	33
3.1.2.2 <i>Metasedimentos samíticos</i>	34
3.1.2.3 <i>Mármoles y rocas de silicatos cálcicos</i>	34
3.1.3 Rocas ígneas prehercínicas	35
3.1.3.1 <i>Ortoneises glandulares</i>	35
3.1.3.2 <i>Ortoneises glandulares mesocratos</i>	36
3.1.4 Rocas graníticas Hercínicas	36
3.1.4.1 <i>Diatexitas</i>	36
3.1.4.2 <i>Leucogranitos deformados</i>	37
3.1.4.3 <i>Complejo básico-intermedio (Gabros, cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas foliadas)</i>	38
* 3.1.4.4 <i>Adamellitas-granodioritas foliadas con agregados biotíticos en copos</i>	40
3.1.4.5 <i>Adamellitas y granodioritas porfídicas</i>	41
3.1.4.5.1 <i>Adamellitas y granodioritas foliadas (Tipo Navas del Rey)</i>	41
3.1.4.5.2 <i>Adamellitas y granodioritas porfídicas biotíticas foliadas</i>	43
3.1.4.5.3 <i>Adamellitas porfídicas biotítico-cordieríticas (Tipo Hoyo de Pinares)</i>	45
3.1.4.6 <i>Granitoides microporfídicos</i>	46
3.1.4.6.1 <i>Granitos microporfídicos foliados</i>	47
3.1.4.6.2 <i>Granitoides microporfídicos (San Martín de Valdeiglesias-Las Cabreras)</i>	48
3.1.4.7 <i>Adamellitas con megacristales biotítico-anfibólicas de Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias</i>	50

3.1.4.8 <i>Leucogranito de grano medio-grueso biotíticos. Tipo Leonor</i>	52
3.1.4.9 <i>Leucogranitos de grano medio-fino biotíticos. Tipo Turrall-Sarnosa</i>	53
3.1.4.10 <i>Leucogranitos aplopegmatíticos heterogéneos</i>	54
3.1.5 Rocas filonianas	56
3.1.5.1 <i>Pórfidos graníticos</i>	56
3.1.5.2 <i>Lamprófidios camptoníticos</i>	58
3.2 METAMORFISMO	59
3.3 GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS	60
3.3.1 Rocas metamórficas paraderivadas	60
3.3.2 Rocas ígneas prehercínicas	61
3.3.3 Granitoides Hercínicos	61
4 TECTÓNICA	72
4.1 OROGENIA HERCÍNICA	72
4.1.1 Primera fase de deformación (D₁)	72
4.1.2 Segunda fase de deformación (D₂)	73
4.1.3 Tercera fase de deformación (D₃)	73
4.1.4 Cuarta fase de deformación (D₄)	74
4.1.5 Quinta fase de deformación (D₅)	74
4.2 TECTÓNICA TARDIHERCÍNICA	74
4.2.1 Etapla Malagón	75
4.2.2 Etapla Hiendelaencina	76
4.3 TECTÓNICA ALPINA	76
4.3.1 Etapla Ibérica	77
4.3.2 Etapla Guadarrama	77
4.3.3 Etapla Torrelaguna	78
5 GEOMORFOLOGÍA	79

5.1 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES	79
5.1.1 Las superficies de erosión	79
5.1.2 El modelado de detalle	81
5.2 EL SISTEMA CARTOGRAFICO	81
5.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES	82
5.3.1 Superficie tipo penillanura en Parameras	82
5.3.2 Escarpes de articulación formando laderas	83
5.3.3 Relieves residuales poligénicos formando inselbergs	83
5.3.4 Depresiones interiores formando piedemonte	84
5.3.5 Superficie tipo pediment formando rampas	84
5.3.5.1 Superficie tipo pediment formando rampa superior	85
5.3.5.2 Superficie tipo pediment formando rampa inferior	85
5.3.6 Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual y subac- tual de las otras unidades	85
5.3.6.1 Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual y subac- tual de otras unidades en la rampa	86
5.3.6.2 Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual y subac- tual de las otras unidades en la campiña	86
5.3.7 Sistema de aterrazamiento Alberche-Perales	86
5.4 DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS	86
5.4.1 Elementos asociados a las superficies de erosión	86
5.4.1.1 Residuos bien conservados de superficie tipo Pediment	87
5.4.1.2 Residuos degradados de superficie tipo Pediment	87
5.4.1.3 Relieve residuales	87
5.4.1.4 Rellanos, culminaciones y hombreras residuales	89
5.4.1.5 Aristas, cerros y alineaciones de culminación de relieves	89
5.4.1.6 Fondos de depresión, grabens y corredores de enlace entre ellos	90
5.4.2 Escarpes de posición y génesis variada asociados a la red de fracturas	90

5.4.2.1	<i>Escarpes de articulación entre la unidad de Pediment y las inferiores</i>	90
5.4.2.2	<i>Escarpes de falla netos</i>	91
5.4.2.3	<i>Escarpes formando relieves residuales tipo inselbergs</i>	91
5.4.2.4	<i>Escarpes formando gargantas</i>	91
5.4.3	Elementos generados por procesos gravitacionales y fenómenos asociados	91
5.4.3.1	<i>Coluviones</i>	92
5.4.3.2	<i>Canchales</i>	92
5.4.4	Elementos fluviales y de procesos asociados	93
5.4.4.1	<i>Rellanos articulados en vertientes con perfil de glacis</i>	93
5.4.4.2	<i>Glacis</i>	93
5.4.4.2.1	<i>Glacis de erosión con recubrimientos discontinuos</i>	94
5.4.4.2.1.1	<i>Glacis de erosión alto</i>	94
5.4.4.2.1.2	<i>Glacis de erosión bajo</i>	95
5.4.4.2.2	<i>Glacis terraza</i>	95
5.4.4.2.2.1	<i>Glacis terraza alto</i>	95
5.4.4.2.2.2	<i>Glacis terraza bajo</i>	95
5.4.4.3	<i>Regueros en vertientes y laderas con procesos incipientes de acar-</i> <i>cavamientos</i>	95
5.4.4.4	<i>Acarcavamientos</i>	96
5.4.4.5	<i>Formas de incisión producidas por canales</i>	96
5.4.4.5.1	<i>Gargantas</i>	96
5.4.4.5.2	<i>Gargantas con fondo plano</i>	96
5.4.4.5.3	<i>Barrancos</i>	96
5.4.4.5.4	<i>Cuencas de recepción torrencial</i>	96
5.4.4.6	<i>Fondos de cauce y terrazas</i>	96
5.4.4.6.1	<i>Terrazas</i>	97
5.4.4.6.2	<i>Canal y terraza actual</i>	97
5.4.4.6.3	<i>Fondos de cauce</i>	98

5.4.4.7 <i>Navas</i>	98
5.4.4.8 <i>Conos de deyección</i>	98
5.4.4.8.1 <i>Conos de deyección antiguos</i>	98
5.4.4.8.2 <i>Conos de deyección modernos</i>	98
5.4.5 Elementos periglaciares	99
5.5 ALTERACIONES DEL SUSTRATO	99
6 HISTORIA GEOLÓGICA	101
7 GEOLOGÍA ECONÓMICA	107
7.1 MINERÍA Y CANTERAS	107
7.2 HIDROGEOLOGÍA	108
9 BIBLIOGRAFÍA	110

1 INTRODUCCIÓN

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de San Martín de Valdeiglesias se localiza en el límite entre las provincias de Ávila y Madrid, junto al extremo nororiental de esta última, y estando prácticamente su superficie repartida por igual entre ambas.

La topografía de esta Hoja es bastante irregular y accidentada con las mayores elevaciones localizadas en la zona norte y en relación con las alineaciones montañosas que se extienden de norte a sur entre la localidad de Robledo de Chavela y el sureste de Navas de El Rey y entre el nordeste de Cebreros y el S. de El Tiemblo en el borde occidental de la Hoja. Estas alineaciones corresponden a los afloramientos metamórficos de El Escorial-Villa del Prado y de Aldeavieja-La Cañada-Cebreros-El Tiemblo y a las crestas graníticas de la Almenara y en ellas se encuentran algunas de las cotas más elevadas de la Hoja como son los cerros Mesina (1319 m.), Guisando (1303 m.), Almenara (1250 m.) y Almojón (1178 m.).

Un rasgo morfológico bastante característico de esta Hoja está constituido por el área deprimida asociada al valle del río Alberche y que está limitada al este y al oeste por las elevaciones asociadas a los afloramientos metamórficos. Esta depresión tiene una superficie bastante accidentada con un intrincado sistema de elevaciones y cauces.

Las cotas inferiores de la Hoja se localizan en el vértice suroriental donde se desciende a niveles ligeramente inferiores a los 500 m.

Desde el punto de vista hidrográfico esta Hoja corresponde a la Cuenca del Tajo, siendo el Alberche el río más importante, seguido por algunos de sus afluentes y subafluentes entre los que se encuentran el río Cofio y los arroyos Tórtolas, Becedas, Valvellido y Sotillos, procediendo la red más importante de afluentes de la zona norte de la Hoja.

Los núcleos urbanos más importantes corresponden a la localidad de San Martín de Valdeiglesias, que da nombre a la Hoja y las de Cebreros, Robledo de Chavela, Navas del Rey, El Tiemblo, Colmenar del Arroyo y Chapinería.

El esquema geográfico fundamental de la Hoja se encuentra representado en la figura 1.

1.2 ANTECEDENTES

Se encuentran diversos trabajos que hacen referencia a la problemática geológica de esta Hoja en sus diversos aspectos, de los que únicamente se hace referencia a aquellos de mayor interés bien por la información aportada o por centrarse en cuestiones concretas de este área.

Bajo el punto de vista del estudio de los afloramientos metamórficos merecen destacarse el trabajo de FUSTER y MORA (1970) que se centra en el de Aldeavieja-La Cañada-Cebreros-El Tiemblo y los de PEINADO (1970, 1973) localizados en el de El Escorial-Villa del Prado. Así mismo, aunque situado en sectores inmediatamente adyacentes, es de gran interés el estudio de CAPOTE (1971) sobre el sector septentrional del primero de los afloramientos metamórficos referidos.

Bajo el punto de vista de los aspectos geológicos generales, resultan de gran importancia las Hojas geológicas realizadas por GÁLVEZ CAÑERO et al. (1957) (Méntrida), SAN MIGUEL et al. (1956) (San Lorenzo de El Escorial), y SAN MIGUEL et al. (1960) (Las Navas del Marqués).

Con respecto a la problemática referente al Sistema Central que tiene incidencias en esta Hoja hemos de tener en cuenta entre otros los trabajos de BISCHOFF et al. (1973), CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS (1975), CAPOTE et al. (1977) y FERNÁNDEZ CASALS Y GUTIÉRREZ MARCOS (1985) en los aspectos de la estratigrafía de los materiales metamórficos, 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) en los aspectos tectónicos, los de APARICIO et al. (1975), BARRERA et al. (1981), APARICIO et al. (1983), BRANDEBOURGER (1984) y VILLASECA (1985) en los aspectos del plutonismo hercínico y los DE WÁARD (1950), HEIM (1952), GARCÍA CACHO (1973), FÚSTER et al. (1974), LÓPEZ RUIZ et al. (1975), VILLASECA (1983) y CASQUET Y NAVIDAD (1985) en lo referente a la evolución de los procesos metamórficos regionales.

Los neises glandulares han sido objeto de importantes controversias en cuanto a la interpretación de su origen y cronología, existiendo un gran número de trabajos que se refieren a su problemática. Entre los que se centran principalmente en este tema se encuentran los de FERNÁNDEZ CASALS Y CAPOTE (1971), FERNÁNDEZ CASALS (1974), APARICIO et al. (1975), NAVIDAD (1978, 1979), PEINADO Y ÁLVARO (1981) y PEINADO (1985).

Los datos geocronológicos sobre las rocas plutónicas hercínicas y prehercínicas son escasos y se circunscriben a las dataciones realizadas por MENDES et al. (1971), BISCHOFF et al. (1973), VIALETTE et al. (1981), VIALETTE et al. (1986), IBARROLA et al. (1986) y BISCHOFF et al. (1978).

Un esquema sobre las características de la orogenia Hercínica en el Sistema Central Español puede extraerse de los trabajos de síntesis de BARD et al. (1970) y BELLIDO et al. (1981) en los que se reflejan los diversos aspectos de la problemática de los materiales ígneos y metamórficos implicados en esta Hoja.

Los procesos de fracturación frágil tardi y posthercínicos en el Sistema Central y la problemática de las rocas filonianas han sido estudiadas en profundidad por UBANELL (1981, 1982) y de VICENTE y UBANELL (1988).

1.3 ENCUADRE GEOLÓGICO

Una gran parte de los materiales de esta Hoja están representados por granitoides hercínicos tardi y postcinemáticos que intruyen en los materiales metamórficos de los afloramientos de Aldeavieja-La Cañada-Cebreros-El Tiemblo y El Escorial-Villa del Prado que constituyen dos bandas que se extienden de norte a sur junto al borde occidental de la Hoja y en el centro de la mitad oriental.

En el extremo suroriental de la Hoja se encuentra un pequeño afloramiento de sedimentos detríticos terciarios que corresponden al borde actual de los rellenos de la depresión del Tajo.

Dentro de la división geotectónica establecida por LOTZE (1945), los dominios de esta Hoja se encuentran en la zona Galaico-Castellana, o bien en la zona Centro-Ibérica aten-

diendo a la redefinición de estas zonas según JULIVERT et al. (1972) (Fig. 2). Esta zona incluye áreas con metamorfismo de alto grado e importantes intrusiones graníticas y otras áreas con metamorfismo regional de grado muy bajo. Desde el punto de vista estratigráfico una de las características principales de la zona está determinada por la discordancia de los materiales ordovícicos sobre las unidades infrayacentes. Estos materiales preordovícicos están representados por series potentes de esquistos y metagrauvacas que pueden extenderse cronológicamente hasta el Cámbrico Inferior y por una serie de ortoneises en parte asimilables al tipo Ollo de Sapo.

Con respecto al Sistema Central, esta Hoja se ubica en el límite oriental del Dominio Occidental en el esquema considerado por BELLIDO et al. (1981). Según el modelo propuesto por CAPOTE et al. (1982) esta Hoja se encuentra en el complejo tectónico de Gredos, en proximidad a su límite oriental, determinado por la falla de Santa María de la Alameda.

En esta Hoja, los materiales metamórficos del afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-Cebreros-El Tiemblo están representados por un conjunto de metasedimentos pelíticos con intercalaciones areniscosas que coinciden con las micacitas, los esquistos y los neises de grano fino según FÚSTER Y MORA (1970) y con los materiales de la formación de El Hornillo, según CAPOTE (1971), que están constituidos por esquistos biotíticos, esquistos con andalucita, metagrauvacas, rocas calcosilicatadas, micacitas con cordierita e intercalaciones cuarcíticas. Con respecto al grado metamórfico de estos materiales, se observa que es variable, apreciándose un claro incremento de norte a sur, pasándose de unas filitas epimetamórficas a esquistos y paraneises con desarrollo de procesos de migmatización en el extremo meridional.

En el afloramiento metamórfico de El Escorial, se encuentra una mayor variedad de materiales, correspondiendo los más abundantes a un potente conjunto de esquistos y paraneises migmatizados con intercalaciones de niveles metaareniscosos. Además existe un conjunto de niveles carbonatados que afloran en la zona comprendida entre Pelayos de La Presa y Navas del Rey y un conjunto de ortoneises glandulares que constituyen dos afloramientos: uno meridional, asociado a los niveles carbonatados previamente referidos y otro septentrional, situado en la zona de Robledo de Chavela y que se continúa con los afloramientos ortoneísicos que constituyen el extremo norte de este macizo metamórfico. Este afloramiento metamórfico ha sido estudiado en detalle por PEINADO (1973) que establece una minuciosa caracterización de las distintas litologías y de los procesos metamórficos que las han afectado.

Con referencia a los materiales metasedimentarios de este afloramiento, existe la duda de si en relación con las calizas pueden encontrarse materiales asociables a la Serie Fémica Heterogénea en el sentido en que NAVIDAD y PEINADO (1977) definen a esta unidad.

El metamorfismo regional que afecta a estos materiales, como ya se ha indicado previamente, ha sido estudiado en detalle por PEINADO (1973) que determina que corresponde a un tipo plurifacial y polifásico, con una primera etapa de presión intermedia con desarrollo de paragénesis con almandino, sillimanita y localmente distena, seguida por una segunda en la que se desestabilizan las paragénesis previas generándose paragénesis con cordierita, sillimanita y en algunos casos andalucita. Esta segunda etapa lleva asociada en

este afloramiento importantes procesos de migmatización que en algunos sectores determinan una intensa fusión parcial y desestructuración de las rocas que adquieren aspecto de granitoides heterogéneos.

Este modelo de evolución metamórfica, con ligeras variaciones es aplicable en los dos afloramientos, si bien hay que hacer la salvedad de que en el de Aldeavieja-La Cañada-Cebreros-El Tiemblo se encuentran materiales de bajo grado y los procesos de migmatización no son tan importantes como los del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado, donde únicamente se encuentran rocas metamórficas de alto grado.

Los materiales graníticos se encuentran en esta Hoja con gran profusión ocupando grandes extensiones de afloramiento y presentando una notable variedad, tanto en cuanto a su composición como a sus aspectos texturales. Volumétricamente, el tipo litológico más importante corresponde a las adamellitas que fundamentalmente se presentan en variedades porfídicas, predominantemente biotíticas. Los términos granodioríticos son en general de escasa representatividad y suelen asociarse a facies de variación de las rocas adamelliticas.

Las rocas graníticas en sentido estricto tienen una importante representación y principalmente corresponden a afloramientos de forma y tamaño bastante irregular o a algún macizo individualizado que en su mayoría se asocian a las adamellitas más tardías.

Las rocas de carácter más básico (tonalitas y cuarzodioritas) son bastante escasas y se encuentran en pequeños afloramientos asociados a las adamellitas, en las que pueden constituir megaenclaves.

Algunas de estas unidades plutónicas pueden presentar en algunas zonas orientaciones de carácter deformativo, atribuibles a la cuarta fase hercínica. No obstante, algunos granitoides asociados a las áreas migmatíticas pueden estar afectados por los episodios deformativos más tempranos.

La actividad filoniana principal corresponde a una serie de pórfidos graníticos que se encuentran fundamentalmente concentrados en dos sectores. El haz más importante se localiza en una banda que se extiende con una directriz principal E-O. entre Cebros y el Hoyo de Pinares. El otro haz se localiza en la zona suroriental de la Hoja, al S. de Colmenar del Arroyo y sigue una directriz NE-SO. El resto de las manifestaciones filonianas está constituido principalmente por numerosos pero poco importantes diques de cuarzo y por algunos diques de lamprófido.

Con respecto a la problemática tectónica de esta Hoja, se observa de forma generalizada que la esquistosidad principal de las rocas metamórficas está asociada a la segunda fase hercínica, que determina un plegamiento sinésquistos vergente hacia el este, así como bandas de cizalla y cabalgamientos con idéntico sentido de translación. Los pliegues más apretados de la esquistosidad, corresponden de forma casi generalizada a la fase 3, que determina un plegamiento vergente hacia el oeste y que con carácter local puede producir una esquistosidad de crenulación. La cuarta fase tiene una directriz bastante nortada y generalmente sólo produce pliegues poco apretados con plano axial subvertical, siendo también responsable de las orientaciones deformativas que se observan en los granitos.

Todos los materiales ígneos y metamórficos están afectados por diversos sistemas de fracturación frágil asociables en parte a eventos tardihercínicos, relacionándose con algunos de estos eventos gran parte de la intrusión filoniana principal. No obstante una serie

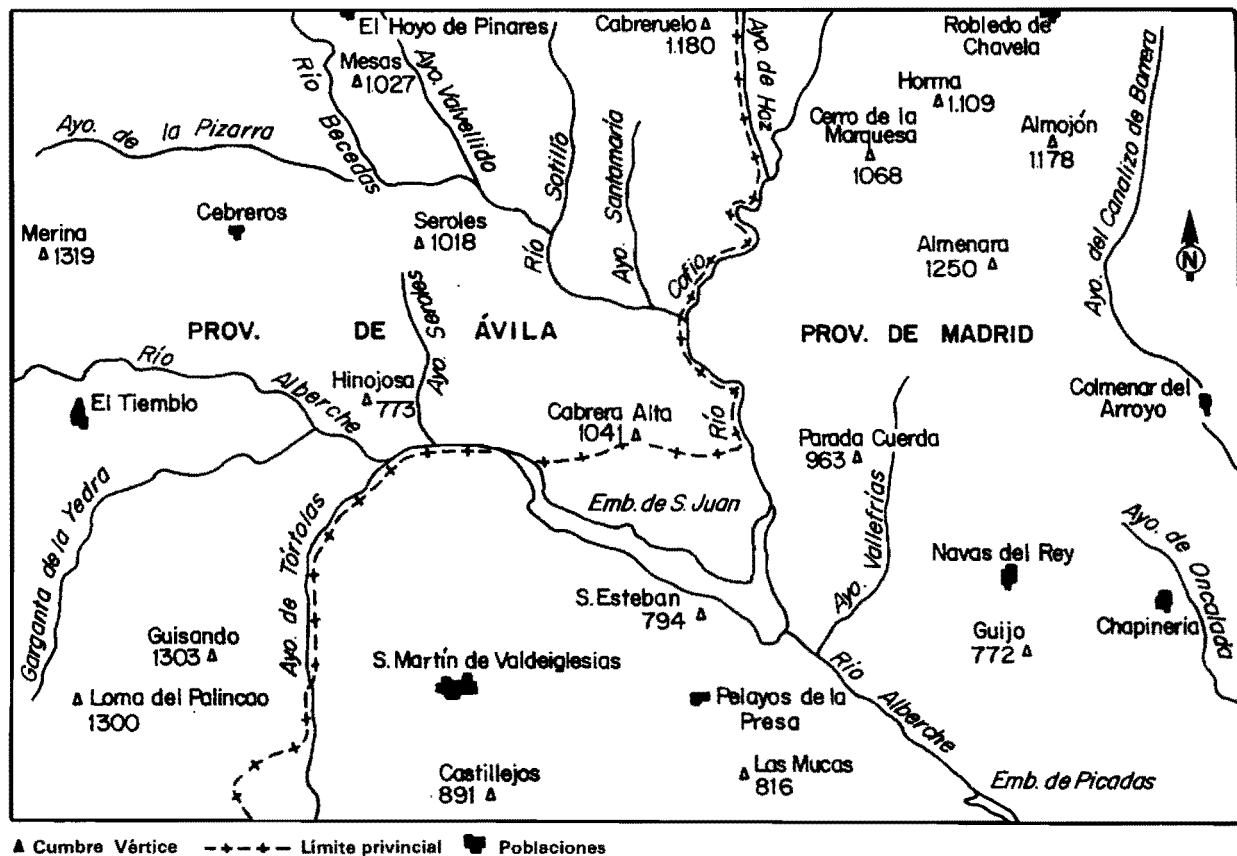


Fig. 1 Esquema geográfico de la Hoja

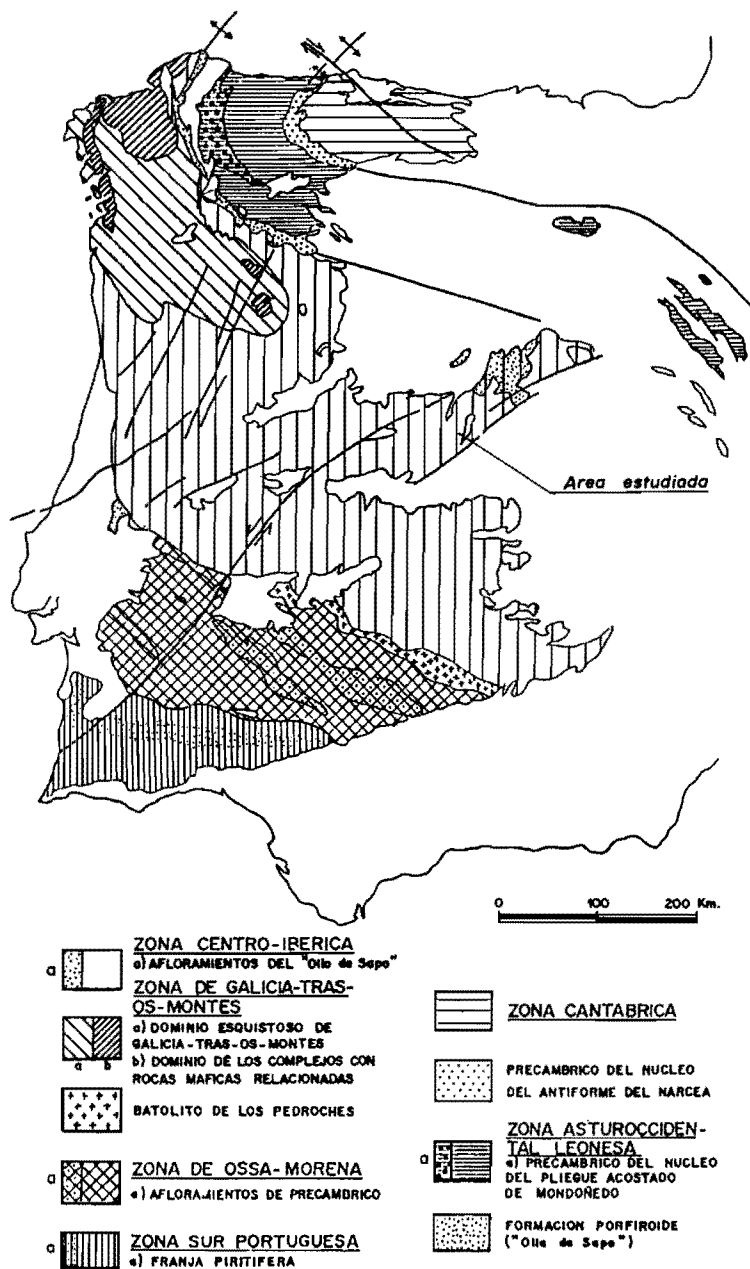


Fig. 2 Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT et al (1972) según ARENAS et al (1988).

de fracturas está asociada a los movimientos alpinos y se observa que pueden afectar a los depósitos terciarios que se encuentran en la Hoja y en los sectores adyacentes. Asimismo, en relación con estos movimientos se han producido rejuegos de diversa intensidad en las fracturas tardihercínicas.

1.4 METODOLOGÍA SEGUIDA EN LA CONFECCIÓN DE LA HOJA

La realización de esta Hoja se ha llevado a cabo 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 ha realizado la cartografía de los materiales Igneos y metamórficos en las áreas asignadas en el proyecto. Por su parte, el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid 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, cortes geológicos, cartografía y estudio de los sedimentos terciarios. Asimismo este equipo se ha encargado de la realización del resto de apartados y estudios geológicos que figuran en la memoria.

2 ESTRATIGRAFÍA

2.1 AFLORAMIENTOS METAMÓRFICOS

2.1.1 Estratigrafía del afloramiento metamórfico de Ojos Albos-Cebreros-El Tiemblo

En el sector de este afloramiento comprendido en la Hoja, los materiales están representados por un conjunto de filitas y esquistos micáceos de grano fino con variable proporción de intercalaciones metasamíticas afectadas por procesos metamórficos regionales y de contacto de intensidad variable. Estos metasedimentos son completamente análogos a los que se encuentran en continuidad con ellos en el sector central y septentrional del afloramiento en la Hoja de Las Navas del Marqués, y son equivalentes a las formaciones "El Hornillo" y "Navacarros" de CAPOTE (1973), que únicamente son diferenciables en función de sus características metamórficas. Este conjunto metasedimentario ha sido dividido en dos subunidades muy similares, diferenciándose exclusivamente por una mayor proporción de materiales metasamíticos en la secuencia estratigráfica de una de ellas.

La subunidad más metapelítica constituye el tramo de mayor potencia del conjunto y está constituida por una alternancia bastante monótona de filitas y esquistos micáceos de grano fino y coloraciones doradas o grisáceas, que presentan en general un bandeo milimétrico tenuamente definido, debido a la alternancia de nivelillos más micáceos o más cuarzo-feldespáticos, y metasamitas y filitas arenosas que tienen coloraciones blanquecinas grisáceas o doradas, dependiendo de la proporción de micas. En estas últimas rocas pueden observarse laminaciones paralelas y en algunos casos laminaciones cruzadas. Estos materiales metasamíticos constituyen capas de potencia centimétrica a decimétrica, que en general se encuentran repartidas en la secuencia observada de forma bastante homogénea, y pueden observarse variedades bastante ricas en minerales micáceos que constituyen términos casi transicionales a las rocas más metapelíticas.

En asociación con los niveles más arenosos, pueden encontrarse algunos lentejones de granulometría más gruesa y más ricos en cuarzo, ocasionalmente microconglomeráticos y lentejones de metasamitas que originalmente tenían componentes calcáreos y que en la actualidad presentan minerales calcosilicatados (anfíbol, epidota, granates cálcicos) debido a los efectos del metamorfismo. Estas rocas suelen presentar un bandeo composicional marcado por capas más ricas o más pobres en silicatos cálcicos y texturas porfiroblásticas debido al desarrollo de anfíboles.

La minerología fundamental de las litologías pelíticas y samíticas predominantemente está constituida por cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasa en proporciones variables, siendo bastante frecuente la presencia de pequeños fenoblastos de granate milimétrico y fenoblastos de cordierita y andalucita, de tamaño y abundancia muy variables que suelen estar muy retrogradados y que son más abundantes en los materiales más pelíticos.

Con carácter muy restringido se encuentran algunos niveles de escasa potencia y continuidad lateral de filitas grises oscuras o negruzcas, ricas en sulfuros y materia "carbonosa" y muy silíceas.

Todo este conjunto metasedimentario se encuentra afectado por un metamorfismo

regional y de contacto de intensidad variable apreciándose el máximo grado de recrystalización e incluso procesos de fusión parcial en el extremo meridional del afloramiento. Estos materiales más fuertemente recrystalizados coincidirían con los neises de grano fino de FÜSTER y MORA (1970).

La subunidad más rica en intercalaciones metasamíticas se encuentra en el extremo más suroccidental del afloramiento metamórfico, al suroeste de El Tiemblo. En el área de afloramiento de esta subunidad, son más frecuentes los niveles metasamíticos, que a su vez alcanzan mayores potencias, encontrándose incluso bancos de potencias métricas bien individualizados. No obstante, en este sector, las fuertes recrystalizaciones oscurecen notablemente las estructuras sedimentarias originales.

Las rocas más metapelíticas tienen en este sector un aspecto bastante masivo, observándose en general un bandeo composicional milimétrico fuertemente replegado y recrystalizado con superposición de estructuraciones mosqueadas o nodulosas debido a efectos de blastesis metamórficas. Estas rocas presentan coloraciones grises verdosas o negruzcas debido a una mayor proporción de biotita y cordierita y a sus productos de retrogradación, pero en las zonas nuevamente recrystalizadas se observa que las características litoestratigráficas de los paquetes de sedimentos más pelíticos de esta subunidad son completamente similares a la de la subunidad previamente descrita, encontrándose también intercalaciones metasamíticas de menor entidad con lentejones microconglomeráticos y de metasedimentos calcosilicatados.

Las rocas metasamíticas son más abundantes y las características litológicas de los materiales de los bancos de mayor potencia son análogas a las de las intercalaciones monótonas que se encuentran en la subunidad más metapelítica.

Este conjunto metasedimentario es equivalente a las micacitas, esquistos andalucíticos y neises de grano fino de FÜSTER Y MORA (1970), a las pizarras y esquistos satinados de CAPOTE Y VEGAS (1968) y a las formaciones "El Hornillo" y "Navacarros" de CAPOTE (1971). Asimismo y según los criterios de CAPOTE (1971), este conjunto sería correlacionable con las Capas del Mediana y las Capas del Río Almar, a las que se atribuye una edad imprecisa cámbrica-precámbrica, y que son incluidas entre los materiales precámbricos por HERNÁNDEZ SAMANIEGO et al. (1982), en la memoria de la Hoja de Cardeñosa (506) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Estos últimos autores proponen una posible edad Precámbrico Superior para los materiales inferiores más pelíticos, que coincidirían con los Neises de La Cañada según CAPOTE (1971), y una posible edad Proterozoico Superior (Vendense) para los materiales equivalentes a las Capas del Mediana, para las que proponen un medio sedimentario marino de aguas someras.

2.1.2 Estratigrafía del afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado.

La litología de este afloramiento metamórfico ha sido ampliamente estudiada por PEINADO, (1973) que pone de manifiesto que los materiales más abundantes en este sector meridional son neises plagioclásicos muy migmatizados, encontrándose en proporciones subordinadas metasedimentos pelíticos y samíticos con intercalaciones de cuarcitas, parañibolitas, y niveles carbonatados.

Los metasedimentos esquistosos tienen una composición cuarzo-micácea, con proporciones variables de moscovita y biotita y cantidades subordinadas de plagioclasa, pudiendo también encontrarse sillimanita, granate y cordierita alterada ocasionalmente y en proporciones accesorias. Como intercalaciones en estos materiales se encuentran niveles metasamíticos de colores blanquecinos-grisáceos y que tienen una composición mineralógica principal constituida por cuarzo, plagioclasa y proporciones subordinadas de micas, presentando texturas granoblásticas de grano fino.

Los neises plagioclásicos constituyen una subunidad bastante monótona que tiene una estructura bandeada definida por la alternancia de capas leucocráticas y micáceas que suelen variar entre algunos milímetros y 1 cm. que pueden estar fuertemente replegadas y muy desestructuradas y desdibujadas localmente, debido a los procesos de migmatización más tardíos.

La composición mineralógica principal de estos neises está representada por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, a los que pueden acompañar cantidades variables de sillimanita, cordierita, andalucita y granate en función de las características metamórficas. La textura más común en estas rocas es neísica lepidogranoblástica.

Las relaciones de contacto entre los metasedimentos esquistosos y samíticos y estos neises son poco claras y aparentemente concordantes, no pudiendo establecerse de forma precisa. Asimismo, en algunas áreas de los afloramientos neísicos se encuentran niveles metasedimentarios cuyas relaciones con estos neises son difíciles de determinar dado el alto grado de deformación y migmatización, desconociéndose si se trata de intercalaciones en la serie o se asocian a pliegues que determinan repeticiones en la serie.

En el sector meridional del afloramiento, al este de Pelayos de la Presa, se encuentran en relación con los afloramientos neísicos unos niveles de rocas carbonatadas ya descritas por CARANDELL (1914), y GARCÍA de FIGUEROLA (1956) y extensamente estudiados por PEINADO (1973) que pueden estar asociados a esquistos metasamíticos y paraanfibolitas. Estas rocas están representadas por mármoles de color blanquecino grisáceo o crema y presentan un bandeo definido por la presencia de niveles más oscuros con silicatos cálcicos y magnesianos correspondientes a niveles más impuros. Su textura es granoblástica de grano medio a grueso y están compuestas fundamentalmente por calcita y dolomita con proporciones variables de silicatos cálcicos y magnesianos entre los que pueden encontrarse anfíbol tremolítico-actinolítico, flogopita y clinopiroxeno.

Los niveles calcosilicatados presentan una textura bandeada con diferencias de coloración asociadas a las diferencias mineralógicas y corresponden a la transformación de rocas de composición margosa y calizas impuras. Su composición mineralógica es variable y compleja, pudiendo encontrarse según los casos albita, dolomita, talco, flogopita, tremolita, diópsido, clinozoisita, grosularia, vesubiana, plagioclasa y epidota.

Parte de la asociación metasedimentaria constituida por metasamitas, esquistos, calizas, paraanfibolitas y rocas de silicatos cálcicos correspondería según CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS (1975) a la Serie de Porto (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973), a la Formación Bernuy (MARTÍNEZ CATALAN, 1973) o a la Formación Buitrago de los primeros, que según ellos se encontraría por debajo del neis de Hiendelaencina y sobre la formación de Ortoneises de la Morcuera. Según NAVIDAD y PEINADO, (1977) estas rocas junto con una serie de neises máficos macro y microglándulares formarían parte del conjunto volcanosedimentario de

edad imprecisa Cámbrico Inferior-Precámbrico Superior que correspondería a un ambiente de margen continental activo. Este conjunto es asimismo considerado en una posición cronológica imprecisa precámbrica-prearenigiense en trabajos posteriores (PEINADO y ÁLVARO, 1981 y BELLIDO et al. 1981)

Un problema de interés es el que se plantea al considerar los neises bandeados migmatíticos englobados en este conjunto, y que si bien en parte pueden corresponder a metasedimentos paraneísicos fuertemente migmatizados, no puede descartarse un origen ortoderivado para gran parte de ellos, que posiblemente son equivalentes a las formaciones de ortoneises bandeados ricos en biotita que se encuentran abundantemente representados en los sectores de Somosierra y el Valle de Lozoya.

En el sector del afloramiento metamórfico de El Escorial, comprendido en esta Hoja, también se encuentran ortoneises glandulares de origen granítico y granodiorítico que son completamente análogos a algunas de las variedades que aparecen en el sector septentrional en las Hojas de San Lorenzo de El Escorial y Las Navas del Marqués. Estos materiales se caracterizan por la presencia de abundantes megacristales de feldespato potásico subidiomorfos o alotriomorfos con tamaños que oscilan entre 1 y 10 cm., estando la mayoría de ellos comprendidos en un intervalo entre 2-5 cm. y que están inmersos en una matriz granolepidoblástica foliada, en la que la foliación se encuentra variablemente definida en función del contenido en mica y del grado de migmatización. La composición mineralógica principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, encontrándose proporciones variables de sillimanita, moscovita y cordierita dependiendo del grado metamórfico y del retrometamorfismo.

Todos estos neises, según las opiniones actuales más generalizadas son de origen ígneo y posiblemente metagranítico. Su carácter ígneo ya ha sido propuesto en el Sistema Central Español por FERNÁNDEZ CASALS Y CAPOTE (1971) y FERNÁNDEZ CASALS (1974), y con algunas modificaciones en cuanto a la naturaleza del prototipo ígneo por PEINADO Y ÁLVARO (1981) y BELLIDO et al. (1981). Estos ortoneises posiblemente representan una serie de intrusiones pre-hercínicas, cuya interpretación se encuentra sometida a debate, ya que según las dataciones radiométricas realizadas en este sector del Macizo Hespérico, (VIALETTE et al., 1986, 1987), estos materiales corresponderían a intrusiones ordovícicas, que resultan de difícil interpretación dentro de los esquemas geodinámicos y estratigráficos propuestos en este ámbito.

Teniendo en cuenta otras dataciones sobre ortoneises glandulares del Sistema Central realizadas por el método U-Pb en circones, (BISCHOFF et al. 1986) que suministran edades más antiguas, habría que admitir la posibilidad de correlacionar a estos ortoneises con episodios magmáticos asociados al orógeno Cadomiense.

2.2 SEDIMENTOS NEÓGENOS

Apoyándose en los materiales paleozoicos 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 de las cuales se tratará 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 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 graníticos de la Sierra de Guadarrama éstas tienen carácter arcósico.

Pese a no haber encontrado fauna en los sedimentos, su edad nos es perfectamente conocida ya que en las Hojas próximas a ésta donde se encuentran los mismos sedimentos o sus cambios laterales de facies, tienen una edad que varía desde Aragoniense Medio a Vallesiense Inferior. Así son correlacionables con los depósitos que contienen los yacimientos de vertebrados de Madrid y con el yacimiento de vertebrados situado en la Hoja de Colmenar Viejo, estudiado por MORALES (comunicación personal), dentro de la subunidad de "Arenas", a la 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 en 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 mas fina.

2.2.1 Bloques y cantos de granitos y neises. (23)

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 estos canales 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 3 m.

2.2.2 Cantos y arenas de granitos y neises. (22)

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 mediano 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 alcanzar los 60 m.

2.3 CUATERNARIO

2.3.1 Pleistoceno-Holoceno

2.3.1.1 *Gravas y arenas (Glacis)* (24)

Son depósitos gravitacionales o de arroyada que articulan las vertientes montañosas con los fondos de valle.

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

Su génesis está ligada al encajamiento de la red fluvial.

2.3.1.2 *Cantos y gravas (Conos de deyección)* (25)

Están situados en los márgenes de cursos fluviales, relacionados con salidas de barrancos. Son de reducidas dimensiones.

Son 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.

2.3.2 Holoceno

2.3.2.1 *Cantos y gravas (Derrubios de ladera)* (26)

Son depósitos que adquieren su mayor desarrollo en las zonas montañosas, constituyendo canchales y pedrizas. Suelen ser de elementos sueltos, con escasa matriz en general, y de espesor variable, pero no sobrepasan los 4 m. Litológicamente, dependen del entorno geológico adyacente (granitos, neises, cuarzo, etc.). Localmente pueden presentar abundante matriz arcillosa, proveniente de la alteración y edafización de los materiales de las áreas fuente.

Estos depósitos, cuando se desarrollan sobre los materiales terciarios, suelen ser de muy poca potencia y casi siempre sin representación cartográfica. Entonces, están constituidos por arenas y arcillas, casi siempre arcósicas.

2.3.2.2 Cantos, gravas y arenas (Terrazas) (27)

Las terrazas, en el ámbito de esta Hoja, tienen un desarrollo muy desigual, y no suelen llegar a tener entidad cartografiable.

Se ha representado una terraza baja en la intersección de los arroyos de Tórtolas y de Avellaneda, al SO. de la Hoja.

Son depósitos de cantos, gravas, de naturaleza ígnea y metamórfica, y arenas arcósicas, no consolidados.

2.3.2.3 Arenas y limos (Zonas encharcadas) (28)

Son depósitos detríticos, generalmente finos, que rellenan los fondos de áreas depri-
midas mal drenadas. El contenido en materia orgánica suele ser alto.

2.3.2.4 Cantos, gravas y arenas (Aluviales y Fondos de Valle) (29)

Son sedimentos ligados a los cursos fluviales (estacionales o no) y constituidos por cantos, gravas y arenas de litologías variadas (granitos, neises, cuarzo, etc.) y granulometría muy heterogénea. Pueden presentar, ocasionalmente, un alto contenido en materia orgánica.

Los depósitos ligados a los cursos fluviales instalados 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 LAS LITOLOGÍAS

Los materiales endógenos que componen la Hoja son por un lado de índole metamórfica y por otro de naturaleza plutónica.

Los primeros están intruidos por los segundos, que quedan, por lo tanto, como enclaves, dos de ellos de grandes dimensiones. Son de oeste a este, los de la parte meridional del afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo, cuyo extremo occidental se sitúa en la Hoja adyacente y el de El Escorial-Villa del Prado, que se prolonga hacia el norte y el sur en las Hojas colindantes, y cuyos dos bordes laterales están situados en esta Hoja. Ambos tienen morfología alargada en dirección norte-sur y dimensión kilométrica. Además, hay enclaves de dimensión menor, paralelos a los cuerpos mayores y paralelos a sus bordes orientales y meridionales en el caso del de Aldeavieja-El Tiemblo.

Los dos afloramientos metamórficos muestran litologías diferentes por lo que se describirán por separado, y en un tercer apartado se describirá el conjunto plutónico de edad hercínica.

3.1.1 Litologías metamórficas del Dominio de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo

En este afloramiento se distinguen dos unidades cartográficas fundamentales, ambas de índole metasedimentaria con predominio de materiales de origen arcilloso, metapelitas, con variable proporción de litologías samíticas, rasgo que ha servido para establecer las dos unidades cartográficas: Conjunto metapelítico con intercalaciones metasamíticas y Conjunto con más abundantes metasamitas. El primero ocupa los dos tercios septentrionales del afloramiento y se prolonga en la Hoja nº 532 (Las Navas del Marqués). El segundo compone el tercio meridional del mismo.

3.1.1.1 *Conjunto predominantemente metapelítico con intercalaciones metasamíticas (17)*

Los materiales incluidos en este apartado corresponden a un conjunto de metasedimentos que son en parte equivalentes a las rocas de la formación "El Hornillo" según CA-POTE (1973) y a las micacitas, esquistos andalucíticos y neises de grano fino definidos por FÜSTER y MORA (1970)

El afloramiento de estos materiales se localiza junto al borde occidental de la Hoja, entre la zona del Llano de Las Herraduras, en el extremo noroeste y el embalse de El Tiemblo, al sur de esta localidad, donde esta unidad transita a unos metasedimentos más ricos en intercalaciones areniscosas. En el extremo meridional de este afloramiento se observa un notable incremento en el grado de recrystalización metamórfica.

Las morfologías asociadas al afloramiento de estos materiales presentan notables variaciones, observándose que en el extremo noroccidental de la Hoja se desarrollan formas aplanadas o alomadas poco abruptas y con suaves pendientes y cauces de arroyos poco encajados. El relieve se hace más abrupto hacia el este y el sureste al aproximarse al contacto

con las rocas graníticas. Una característica bastante constante de este conjunto de materiales, es que en toda su extensión de afloramiento no se aprecian importantes resaltes morfológicos asociables a algún tramo litológico contrastado de transcendencia. Sólo se encuentran resaltes de pequeña importancia a nivel de afloramiento, asociados a la presencia de las capas areniscosas intercaladas. Esta uniformidad da una idea de la monotonía del conjunto metasedimentario y de la relativa homeogeneidad del reparto de las intercalaciones metasamíticas, que determina que no se desarrollen contrastes morfológicos en relación con tramos de características litológicas diferenciadas.

La visión más representativa de este conjunto metasedimentario se obtiene en los afloramientos situados en la zona situada entre los Llanos de la Herradura, Los Llanos del Robledal y El Cerro del Castrejón, al noroeste de Cebreros. Las rocas más comunes son unas filitas micáceas de grano muy fino y coloraciones doradas o plateadas-grisáceas, en las que generalmente se observa un bandeo milimétrico constituido por alternancia de capas más micáceas o más cuarzo-feldespáticas. Estas rocas, en general tienen una fisibilidad muy buena, y en las superficies de esquistosidad se observa con mucha frecuencia una lineación de crenulación que determina finas rizaduras sobre estos planos, apreciándose también una lineación mineral coincidente. No es raro encontrar en estas filitas pequeños granates de tamaño del orden de 1 mm. que forman pequeños resaltes sobre los planos de esquistosidad y que tienen sombras de presión orientadas coincidentemente con las lineaciones previamente descritas.

En las rocas de composición más pelítica es relativamente frecuente observar la presencia de porfidoblastos de coloración oscura, pardos o negruzcos, con formas elípticas o rectangulares alargadas, que en algunos casos pueden alcanzar hasta más de 7 cm. de longitud, no siendo raros los que alcanzan 3 cm; están contenidos en los planos de esquistosidad y tienden a orientarse de modo paralelo a la lineación observable, aunque en ocasiones esta orientación preferencial no es muy estricta. El borde de los porfidoblastos de menor tamaño suele ser poco nítido, encontrándose una mejor definición en los cristales de mayor tamaño. El estudio microscópico pone de manifiesto que estos porfiroblastos corresponden a cordierita y a menudo están totalmente retrogradados a sericita y clorita.

La composición de estas rocas es relativamente variable, encontrándose toda una serie de tránsitos entre tipos con predominio de componente pelítica y otros más ricos en cuarzo y plagioclasa.

Aparte de los tipos previamente definidos, también se encuentran en este conjunto rocas de carácter samítico neto, mucho más pobres en componentes micáceos y que constituyen capas de potencia generalmente centimétrica a decimétrica intercaladas con los materiales más pelíticos, siendo raras las capas que llegan a alcanzar una potencia métrica. La naturaleza de estas rocas corresponde fundamentalmente a areniscas cuarzo-plagioclásicas de grano fino con variable proporción de mica, que determina que su coloración varíe entre tonos blanquecinos o grisáceos con matices plateados o dorados.

En algunas de estas rocas se observan laminaciones correspondientes a estructuras sedimentarias residuales, muy patentes en lentejones o capas de areniscas con componentes carbonatados, transformadas en "granofels" con anfíbol y granate. Tienen un bandeo composicional marcado por capas compuestas por cuarzo y plagioclasa y capas más oscuras verdesas con anfíbol. Es además muy característica la presencia de porfiroblastos de anfi-

bol verde oscuro, que pueden alcanzar hasta 1 cm. y que destacan en la observación de visu, con disposición irregular sobre las superficies de esquistosidad alteradas, de color blanquecino.

También, aunque con carácter subordinado, hay algunas capas más ricas en cuarzo y verdaderas cuarcitas de coloración blanco grisácea o de color crema. Algunas de ellas llegan a tener granulometría más gruesa y constituyen areniscas microconglomeráticas.

Este conjunto de materiales presenta en el extremo meridional de su afloramiento, considerables variaciones de aspecto y estructura coincidiendo con algunas de las litologías consideradas por FUSTER Y MORA (1970) como neises de grano fino. Así, en la zona situada entre el vértice de Merina y el embalse del Charco del Cura, al sureste de Cebreros, se encuentran unos materiales similares a los descritos pero en los que, según las zonas, se aprecian estructuras masivas con pérdida de fisibilidad, de coloración más oscura debidas a la presencia de mayor proporción de biotita y/o cordierita y a sus productos de degradación.

Estas recrystalizaciones alcanzan su mayor intensidad en el extremo meridional del afloramiento, al sur de El Tiemblo, donde a causa de los procesos metamórficos regionales y de la recrystalización inducida por los granitoides, las rocas están transformadas a unos esquistos verdosos oscuros y negruzcos de aspecto corneánico muy compacto que por alteración forman bloques redondeados con costras de alteración pardas o rojizas.

Los tipos litológicos más comunes de esta unidad corresponden a rocas pelíticas y pelítico grauwáquicas con texturas esquistosas lepidogranoblásticas y con frecuencia porfidoblásticas. La esquistosidad principal, que se encuentra crenulada, se superpone a una esquistosidad previa, variablemente definida que puede en ocasiones estar prácticamente obliterada. Las estructuras de estos materiales llegan a estar borradas a causa de recrystalizaciones metamórficas relativamente tardías, muy intensas y que son debidas a efectos plutonometamórficos y de metamorfismo de contacto. Así, se encuentra en determinados sectores, que las micas de la esquistosidad principal están parcialmente englobadas en una matriz micácea de grano muy fino procedente de la degradación de cordierita que ha crecido sobre ellas. También es muy frecuente que los micropliegues estén polygonizados.

Los procesos de alteración son frecuentes y afectan a la totalidad de las fases minerales.

El carácter porfidoblástico es debido a la presencia de grandes blastos de cordierita, y en menor proporción de andalucita, y aunque los granates o sus restos son también frecuentes, su tamaño es más reducido.

La trama mineralógica fundamental de estas rocas suele ser de grano bastante fino, no superando la gran mayoría de sus componentes 0,3 mm. de dimensión máxima con la excepción de la cordierita y la andalucita que con frecuencia alcanzan dimensiones centimétricas.

La estructuración está determinada fundamentalmente por la existencia de un fino microbandeado debido a la segregación de capas más ricas en minerales micáceos y capas más ricas en cuarzo y plagioclasa. Con relativa frecuencia se observa en las bandas ricas en cuarzo un fuerte estiramiento de este mineral que a veces es acintado y posteriormente recrystalizado, apreciándose también que los lentejones de cuarzo corresponden a capitas con micropliegues apretados rodeados por las capas micáceas; también se observan ban-

deados composicionales originales de los sedimentos con niveles más o menos arenosos.

Asímismo hay estructuras que corresponden a procesos de milonitización muy tardíos y que afectan incluso a texturas del metamorfismo de contacto.

La matriz está compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, a los que con frecuencia hay que añadir clorita y sericita que en parte procede de la degradación de aquéllos, así como de cordierita y en menor proporción de andalucita.

Los porfidoblastos son de granate, cordierita y biotita esporádica parcialmente recrystalizada.

Entre otros accesorios se encuentran circón, apatito, opacos, esfena y feldespato potásico.

El granate es bastante frecuente; a menudo está retrogradado a agregados micáceos de grano fino o agregados policristalinos en los que se encuentran cordierita, plagioclasa, biotita, moscovita y opacos. Su hábito varía de subidioblástico a subredondeado, más o menos poiquiloblástico y se encuentra rodeado por la esquistosidad principal, pudiendo contener inclusiones discordantes con ella. Sus tamaños son siempre inferiores a 2 mm.

La cordierita aparece con frecuencia como porfidoblastos groseramente subidiomorfos, de más de 1 cm. de longitud, con límites difusos frente a la matriz y muy abundantes inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasa y opacos, paralelos a la esquistosidad externa principal, que coincide con la elongación del cristal. Muy a menudo está totalmente transformada a un agregado sericítico clorítico de grano muy fino y cuando sin alterar se ve que está recrystalizada a un mosaico policristalino. En general se aprecia que la esquistosidad principal está aplastada en torno a los cristaloblastos y algunas masas sericítico-cloríticas, probables pseudomorfos cordieríticos, están afectadas por micropliegues de la esquistosidad principal. Ocasionalmente incluyen andalucita y granate.

También está la cordierita en masas alotriomorfas que engloban y sustituyen a las micas de la esquistosidad principal y en gran parte están transformadas a agregados micáceos de grano muy fino o a productos amorfos amarillentos o anaranjados.

La andalucita es menos frecuente que la cordierita y puede formar porfidoblastos de hasta 3 mm., de escaso idiomorfismo, elongados según la esquistosidad principal, conteniendo inclusiones orientadas concordantes con ella, que a su vez parece estar aplastada en torno al cristal. En la mayor parte de los casos se encuentra fuertemente transformada a masas de sericita. Puede presentar pleocroísmo rosado irregular. También aparecen fenoblastos de aspecto quiasolítico muy alterados, que posiblemente se han originado por metamorfismo de contacto.

El cuarzo constituye una parte importante de la matriz y se encuentra a menudo como cristales alotrioblásticos menores de 0,3 mm., con extinción ondulante. También puede aparecer como masas alentejonadas y estiradas aunque posteriormente poligonizadas, o como banditas finas con micropliegues muy apretados y después poligonizados.

La plagioclasa, subordinada al cuarzo, se restringe a la matriz en la que se encuentra como individuos alotrioblásticos pequeños, en general con maclado poco patente y que pueden estar muy sericitados y anubarrados.

La biotita se encuentra en la matriz en pequeños cristales subidioblásticos-alotrioblásticos orientados según la esquistosidad principal, y poligonizada en los pliegues. En fresco tiene coloración rojiza intensa. También puede encontrarse como produc-

to de la sustitución del granate. Puede encontrarse reducida a un conjunto de pequeños cristaltos orientados según la esquistosidad e inmersos en una masa clorítico-sericítica de grano muy fino que procede de la degradación de cordierita. Puede a su vez estar fuertemente cloritizada. Ocasionalmente forma pequeños porfidoblastos cribosos bastante recrystalizados a biotita de menor tamaño, moscovita y puede que también en parte a cordierita.

La moscovita forma con frecuencia pequeños blastos subidiomorfos de crecimiento tardío que se superponen a la estructuración general de las rocas. Puede crecer sobre biotita, plagioclasa o sobre productos de degradación de cordierita. También puede encontrarse formando parte de agregados policristalinos junto con biotita y biotita cloritizada que definen la esquistosidad principal de la roca.

En la zona meridional del afloramiento de La Cañada al sur del río Alberche, las recrystalizaciones posteriores a la esquistosidad principal son importantísimas, siendo muy comunes las rocas fuertemente desestructuradas con texturas granoblásticas de grano fino (< 1 mm.) que corresponden a metasedimentos pelíticos o pelítico-grauváquicos. En estas rocas se observa generalmente un bandeo composicional que obedece a la recrystalización de las bandas que definen la esquistosidad. Incluso las crénulas de la esquistosidad están muy recrystalizadas. La masa de estas rocas está compuesta por un conjunto policristalino granoblástico de cuarzo, plagioclasa, biotita, cordierita y sus productos de alteración, encontrándose también en este conjunto moscovita alotrioblástica de crecimiento tardío. La alteración en estas rocas suele ser intensísima quedando con frecuencia únicamente intacto el cuarzo, ya que la cordierita suele estar totalmente transformada a un agregado sericítico-clorítico de grano muy fino; la plagioclasa está muy sericitizada y la biotita puede estar muy cloritizada y moscovitizada, encontrándose este conjunto variablemente impregnado de óxidos.

Los minerales accesorios más comunes son opacos, circón, microclina, apatito, y turmalina, pudiendo aparecer ocasionalmente espinela, generada en los procesos metamórficos.

Como porfidoblastos puede encontrarse cordierita, andalucita y sillimanita.

La cordierita puede formar porfidoblastos con abundantes inclusiones orientadas de biotita y en ocasiones de sillimanita. Estos cristales están poligonizados, y en algún caso deformados. También contienen inclusiones microplegadas de la esquistosidad. Entre las inclusiones de la cordierita puede también encontrarse andalucita.

La andalucita aparece como porfidoblastos de tamaño superior a 4 mm. reducidos a islotes alotriomorfos inmersos en una masa sericítica. Pueden incluir abundantes y diminutos opacos y espinela verde.

La sillimanita aparece únicamente como agujas y pequeños prismas aciculares moscovitizados, incluidos en alguna cordierita y restringida a proporciones accesorias.

Los materiales metasamíticos presentes en este conjunto litológico tienen textura granoblástica de grano fino ($< 0,5$ mm.) y están compuestos por cuarzo, plagioclasa en proporción subordinada y cantidades menores de biotita y moscovita, con cordierita o sus productos de transformación y granate con hábitos subidiomorfos o alotriomorfos cribosos, en parte sustituido por cordierita, biotita o sus productos de degradación. Entre los minerales accesorios hay circón, opacos, apatito y turmalina. En estas rocas, pueden observarse

pequeñas capas más micáceas que definen un tenue bandeado composicional que posiblemente refleja diferencias originales de los metasedimentos.

También en este conjunto se encuentran rocas más micáceas y ricas en plagioclasa con texturas granolepidoblásticas y esquistosidad mejor definida que marcan el tránsito a los tipos de composición más pelítica.

Los materiales metasamíticos del sector meridional del afloramiento, presentan unas características completamente similares a las del sector septentrional con la salvedad de que están afectadas por recrystalizaciones tardías más intensas, pudiendo encontrarse en alguna ocasión feldespato potásico de posible origen corneánico.

3.1.1.2 Conjunto con intercalaciones metasamíticas más abundantes (17-18)

Este conjunto, como ya se ha indicado, constituye el extremo meridional del afloramiento metamórfico. Está situado al sur de la localidad de El Tiemblo y sus características son bastante similares a las de las rocas fuertemente recrystalizadas en la zona sur de la unidad previamente descrita, de la que se diferencia por la mayor abundancia e importancia de las intercalaciones samíticas cuya potencia oscila entre varios centímetros y más de un metro. Esta unidad se corresponde con los neises de grano fino con andalucita y cordierita de FUSTER y MORA (1970), en los que también aparece feldespato potásico en la zona de alto grado.

Sus afloramientos tienen un relieve bastante abrupto con importantes elevaciones y profundos barrancos. A pesar de que en este conjunto son más abundantes e importantes las intercalaciones metasamíticas, no se observan contrastes morfológicos importantes entre esta unidad y el conjunto con menos intercalaciones metasamíticas.

Los materiales más pelíticos de este conjunto presentan aspecto relativamente masivo, generalmente con fisibilidad poco marcada debido a un importante grado de recrystalización, aunque a nivel de muestra se aprecia un bandeado que puede estar fuertemente replegado. No obstante, con carácter local y en las zonas de menor intensidad metamórfica pueden encontrarse materiales más fisibles.

Son en general rocas de grano fino a medio con color gris verdoso, oscuro y negro, dependiendo de la mayor o menor proporción de biotita y cordierita y de sus productos de alteración. A veces se observan manchas, lentículas o bandas de color verdoso, ricas en cordierita y en sus productos de degradación. Las tonalidades más oscuras son consecuencia de la mayor proporción de biotita y menor de moscovita, que en gran parte es producto de retrogradación. No es raro encontrar variedades fuertemente recrystalizadas, desestructuradas e incluso migmatizadas, por lo que el bandeado y la foliación originales están muy recrystalizados, presentando el carácter masivo ya mencionado. En las rocas más intensamente metamorfozadas se pueden ver nivelillos o lentejones leucocráticos de textura granuda correspondientes a movilizados que evidencian condiciones de migmatización. Estos leucosomas pueden alcanzar un volumen considerable, observándose la aparición de bandas y zonas desestructuradas de aspecto granitoide entre las que se encuentran restos de paleosomas esquistosos variablemente desdibujados. Así son frecuentes las variedades microbandeadas, con alternancia de nivelillos oscuros ricos en biotita y cordierita y bandas cuarzo-feldespáticas de textura sacaroidea hetero granular, que pueden coalescer con ma-

sas o venas granitoides que cortan a la foliación y que por alteración, adquieren tonalidades pardorrojizas. Zonas donde la migmatización alcanza un desarrollo apreciable pueden localizarse en las elevaciones comprendidas entre el Portacho de los Ballesteros y la Loma del Palincao.

Los materiales metasamíticos son con frecuencia de composición cuarzofeldespática, de grano fino, con proporciones variables de biotita, lo que determina tonalidades grisáceas más o menos oscuras, según la abundancia del último mineral. También en alguna de estas rocas pueden apreciarse laminaciones de espesor milimétrico, definidas por finas capas en las que se concentra la biotita; algunos niveles son de composición cuarcítica de tonos grises claros y crema, a los que se asocian, en algunos casos, capas o lentejones de granulometría más gruesa e incluso de carácter microconglomerático. Asimismo se pueden encontrar intercalaciones centimétricas de meta-areniscas con anfíbol similares a los que aparecen entre los metasedimentos de la unidad anterior. Todas ellas muestran, en general una fuerte recrystalización, presentando un aspecto masivo, pudiendo observarse también fuertes desestructuraciones y grados de migmatización variables.

Una visión representativa de los materiales de este conjunto se puede observar en los afloramientos cortados por las pistas situadas al sur de El Tiemblo entre el embalse del mismo nombre y la Loma del Palincao.

3.1.1.3 *Metasedimentos con frecuentes intercalaciones areniscosas (18)*

Las rocas de composición original más pelítica presentan texturas granoblásticas de grano medio y fino y porfidoblásticas, apreciándose en ellas con frecuencia una estructuración bandeada microplegada que suele estar fuertemente recrystalizada y parcialmente difuminada debido a un intenso plutono-metamorfismo posterior a los repliegues de la esquistosidad. La composición mineralógica de estas rocas está constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita y cordierita como minerales principales, pudiendo aparecer también según los casos andalucita y sillimanita. Como minerales accesorios pueden encontrarse opacos, apatito, circón, espinela verde y turmalina. En estas rocas, son muy importante los procesos de retrogradación, en relación con los que se encuentran cantidades apreciables de moscovita, clorita y sericita que constituyen una fracción importante de ella. La textura fundamental de estas rocas está constituida por un agregado granoblástico de grano fino de cuarzo, plagioclasa, biotita, cordierita y sus productos de degradación, encontrándose de forma casi general que una parte importante de la biotita y de la plagioclasa están fuertemente cloritizadas y sericitizadas respectivamente y la cordierita puede estar casi por completo transformada a un agregado de clorita y moscovita de grano fino. La antigua estructuración, en la mayoría de los casos, sólo es apreciable por la presencia de bandeados composicionales y orientaciones miméticas ya que la recrystalización tardía es muy intensa.

Con relativa frecuencia, la cordierita puede encontrarse también en estas rocas formando porfidoblastos, poligonizados, con abundantes inclusiones orientadas.

En algunas de estas rocas pueden también observarse restos de porfidoblastos de andalucita poligonizados con abundantes y finas inclusiones entre las que se encuentran algunos opacos y espinelas, y que están parcialmente sustituidos por haces de sillimanita.

También pueden encontrarse dispersos en el conjunto de la roca prismas aciculares gruesos de sillimanita parcialmente moscovitizados y flexionados.

Entre los materiales de carácter más arenoso se encuentran areniscas cuarzoplagioclásicas de grano fino o fino medio con proporciones variables de minerales micáceos. Sus componentes minerales principales son cuarzo y plagioclasa, con biotita y cordierita, en proporciones restringidas y en algunos casos microclina y relictos de granate. Como accesorios se encuentran opacos, circón, apatito, rutilo y turmalina.

La base fundamental de estas rocas está formada por un agregado granoblástico o granolepidoblástico de grano fino con la estructuración bastante desdibujada debido a las recrystalizaciones.

El cuarzo tiene en general hábitos alotrioblásticos y los límites de los cristales son irregulares o groseramente suturados, aunque ocasionalmente en alguna roca de composición más cuarcítica se observan hábitos subredondeados relictos en algunos clastos de cuarzo.

La plagioclasa tiene hábitos que varían entre alotrioblásticos y vagamente subidioblásticos en alguna roca, y en general el maclado suele ser deficiente o ausente y está afectado por anubarramientos o sericitizaciones que pueden ser importantes.

La biotita se encuentra en proporciones reducidas pero bastante variables, y suele formar pequeñas láminas alotrioblásticas o subidioblásticas de color castaño rojizo intenso. Puede constituir alineaciones que definen la estructuración de la roca y puede estar muy cloritizada.

La cordierita se encuentra en general casi completamente transformada a agregados clorítico-sericiticos alotriomorfos intersticiales, o constituye bandas irregulares asociadas a los nivelillos más micáceos.

La microclina se encuentra en proporciones restringidas y sólo en algunas rocas, en las que aparece como pequeños cristales alotrioblásticos con maclado en enrejado, siendo problemático el determinar si este mineral es de carácter heredado o se asocia a génesis metamórfica.

El granate es muy escaso, y aparece como pequeños cristales cribosos pseudomorfizados a agregados policristalinos de biotita.

Bajo el punto de vista composicional pueden encontrarse en este grupo de rocas, tipos que oscilan entre cuarcitas con plagioclasa y variedades arcósicas cuarzoplagioclásicas que son las más comunes. Por aumento de la proporción de minerales micáceos aparecen tipos litológicos que tienden a converger con los materiales asociados de carácter más pelítico.

En proporción restringida se encuentran rocas metasamíticas de composición original más calcáreas en las que en la matriz fundamental cuarzoplagioclásica pueden aparecer porfidoblastos de granate y anfíbol.

Estos porfidoblastos de granate tienen hábitos cribosos esqueléticos y se encuentran variablemente desestabilizados. Ocasionalmente, se observa que están parcialmente transformados a un agregado policristalino granoblástico de clinopiroxeno, plagioclasa y opacos.

El anfíbol puede aparecer como poiquiloblastos cribosos de hasta 1 cm. de longitud, con abundantes inclusiones de cuarzo, plagioclasa y opacos de grano muy fino. Estos anfíboles son bastante incoloros y pueden estar parcialmente sustituidos por biotita sobre to

do en las zonas más próximas a los niveles más micáceos de estas rocas.

En estas metasamitas más calcáreas también pueden encontrarse pequeñas proporciones de biotita, y como minerales accesorios y secundarios pueden encontrarse, esfena, opacos y apatito, clinozoisita y circón.

Con carácter excepcional, entre los materiales de este conjunto se ha encontrado alguna roca de grano muy fino, textura granoblástica y constituida casi exclusivamente por plagioclasa, con proporciones accesorias pero apreciables de opacos muy finos y de aspecto pulverulento, que pueden tender a formar algunas pequeñas concentraciones. La plagioclasa incluye numerosos opacos con orientación cristalográfica. Aunque el carácter original de estas rocas es problemático, su origen más probable puede estar en relación con sedimentos ricos en componentes calcáreos.

3.1.2 Litologías metamórficas del Dominio de El Escorial-Villa del Prado

Este afloramiento está integrado por ortoneises glandulares, que ocupan la posición inferior, y metasedimentos, que proceden fundamentalmente de rocas arcillosas con algunas intercalaciones samílicas, en general de dimensión métrica, y paquetes carbonáticos acompañados de rocas de silicatos cálcicos. Estas litologías están descritas en PEINADO (1973).

3.1.2.1 *Metasedimentos predominantemente pelíticos (19)*

Ocupan la casi totalidad del afloramiento y se superponen a ortoneises; en la zona norte el contacto tiene lugar a través de una banda migmatítica excepto donde dicho contacto se efectúa mediante fractura, mientras que en la zona sur lo hacen con una banda de rocas carbonáticas en la proximidad de su base.

El relieve es moderadamente abrupto. Son rocas bandeadas de color grisáceo, marrón por alteración, con un grosor de las bandas leucocráticas de 0,5 a 1 cm. allí donde la migmatización es escasa, en la zona suroccidental, donde corresponden a esquistos, siendo en el resto neises y migmatitas.

Las estructuras migmatíticas son variadas, así como el espesor de los leucosomas, en general de unos 5 cm. de media, a veces con orlas biotíticas y formando estructuras estromatíticas.

También aparecen estructuras migmatíticas y nebulíticas, leucocráticas o mesocráticas, con "schlieren".

A esto hay que añadir una gran profusión de intrusiones métricas de leucogranitos precoces, que muestran foliación de tercera fase y que cortan al bandeo y foliación de las estromatitas. También hay inyecciones de pegmatitas plegadas.

Los paraneises y esquistos son fundamentalmente pelíticos, con proporciones menores de semipelitas y metasamitas. Tienen texturas granolepidoblásticas observándose a veces micropliegues, rara vez sinquistosos y en general postesquistosos con poligonización de micas en las charnelas.

Las bandas melanocráticas están constituidas por biotita rojiza y sillimanita acicular o prismática incluida o no en biotita y con frecuencia cordierita, generada a expensas de las

fases anteriores, dispuesta de manera intersticial a las mismas y elongada según la foliación, presentándose a veces deformada en mosaico.

Esporádicamente se encuentra granate, siempre residual, fragmentado y transformado en biotita o cordierita. La distena es extremadamente escasa y también como fase residual. La andalucita, por el contrario, frecuente, es posterior a la sillimanita a la que incluye, así como a la foliación de segunda fase de la que muestra inclusiones helicíticas y es sin-cinemática con la tercera fase de deformación.

Las bandas leucocráticas están formadas por cuarzo y plagioclasa xenoblástica; el feldespato potásico es escaso y suele ser intersticial. En los materiales no migmatíticos de la zona occidental aparece moscovita marcando la esquistosidad. En el resto esta fase es tardía, nucleada sobre biotita y sobre sillimanita de la que quedan escasas agujas en su interior.

Como otros minerales accesorios aparecen circón, apatito, turmalina, monacita, topacio y opacos.

Los leucosomas migmatíticos son de textura granuda o porfidioforma. En las plagioclasas se neoforman zonas externas sobre las morfologías xenoblásticas. El feldespato potásico es escaso y cuando aparece es intersticial, formando agregados con cuarzo y plagioclasa subredondeada. Se observa una blastesis de plagioclasa que incluye a las otras fases de la roca, incluso en los bordes de los melanosomas. Son frecuentes las mirmequitas, y la presencia de moscovita en placas. El apatito forma en estos leucosomas cristales globosos de tamaños mayores a los que hay en los paraneises.

En la zona inmediata a las rocas graníticas tardihercínicas se neoforman cordierita y andalucita en cristaloblastos tardíos a veces con orientación mimética. Las bandas cuarzo-feldespáticas aparecen recrystalizadas a agregados poligonales y en los fragmentos incluidos en los granitoides se neoforman espinela y corindón.

3.1.2.2 Metasedimentos samíticos (21)

Alcanza su mayor espesor en la zona noroeste, en las laderas occidentales de los cerros Boquerón y Montazo Chico, y en el suroeste, al noroeste del cerro de Valdenoche. Son capas de mayor competencia que los anteriores materiales y tienen múltiples venas pegmatíticas y leucograníticas, de pocos centímetros de anchura, cortantes y plegadas.

Están constituidos por cuarzo, plagioclasa y microclina en proporciones variables de unas rocas a otras y entre diferentes bandas. Hay biotita en proporciones moderadas y en ocasiones cordierita generada en relación con biotita. Como accesorios tiene circón, apatito, monacita y opacos.

3.1.2.3 Mármoles y rocas de silicatos cálcicos (20)

Las capas metacarbonáticas suponen una lámina incluida en los metasedimentos, en general, en posición inmediatamente superior los ortoneises al norte de la carretera de San Martín de Valdeiglesias. Entre ambas litologías se sitúan unas capas de espesor variable de paraneises biotíticos de grano fino.

Está aboudinada y su espesor varía desde unos 50 m. como máximo a unos 0,50 m. Las

metapelitas adyacentes son de grano fino y muy ricas en biotita y opacos. Con frecuencia los contactos están ocupados por masas cuarzofeldespáticas también aboudinadas y plegadas, con agregados de epidota.

Hay varios niveles superpuestos, quizá por plegamiento o, dado su diferente espesor y características, por recurrencias en la serie original.

En las mejores exposiciones se observa un paquete inferior, dolomítico, de grano grueso, a veces con bolsadas magnésicas de dimensión métrica y otro superior calcítico, microbandeado, con bandas formadas por distintos silicatos, destacando en afloramiento las bandas flogopíticas.

En algunos afloramientos delgados, y en las bandas periféricas no hay, o son accesorios, los carbonatos y se forman rocas finamente bandeadas de silicatos cálcicos y anfibolitas. Estos materiales afloran también, en lentejones de espesor inferior a 1 m., en los alrededores de Navas del Rey, en la zona de Casa de la Jimena, en la zona de la Resina, al norte de la carretera a Cebreros, y al este del Pajar de la Rozuela donde forman "boudins" centimétricos.

Los mármoles son rocas granoblásticas o heteroblásticas con calcita y/o dolomita fundamentales, y flogopita, tremolita, diópsido y clinohumita, frecuentes, además de plagioclasa, grosularia y vesubiana.

En el afloramiento de Pelayos de la Presa, es muy frecuente la wollastonita, generada a expensas de grosularia y vesubiana. Aquí también se observa una fuerte turmalinización; como fases tardías se forman clinocloro y prehnita.

Algunas bandas están constituidas por hornblenda verde y alternancias de plagioclasa y/o microclina con diópsido y grosularia.

Las delgadas capas dispersas y boudines están formados por cuarzo y plagioclasa cálcica mayoritarios, granate criboso, diópsido y hornblenda verde; como accesorios, se encuentran esfena, apatito y opacos.

3.1.3 Rocas Ígneas Prehercínicas

Las rocas de esta naturaleza son ortoneises glandulares, de los que los únicos afloramientos se encuentran en el macroenclave de El Escorial; aquí forman dos afloramientos diferentes: uno en el extremo norte, prolongado en la Hoja 532 y otro a favor de una estructura de interferencia de pliegues al noreste de la Cerrada del Pantano de San Juan y norte de la carretera de San Martín de Valdeiglesias.

3.1.3.1 *Ortoneises glandulares (16)*

Este material forma el afloramiento situado al norte. Son ortoneises de composición granítica con glándulas de 5 a 6 cm. como media, de distribución homogénea. Su contacto con los paraneises se efectúa por una fractura en su borde meridional y en el resto a través de una facies migmatítica, donde en una nebulita con un avanzado grado de fusión flotan los feldespatos monocristalinos del ortoneis, que desaparecen en la proximidad de los paraneises, donde se hacen frecuentes en cambio, los enclaves micáceos. Esta facies se observa con buena exposición en la carretera de Robledo de Chavela a Cebreros. Además de es-

ta nebulita producida en el contacto y que afecta a ambos materiales, el grado de migmatización de los ortoneises es variable. Se intercalan bandas métricas de leuconeises.

Esporádicamente tienen enclaves decimétricos y están afectados por zonas de cizalla tardías, MARTÍN ESCORZA (1981), bien expuestas a lo largo de la carretera de Cebreros.

Petrológicamente muestran una foliación constituida por biotita rojiza y sillimanita prismática o acicular, alternando con cuarzo y plagioclasa en agregados granoblásticos. Las glándulas son de feldespato potásico perfitico con maclas de microclina sobreimpuestas, variablemente desarrolladas, son monominerales o en agregados con plagioclasa, consecuencia de fragmentación y recrystalización. Se observan mirmequitas y zonación marginal de plagioclasa. Como accesorios aparecen apatito, circón, turmalina y opacos.

Los enclaves están compuestos por plagioclasa equidimensional, cuarzo y biotita.

3.1.3.2 *Ortoneises glandulares mesócratos (15)*

Se sitúan en posición inferior a las capas carbonáticas, con una zona filonítica en algunos puntos de contacto.

La distribución de glándulas, de 3 a 5 cm. de longitud es variable, habiendo rocas donde son muy frecuentes y otras donde su frecuencia llega a ser de una glándula por metro cuadrado. Tienen bandas de leuconeises, y enclaves decimétricos de composición cuarzo-plagioclásica.

Las glándulas son, en general de plagioclasa monomineral con maclado complejo, o de agregados policristalinos y, de menor tamaño de cuarzo, en una matriz foliada con biotita, sillimanita, cordierita y feldespato potásico intersticial.

Los enclaves están formados por plagioclasa con zonado marginal esporádico, biotita y cuarzo, con abundante apatito acicular.

3.1.4 Rocas graníticas Hercínicas

En este apartado se describen las rocas originadas por fusión, desde los cuerpos discretos autóctonos asociados a las rocas metamórficas hasta las rocas graníticas intrusivas en etapas tardías y póstumas de la orogenia, según el orden cronológico observado o deducido.

3.1.4.1 *Diatexitas (5)*

En este término se incluye una serie de rocas migmatíticas, algo heterogéneas, pero que presentan, como característica común un porcentaje mayoritario de fracción granítica neosomática respecto a la fracción metamórfica o mesosoma (ASHWORTH, 1985). Son diversos cuerpos lenticulares dispersos en las series metamórficas del afloramiento de El Escorial, de los que se han representado sólo los afloramientos mayores, en particular, las migmatitas del sector de la Jarranda, bien expuestas en las cunetas de las pistas del Canal del Oeste. Otro cuerpo menor, equivalente, aflora en los alrededores del Cerro Mesa, que no se ha representado en la cartografía. Además, existen otros afloramientos como la lá-

mina en el borde oriental del afloramiento metamórfico y la visible en el contacto occidental de los ortoneises del norte.

La lámina de diatexitas de la Jarranda aparece plegada en antiforma de plano axial muy erguido, de dirección media N120E. El eje del pliegue, probablemente de tercera fase, se sumerge hacia el ONO. Son, pues, cuerpos anatéticos inyectados en los momentos tardíos de F2 pues aparecen variablemente deformados, con foliación algo imprecisa, pero concordante con la visible en la serie metamórfica, y posteriormente afectados por plegamiento.

Estos granitoides anatéticos son rocas foliadas cuarzofeldespáticas, de grano fino-medio con cristales, a veces, mayores e idiomorfos de feldespato y cuarzo, que confieren un cierto carácter oftalmítico a la migmatita (que, en sectores muy deformados, le dan un cierto aspecto de porfiroide). Incluso la presencia de microagregados pegmatíticos envueltos por la foliación granolepidoblástica, le darían un aire de roca glandular si no fuera por el carácter policristalino de estos "rods" pegmatíticos.

Los granitos diatexiticos presentan numerosos y diversos "rafts", enclaves y fragmentos de roca metamórfica, ocasionalmente girada de manera disarmónica que, en ocasiones, son auténticas restitas o agregados supermicáceos de aspecto muy esquistoso, a modo de melanosomas; también, como se ha descrito, incluyen monocristales de feldespato alcalino. Suelen imbricarse con las bandas leucosomáticas de los niveles estromatíticos encajantes, debido al carácter catazonal del metamorfismo en el sector estudiado.

Petrográficamente son rocas de textura nelsica bandeada, inequigranulares. Están compuestas de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, como minerales principales, aunque las proporciones relativas varían mucho entre términos graníticos y granodioríticos, más pobres en feldespato potásico. De manera accesoria hay sillimanita fibrolítica, cordierita, apatito, circón, opacos y turmalina. Los minerales secundarios más comunes son moscovita, clorita y albita.

Los afloramientos del flanco septentrional, próximos a los granitoides más tardíos, presentan neoformación de cordierita y andalucita.

El mineral de hábito más idiomorfo de estas rocas es la plagioclasa, en ocasiones microporfídica, y con ligero zonado directo, que puede terminar en rebordes albiticos intersticiales; incluye en algunos casos carbonatos.

El feldespato potásico es microclina poco pertítica, en venas, que en algunas diatexitas aparece intercrecido con cuarzo, ocasionalmente.

Tanto el cuarzo como la biotita, aparecen recrystalizados y definiendo la foliación granolepidoblástica de la migmatita. El cuarzo puede ser en ocasiones microporfídico de hasta 1,5 cm.

3.1.4.2 *Leucogranitos deformados*

En la zona central del afloramiento de El Escorial hay una gran profusión de leucogranitos de estructuras a veces pegmatíticas inyectados en la serie metamórfica, su dimensión es métrica y tienen múltiples "septa" de los paraneises encajantes. Dado su pequeño tamaño no se han representado en la cartografía pero su volumen total es importante.

Están bien expuestos en el Valle Frías. Muestran foliación paralela a los pliegues de tercera fase. Tienen texturas granudas deformadas, y están compuestos por cuarzo, plagioclasa maclada, microclina, muy escasa biotita, y moscovita, que nuclea sobre biotita o sobre nódulos de sillimanita residuales. La moscovita está en grandes placas con bordes simplectíticos o en rosetas. Es común la presencia de andalucita prismática también moscovitizada. Como accesorios aparecen circón y turmalina.

Su composición más general es de granitos mínimos, aunque se han encontrado escasas bandas de 1 m. de espesor compuestas por cuarzo, albita prismática con moscovita y granate, pobres en feldespato potásico con texturas plagiidiomorfas.

3.1.4.3 Complejo básico-intermedio (Gabros, cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas foliadas) (6)

Estas rocas aparecen en afloramientos reducidos y muy dispersos, siempre incluidos en las rocas graníticas posteriores, y con una forma elongada en dirección N-S.

Los afloramientos más importantes son los de las inmediaciones de la carretera de San Martín de Valdeiglesias a Cebreros, en la mitad occidental de la Hoja y los que aparecen en la alineación de los cerros Almenara y Cerro Almojón prolongándose al oeste del Portacho, ya en la Hoja de las Navas del Marqués, situado en el sector oriental.

Los contactos con los granitoides más tardíos son muy netos y de formas bastante lobuladas. Es frecuente, que en zonas cercanas a los contactos, esta unidad de composición intermedia constituya verdaderos pasillos de enclaves de formas elípticas, orientados y de dimensiones decimétricas, dentro de una matriz constituida por las adamellitas granodioritas foliadas, como se puede ver en la ladera suroeste del Almojón. En otras ocasiones la dispersión de los enclaves es mayor como sucede en la prolongación del afloramiento de El Tiemblo hasta la orilla N. del Alberche.

La calidad de sus afloramientos es baja ya que son muy sensibles a la erosión meteórica; es frecuente, por lo tanto, que sólo aparezcan algunos bolos muy dispersos de formas redondeadas y dimensiones reducidas. En algunas localidades como El Tiemblo y la ladera SO del cerro Almojón es muy común en dichos bolos la disyunción en capas debida a la alteración.

En el afloramiento más occidental de la Hoja, el de la carretera de Cebreros a San Martín de Valdeiglesias los tipos litológicos varían entre gabros anfibólicos, cuarzodioritas y tonalitas, con una neta zonación, de gabros a tonalitas según dirección de sur a norte CASSILLAS Y PEINADO, (1987). De modo paralelo a esta variación composicional se verifica un importante cambio textural, desde rocas de grano fino a rocas de grano grueso con términos porfídicos transicionales; se produce al mismo tiempo un lógico cambio de color desde gris verdoso oscuro a gris claro.

En la alineación de Almojón-Almenara existen términos cuarzodioríticos, tonalíticos y granodioríticos, sin que se haya podido detectar zonación composicional alguna. En este caso, estas rocas aparecen en forma de numerosos macroenclaves dispersos, de dimensiones decamétricas a hectométricas, alargados en dirección norte-sur, o constituyendo pasillos de enclaves dentro de la granodiorita-adamellita deformada, como ya se ha indicado.

Las litologías de esta unidad se encuentran profusamente atravesadas por venas de

composición granodiorítico-adamellítica deformadas y por filones de aplita y pegmatita procedentes de las intrusiones posteriores.

Todos los afloramientos se encuentran afectados por una deformación norteada (N-S en el caso del afloramiento de El Tiemblo; N-S a N15°E en el de Almenara), coherente con la de las adamellitas-granodioritas intrusivas y que puede ser atribuida a la cuarta fase de deformación hercínica del sector (CASILLAS Y PEINADO, 1988).

Sus litologías son cuarzogabros anfibólico-biotíticos, cuarzodioritas anfibólico-biotíticas con piroxeno y granodioritas biotítico-anfibólico-piroxénicas. Sus texturas son también variables desde hipidiomorfos inequigranulares a equigranulares de grano medio-fino con tendencia porfídica, con tipos hasta intergranulares de disposición microdiabásica, siempre orientadas.

Como minerales principales aparecen plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzo, y más rara vez clinopiroxeno y feldespato potásico; como accesorios, apatito, circón, opacos, esfena y allanita. Con carácter secundario se forman opacos, clorita, clinozoisita, epidota, sericita, esfena y rutilo.

La plagioclasa está como fenocristal subidiomorfo poiquilítico que incluye biotita y anfíbol o como microlito en la matriz. Se encuentra maclada polisintéticamente y zonada en forma continua u oscilatoria. En algún caso incluye cuarzo de aspecto corroído. Su composición varía entre labrador y andesina, y suele tener bordes albiticos y mirmequíticos cuando contacta con el feldespato potásico.

El anfíbol, alotriomorfo a subidiomorfo, aparece en fenocristales, en agregados o disperso en la matriz. Su pleocroismo es de verde claro a verde oscuro, a veces marrón, y está a menudo maclado polisintéticamente; incluye plagioclasa y clinopiroxeno y es sustituido por la biotita.

La biotita, de color castaño, aparece en placas blásticas creciendo sobre el anfíbol o en pequeños parches dentro del mismo. Con frecuencia se encuentra orientada y con los bordes transformados a opacos, rutilo y esfena.

El cuarzo forma fenocristales subidiomorfos-alotriomorfos y poiquilíticos, incluyendo anfíbol, biotita y plagioclasa y es también intersticial. Presenta cuarteamiento irregular en subgránulos, con extinción ondulante y a veces está en cristales de bordes corroídos dentro de los fenocristales de plagioclasa.

El feldespato potásico, presente en las rocas más evolucionadas, es escasamente perítico y aparecen cristales alotriomorfos intersticiales con macla en enrejado y bordes blásticos en contacto con plagioclasa.

El clinopiroxeno, subidiomorfo a idiomorfo, está en cristales prismáticos incoloros o levemente verdosos. Es muy frecuente su transformación a anfíbol anubarrado por inclusiones de opacos, y también se reemplaza por biotita. Es de destacar que el piroxeno aparece con mayor frecuencia en los términos intermedios, tonalitas y granodioritas, que en los más básicos.

El apatito está en cristales aciculares dispersos e incluido en el resto de los minerales o en prismas subidiomorfos más cortos incluidos en biotita.

El circón es subidiomorfo y se incluye en biotita, plagioclasa o aparece disperso.

La esfena es más abundante en los términos tonalíticos-granodioríticos y forma cristales pleocroicos alotriomorfos y subidiomorfos.

Los opacos aparecen dispersos o incluidos en biotita y anfíbol. La allanita, cuando aparece, forma cristales subidiomorfos o idiomorfos zonados que incluyen apatito y circón.

Los minerales secundarios, ya citados, se generan fundamentalmente por la desestabilización de plagioclasa y biotita.

3.1.4.4 *Adamellitas-granodioritas foliadas con agregados biotíticos en copos (7)*

Se sitúan al SO de la Hoja formando un afloramiento de dimensiones reducidas (3 Kms. de largo por 1-0,5 Kms. de ancho), que comienza en las proximidades de la presa del Charco del Cura, pasa por El Tiemblo, donde se ensancha, y termina en las cercanías del afloramiento metamórfico de La Cañada. Presenta una dirección de afloramiento y una estructuración interna próxima a los N160°-170°E.

Los contactos con el conjunto de adamellitas y granodioritas porfídicas foliadas sin agregados pueden ser netos o transicionales. En el primer caso las rocas de esta unidad parecen cortar a las que muestran agregados, y éstas aparecen como enclaves muy estirados en las proximidades al contacto. El contacto está, con frecuencia, modificado por cizallas norteadas que deforman ambas rocas graníticas. En el borde oriental del afloramiento aparece una subfacies con características intermedias entre ambas unidades que podría representar una facies transicional.

Las rocas de esta unidad suelen formar lanchares y bloques aplanados o bolos que resaltan sobre el suelo y la topografía aplanada de la zona.

Son rocas relativamente homogéneas, de grano medio (1 a 3 mms.), muy deformadas, que se caracterizan por la presencia de agregados policristalinos de biotita, aplanados según la foliación, entre 0,5-2 cm. de tamaño y espaciados a distancias de 2 a 3 cm. Hay fenocristales subredondeados de cuarzo ocasionales de hasta unos 7 mm. y fenocristales de secciones rectangulares de feldespato potásico de 1 a 3 cms., de longitud, llegando excepcionalmente a 6 cms.

Los enclaves son muy frecuentes y de naturaleza variada. Los ígneos son redondeados y elípticos con tamaños desde 5 a 50 cm., de grano medio-fino, a veces porfídicos y de composición cuarzodiorítica a granodiorítica. Se encuentran deformados solidariamente con su encajante, a veces, aparecen verdaderas sombras de presión debidas a las cizallas. Los enclaves metamórficos son más angulosos y su naturaleza es metapelítica y ortoneísa.

Aparecen con relativa frecuencia "schlieren" biotíticos con disposición oblicua a la orientación deformativa y venas delgadas (2 a 5 cm. de espesor) pegmatíticas con turmalina deformadas.

La estructuración de este granitoide es muy patente, la orientación de la foliación marcada por el aplastamiento de los agregados biotíticos y enclaves está entre N150°E y N170°E, siempre con fuertes buzamientos.

Composicionalmente, las rocas varían entre adamellitas y granodioritas biotíticas. Su textura es muy variable, desde hipidiomorfa inequigranular a equigranular de grano medio a grueso con tendencias porfídicas y tipos protomiloníticos.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como accesorios apatito, circón, monacita, y opacos. Entre los secundarios se encuentran micas

blancas, epidota, prehnita, clorita, opacos, esfena, sericita, clinozoisita, rutilo, carbonatos y ocasionalmente fluorita.

El cuarzo, de carácter intersticial y hábito alotriomorfo, suele estar recrystalizado, presentando los bordes triturados y suturados. Los monocristales suelen tener extinción ondulante. Puede aparecer rellenando fisuras de tensión que atraviesan cristales de plagioclasa y de feldespato potásico.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos (0,5 a 4 mm. de tamaño), con maclas polisintéticas o maclado mecánico y con zonado oscilatorio geométrico continuo, difuso o en parches. Incluye biotita y cuarzo y en contacto con el feldespato potásico tiene bordes mirmequíticos. Es frecuente que, debido a la deformación, se produzcan flexiones en las maclas e incluso fisuras de tensión rellenas con cuarzo, biotita y clorita.

El feldespato potásico, alotriomorfo o subidiomorfo, forma cristales intersticiales o cristales bien individualizados. Es frecuente en él la presencia de cuarteamientos y trituración de los bordes, así como de extinción ondulante. Presenta macla en enrejado superpuesta a la macla de Carlsbad, siendo escasamente pertítico.

La biotita de color rojo-castaño aparece con hábitos subidiomorfos con tendencia a formar agregados de varios individuos. Comúnmente se presenta flexionada, adaptándose a los cristales de plagioclasa. Los bordes de los cristales suelen estar desestabilizados a micas blancas y opacos, y con frecuencia triturados. Incluye apatito, circón y monacita, los dos últimos metamicticos. El apatito es subidiomorfo y aparece incluido en biotita o plagioclasa. El circón y la monacita, subidiomorfos, presentan halos pleocroicos y están incluidos en biotita, el primero alguna vez en plagioclasa. Los opacos aparecen incluidos en biotita o plagioclasa, además de los más frecuentes, asociados a micas blancas.

Los minerales secundarios se encuentran en proporciones variables y esencialmente asociados a la desestabilización de plagioclasa (sericita, clinozoisita, epidota, carbonatos y fluorita) y de biotita (clorita, opacos, esfena, rutilo y prehnita).

3.1.4.5 Adamellitas y granodioritas porfídicas (9)

Son las rocas graníticas más abundantes de la Hoja y aparecen tanto en la zona oriental, como en la occidental de la misma, situándose a partir de los contactos orientales de los afloramientos metamórficos de El Escorial y La Cañada.

Dentro de esta gran unidad granítica podemos diferenciar tres subfacies bien establecidas:

- 1.- Adamellitas-granodioritas foliadas. (Tipo Navas del Rey).
- 2.- Adamellitas-granodioritas porfídicas biotíticas foliadas.
- 3.- Adamellitas porfídicas biotítico-cordieríticas de Hoyo de Pinares.

3.1.4.5.1 Adamellitas y granodioritas foliadas (tipo Navas del Rey). (9 b)

Es una facies de granitoides deformados tectónicamente, que aflora en una estrecha

banda alargada según la dirección de la zona de cizalla de Robledo de Chavela. Se extiende desde las proximidades del pueblo de Navas del Rey hacia el norte, en las proximidades del Pajar de la Rozuela. Aparece, pues, como una estrecha banda de unos 6 Km. de largo y aproximadamente 1450 mt. de potencia, dispuesta en el borde occidental del plutón de adamellitas porfídicas, en su contacto con los materiales metamórficos del Dominio de El Escorial.

El contacto con los granitoides porfídicos es rápido, más o menos neto, aunque no se han podido establecer criterios de intrusividad, en parte por el grado importante de transposición tectónica de las estructuras ígneas originales. Existe la posibilidad de que estos materiales foliados representen una cierta facies de borde del conjunto plutónico porfídico, es decir, que formen parte de una gran unidad intrusiva. Suponemos, por su disposición marginal con el encajante metamórfico, una edad más antigua para esta banda de granitoides foliados.

Estas granodioritas son rocas mesócratas de aspecto moteado por la disposición lepidoblástica de biotita algo agregada, de grano medio. Hay muy escasos fenocristales de feldespato, normalmente inferiores a los 4 cm., y ocasionales granos de cuarzo automorfo, de dimensión algo superior al centímetro.

Los enclaves más abundantes son de tipo microgranular oscuro, aunque también se observan xenolitos metamórficos y tipos supermicáceos de pequeña dimensión («10 cms.). En ocasiones aparecen agregados micropegmatíticos dispersos en la roca.

El granitoide presenta una estructura planolinar de origen tectónico bastante penetrativa. Así, microscópicamente el cuarzo aparece invariablemente granularizado y recristalizado en texturas granoblásticas, junto a feldespatos fracturados y flexionados. La mica biotítica, mineral de comportamiento mecánico más incompetente, se reorienta y envuelve a los cristales, mayores y más resistentes, de ambos feldespatos.

La textura dominante de la roca es heterogranular hipidiomorfa de grano medio, con foliación penetrativa. Se compone de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como fases minerales principales, y de apatito, circón y opacos, como accesorios. Los procesos de alteración neoforman clorita, esfena, epidota, sericita y albita, en proporciones diversas.

El granitoide destaca por presentar cristales tempranos, muy abundantes, de plagioclasa y, en menor grado, de cuarzo. La plagioclasa es muy idiomorfa y con texturas de acumulación en sinneusis muy notables. Sus cristales están zonados, con oscilaciones complejas, que dejan zonas de núcleo muy reabsorbidas, de morfologías dendríticas. El zonado es directo, desde composiciones andesínicas de núcleo (An_{40}) a delgados márgenes con composición de oligoclasa. Podría llevar asociada cierta recristalización temprana de apatito y algún máfico tal como biotita, que aparece cloritizado en su interior.

El feldespato potásico es microclina poco o nada perfitica, tal vez invertida de ortosa previa a la tectonización. Su geometría alotriomorfa e intersticial indica cristalización magmática tardía respecto de las otras fases principales del granitoide. Suele presentar bordes albitizados, normalmente en contacto con plagioclasa, que presenta, a su vez, bordes mirmequíticos de albita y cuarzo.

3.1.4.5.2 *Adamellitas-granodioritas porfídicas biotíticas foliadas (9 a)*

Este tipo de roca fue citado ya por APARICIO et al. (1975) y aparece tanto en el sector suroccidental de la Hoja, desde Cebreros hasta el límite meridional de la misma, como en el nororiental, al norte de Navas del Rey y Chapinería.

Esta unidad litológica pasa en tránsito gradual en ambos sectores a la adamellita porfídico-biotítica con cordierita de Hoyo de Pinares.

Es una unidad intrusiva en los macroenclaves metamórficos de La Cañada y de El Escorial-Villa del Prado así como en la unidad de gabros a granodioritas. Es, a su vez, intruida por las adamellitas con megacristales de Las Navas del Marqués tanto en la zona occidental de la Hoja como en la oriental. En la carretera de Fresnedillas a Robledo de Chavela hay una breve exposición de dicho contacto.

Desarrolla esta unidad unas morfologías muy contrastadas. En ciertas zonas como al sur de Cebreros, al este y sureste de El Tiemblo, aparece dando relieves muy planos y suaves con desarrollo de extensas zonas de arenización entre las que aparecen algunos lanchares puntuales, siendo más comunes los bolos aislados o concentrados. En otras áreas los afloramientos de roca viva son más continuos, formando relieves alomados, lanchares, y dorsos de ballena como en las inmediaciones de Colmenar del Arroyo. Es en las proximidades de los afloramientos metamórficos donde estas rocas generan los relieves más acusados, con gran desarrollo de lanchares, acumulaciones de bolos y la formación de domos como los cerros de Guisando y Cuesta del Enebro, en el sector occidental, y la alineación, Almenara-Almojón en el oriental.

Se trata de rocas porfídicas con matriz de grano medio a grueso que muestran una orientación tectónica muy marcada; los fenocristales son de feldespato potásico rectangulares de dimensiones variables entre 0,8 y 3 cm., de bordes poco nítidos y con frecuente disposición zonal de las inclusiones biotíticas. El color de la roca es gris variable entre claro y oscuro.

No obstante, a gran escala, este tipo rocoso presenta una gran variedad composicional y textural, así hacia al sur de El Tiemblo y en la zona suroccidental de la Hoja predominan los términos granodioríticos heterogéneos, observándose una disminución de la cantidad de feldespato potásico y aumento de la cantidad de biotita. También es frecuente la aparición de zonas de grano más pequeño y mayor grado de porfidismo en los contactos con los afloramientos metamórficos o en bandas de dirección este-oeste.

La orientación deformativa planolinear de estas rocas se muestra en la presencia de fenocristales alineados, disposición de biotitas en planos, elongación de enclaves microgranulares etc. variando en su disposición desde N15°E a N150°E en el sector oriental y N-S a N150°E en el occidental con buzamientos siempre fuertes tanto al este como al oeste. En algunos puntos se desarrollan pequeñas bandas de cizalla dextral coherentes con la deformación general, como al sur de Cebreros, Almenara-Portacho, etc.

Llevar una población de enclaves muy importante y variada, así contienen enclaves de dimensiones centimétricas a kilométricas de naturaleza metamórfica, que suelen concentrarse en las zonas próximas a los afloramientos metamórficos, donde llegan a adquirir las mayores dimensiones como las visibles en la alineación Almenara-Portacho en El Tiemblo y en las proximidades del borde meridional del afloramiento de La Cañada. Son de naturale-

za metasedimentaria, ortoneílica y migmatítica. Cuando son de pequeño tamaño tienen formas angulosas y bordes netos. En algún caso aparecen corneanizados.

Los enclaves ígneos son también muy frecuentes, con composición de cuarzodiorita a tonalita y tienden a concentrarse en zonas próximas a los grandes afloramientos de gabros y tonalitas tempranos, llegando incluso a formar pasillos de enclaves. Son de formas elipsoidales, bordes lobulados y contactos que varían entre netos y difusos. A menudo están aplanados y con deformación coherente con el resto de la roca. Son de grano fino a medio, a veces porfídicos.

Es frecuente que enclaves metamórficos e ígneos se concentren en bolsadas junto con fenocristales o venas pegmatíticas.

Existen también con relativa abundancia enclaves supermicáceos de pequeñas dimensiones.

Hay, con frecuencia, filoncillos de aplita y pegmatita de pequeña dimensión, deformados solidariamente con la roca. Estas venas pueden contener cantidades apreciables de moscovita.

La composición de la unidad es variable entre granodiorítica y adamellítica, siendo ésta la más frecuente. La textura es, por lo general, hipidiomorfa, inequigranular, porfídica con matriz de grano medio a grueso. Debido a la deformación se forman texturas porfidoclásticas y protomiloníticas.

Como minerales esenciales aparecen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Entre los accesorios circón, apatito, opacos, monacita y puntualmente cordierita. La mineralogía secundaria está representada por clorita, sericita, prehnita, clinozoisita, esfena, opacos y rutilo.

El cuarzo aparece de muy diversas maneras, unas veces como cristales subredondeados, fracturados y con extinción ondulante; en otras ocasiones está poligonizado y recristalizado, con contactos suturados y menos frecuente es que esté incluido en plagioclasa o feldespato potásico formando parte de mirmequitas o rellenando fracturas.

La plagioclasa, de composición oligoclasa, se presenta en cristales subidiomorfos y alotriomorfos maclados polisintéticamente y con zonado oscilatorio, continuo o en parches. En algunas ocasiones puede llegar a tener carácter de fenocristal. Forma bordes blásticos y mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico. Como consecuencia de la deformación sufre flexión en las maclas, trituración en los bordes y fracturación interna.

El feldespato potásico, con macla de tipo Carlsbald o en enrejado, puede aparecer como fenocristal o porfidoclasto o en la matriz entre los demás minerales. Es siempre peritítico en varios sistemas de venas y parches. Con la deformación presenta extinción ondulante, cuarteamiento y trituración en los bordes. Incluye plagioclasa, biotita y, a veces, cuarzo.

La biotita da pleocroismo rojo-castaño a rojo amarillento y se presenta en cristales tabulares marcando la foliación. Está elongada y con deformación interna; incluye, circón, apatito, opacos, monacita y plagioclasa. Es muy común que tenga los bordes desestabilizados a opacos y micas blancas. En alguna ocasión se forman agregados policristalinos debido a la deformación.

La mica blanca aparece siempre con numerosas inclusiones de opacos, cuando crece sobre biotita. También se forma sobre feldespatos

Los minerales opacos se asocian a la biotita o son productos de su desestabilización. La monacita y circón son subidiomorfos y están incluidos en biotita. El apatito puede estar incluido en biotita o plagioclasa.

Ocasionalmente se ha encontrado cordierita pinnitizada en los términos más ácidos.

3.1.4.5.3 Adamellitas porfídicas biotítico-granodioríticas (Tipo Hoyo de Pinares) (9 a)

Se sitúan en la zona NO de la Hoja, entre Cebreros y Hoyo de Pinares, pasando a la Hoja 532 de Las Navas del Marqués, y en el sector suroriental, en los alrededores de Colmenar del Arroyo y Chapinería; intruyen en las series metamórficas del dominio metamórfico de La Cañada y en el borde oriental del de El Escorial-Villa del Prado, respectivamente. Pasa gradualmente a las adamellitas-granodioritas porfídicas foliadas y a las granodioritas-adamellitas foliadas.

Dentro de todo el conjunto, al igual que en las adamellitas deformadas, aparecen algunas bandas de dirección E-O de menor tamaño de grano y mayor grado de porfidismo. Estas bandas están a veces en relación con pequeñas alineaciones de leucogranitos y aplitas biotítico-moscovíticas con cordierita de direcciones entre N90° y 120° E (Umbría del Chucho, Las Mesas, El Hornillo, la zona al sur de Hoyo de Pinares).

Morfológicamente dan lugar a zonas de relieve suave muy arenizadas donde se han instalado viñedos en los que aparecen algunos bolos dispersos (zona al suroeste y sureste de Hoyo de Pinares, alrededores de Chapinería), o sectores de relieve moderado con abundancia de lanchares, domos en dorsos de ballena y domos (zona al noroeste de Cebreros: Las Mesas, Cabeza del Berzal, Portillo de las Aventaderas; al oeste de Hoyo de Pinares; el Lanchar, al sur de Colmenar de Arroyo, etc.).

Esta unidad se caracteriza por la presencia de orientaciones fluidales planolineares muy marcadas, con orientación de fenocristales, biotitas, enclaves y aparición de "schlieren" y bandas pegmatíticas asociadas, que pasan progresivamente a tener carácter tectónico al adentrarse en las adamellitas foliadas, siendo ambas orientaciones de disposición coherente. En la parte suroriental de la Hoja, aparece una importante foliación de fractura de dirección N40°E que se hace más intensa cerca del contacto tectónico con los materiales sedimentarios de la Cuenca del Tajo.

Son rocas porfídicas de matriz de grano medio a grueso, de color gris claro. Los fenocristales son de feldespato potásico entre 2 y 10 cm. de longitud, muy idiomorfos y de contactos netos. Presentan inclusiones de biotita en disposición zonal. A simple vista se caracterizan por la presencia de láminas de moscovita y agregados verdosos de cordierita pinnitizada muy frecuente en el sector de Hoyo de Pinares a Cebreros.

En algunas ocasiones se generan agrupaciones de fenocristales de feldespato potásico y aparecen bolsadas pegmatíticas de tendencias verticales que suelen contener numerosos enclaves.

La población de enclaves está compuesta por términos metamórficos e ígneos.

Los enclaves metamórficos son muy frecuentes, de dimensión centimétrica a decamétrica, formas angulosas y naturaleza paraneílica y ortoneílica. Además son muy abundantes las inclusiones centrimétricas hipermicáceas. Más raros son los xenocristales de feldespato potásico y los xenoagregados de cuarzo.

Entre los enclaves ígneos, siempre de sección esférica a elíptica, se encuentran cuarzo-dioritas a tonalitas y granitos microporfídicos.

Son rocas de composición adamellítica fundamental, aunque en algún sector muy localizado pasan a ser granodioritas. Su textura es hipidiomorfa inequigranular porfídica con matriz de grano medio a grueso.

Como minerales principales aparecen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Entre los accesorios se encuentran cordierita, apatito, circón, monacita, opacos, andalucita, sillimanita, corindón y espinela; éstos cuatro últimos minerales sólo se han localizado en el sector de Hoyo de Pinares-Cebreros. En el sector de Navas del Rey y en la zona de tránsito a las granodioritas-adamellitas foliadas, hay allanita y xenotima. Como minerales secundarios hay: moscovita, albíta, pinnita, calcita, clorita, epidota, esfena, prehnita, opacos, rutilo y feldespato potásico.

El cuarzo aparece habitualmente de manera intersticial con claros síntomas de deformación, como extinción ondulante y cierta recrystalización. También está incluido en plagioclasa y feldespato potásico o forma intercrecimientos gráficos con los feldespatos.

El feldespato potásico presenta macla en enrejado y Carlsbald. Puede formar fenocristales subidiomorfos, a menudo zonados, o situarse en los intersticios del resto de los minerales. Es pertítico en varios sistemas de venas o en parches. Incluye cuarzo, biotita con disposición zonal y plagioclasa, a la que sustituye. Presenta con frecuencia albitizaciones intergranulares mono y policristalinas.

La plagioclasa (An_7 - An_{49}) aparece como cristales subidiomorfos maclados polisintéticamente o con zonados continuos y oscilatorios, en parches. Incluye biotita, cuarzo, cordierita y andalucita. En alguna ocasión tiene tendencia a formar agregados en sinneusis. Presenta bordes blásticos y mirmequíticos en relación con el feldespato potásico. Esporádicamente aparecen núcleos reabsorbidos.

La biotita, de color rojo-castaño, forma cristales subidiomorfos que se presentan dispersos o en agregados. Contiene numerosas inclusiones de apatito, circón, opacos y monacita.

La moscovita, de carácter subsolidus, crece a partir de biotita, plagioclasa y feldespato potásico.

La cordierita, normalmente pinnitizada y subidiomorfa o alotriomorfa, puede aparecer como inclusión en plagioclasa, cuarzo o feldespato potásico y de manera intersticial. Incluye plagioclasa, turmalina, apatito, andalucita, espinela y sillimanita.

Es frecuente en estas rocas la presencia de microagregados con texturas granoblásticas compuestos por plagioclasa, biotita, andalucita, y más esporádicamente sillimanita, espinela y corindón, que se distribuyen homogéneamente en todo el afloramiento situado entre Cebreros y Hoyo de Pinares.

Los minerales secundarios proceden de la desestabilización de plagioclasa (clinozoisita, carbonatos, sericita), de biotita (clorita, opacos, epidota, esfena, rutilo, y feldespato potásico) o de cordierita (pinnita).

3.1.4.6 *Granitoides microporfídicos (8, 10)*

Dentro de este apartado se pueden distinguir 2 tipos de rocas que presentan condicio-

nes de afloramiento distintas pero que tienen características mineralógicas o texturales semejantes:

1.- Granitos microporfídicos foliados de El Tiemblo-Cebreros.

2.- Granitos microporfídicos de San Martín de Valdeiglesias-Las Cabreras.

3.1.4.6.1 *Granitos microporfídicos foliados (10)*

Aparecen al NO de El Tiemblo a lo largo de la carretera de esta localidad a Cebreros, formando pequeñas masas dispersas irregulares e intrusivas en la unidad de granodioritas y adamellitas porfídicas foliadas y en el macroenclave metamórfico de El Tiemblo. El afloramiento más importante se sitúa entre el puente sobre el Alberche de dicha carretera y El Tiemblo.

Los contactos con las adamellitas-granodioritas foliadas pueden ser netos o transicionales; así, en el caso de los afloramientos más septentrionales, se verifica un paso progresivo desde las adamellitas a estos granitos, generándose facies intermedias de menor tamaño de grano y mayor grado de porfidismo. Sin embargo, en el afloramiento cercano a El Tiemblo los contactos con las adamellitas son netos y aparecen filones y venas leucograníticas asociadas a los granitos que atraviesan a aquellas y al macroenclave encajante metamórfico. El metamorfismo de contacto en el macroenclave metamórfico de El Tiemblo también es muy intenso.

Los afloramientos de estas rocas son deficientes en toda su extensión, si exceptuamos el corte del puente del Alberche y algunos sectores al sur del mismo. Tienen un color amarillo-anaranjado muy característico, debido fundamentalmente a la alteración.

Presentan texturas porfídicas de matriz de grano fino a medio. Los fenocristales más frecuentes son de cuarzo, feldespato potásico, biotita y plagioclasa.

Contienen numerosos enclaves de metasedimentos esquistosos, de tipo supermicáceos de pequeña dimensión (6 a 20 mm.) y de las adamellitas porfídicas encajantes.

Todo el conjunto de estos granitos presentan un grado de deformación variable y coherente con la deformación que afecta a la unidad encajante y puede ser atribuible a la cuarta fase de deformación hercínica en el sector.

Su composición corresponde a monzogranitos y leucograníticos biotítico-moscovíticos con cordierita, cuya textura más común es la hipidiomorfa inequigranular porfídica de grano fino.

Como minerales principales aparecen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, como accesorios cordierita, apatito, circón, opacos y monacita y como secundarios hay clorita, sericita, opacos, rutilo, epidota, esfena, prehnita, pinnita, procedentes de la alteración de biotita, plagioclasa y cordierita.

El cuarzo está como fenocristal subredondeado, con aspecto ameboide subidiomorfo, con extinción ondulante y fracturaciones internas. También es común que se presente en la matriz en pequeños cristales de hábito alotriomorfo, a veces en crecimientos gráficos con los feldespatos. A menudo tiene los bordes triturados y contactos suturados.

La plagioclasa (An_{23}) forma fenocristales subidiomorfos escasamente maclados y zonados de manera continua, oscilatoria o en parches. También aparece en la matriz con hábito alotriomorfo. Es frecuente que aparezca fracturado, polygonizado y con flexión en las maclas debida a la deformación.

El feldespato potásico se presenta en fenocristales subidiomorfos o en la matriz con hábito alotriomorfo, tiene macla de tipo Carlsbad y en enrejado, y es bastante perfito, mostrando perfitas en varios sistemas de venas y en ocasiones en parches. Por efecto de la deformación aparece cuarteado y polygonizado.

La biotita subidiomorfa e idiomorfa, puede formar fenocristales y pequeños bastoncillos y laminillas en la matriz; con frecuencia forma agregados policristalinos de aspecto supermicáceo. Incluye apatito, circón, monacita y opacos, y suele estar flexionada con trituración marginal y polygonización variable.

La cordierita forma cristales idiomorfos y subidiomorfos, y se altera a agregados pinníticos.

La moscovita crece sobre biotita, plagioclasa y feldespato potásico según láminas blásticas, estando a menudo flexionada, triturada y desflecada. Presenta numerosas inclusiones de opacos producto de la desestabilización de biotita.

3.1.4.6.2 *Granitoides microporfídicos (San Martín de Valdeiglesias-Las Cabrerías) (8)*

Dentro de este apartado se incluyen una serie de enclaves y macroenclaves de dimensiones muy variadas que aparecen distribuidos a lo largo de la Hoja, concentrándose, sin embargo, al N y al S del pantano de San Juan. Los macroenclaves más importantes se localizan en Las Cabrerías-La Belfa, Cerro de San Esteban, ladera N del Cerro Valdelaosa, Cerro de Calderona, Cerro de San Millán y ladera S del Canto del Guarro.

Se encuentran enclavados en las adamellititas porfídico-cordieríticas de Hoyo de Pinares, las adamellititas con megacristales de Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias, los leucogranitos biotíticos tipo Turrill-Sarnosa, los leucogranitos de grano medio grueso tipo Leonor y los granitos aplopegmatíticos.

Los contactos entre los macroenclaves de este tipo de rocas y las adamellititas con megacristales de Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias son muy netos, desarrollándose en éstas un borde pegmatítico de hasta 1 ó 2 cm., de anchura en la zona de contacto.

Los leucogranitos aplopegmatíticos los fragmentan mecánicamente, produciendo brechificación. En algunas zonas estos leucogranitos aplopegmatíticos se introducen en los cuerpos microporfídicos aprovechando fracturas concéntricas. En algún punto, al S del Cerro Almodón parece observarse una hibridación mecánica entre ambos tipos rocosos.

Los afloramientos de estas rocas graníticas son bastante apreciables y continuos, dando lugar a resaltes topográficos importantes. La morfología de los afloramientos suele estar muy condicionada por fracturas de descamación que, a veces, producen la presencia de algunas estructuras domáticas. En otras ocasiones aparecen dando lugar a superficies irregulares y bloques heterogéneos, en general de pequeño tamaño y relativamente angulosos.

Son rocas bastante homogéneas, siempre porfídicas, con fenocristales, entre 0.4 v 2

cm. de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita; los hay también de dimensión mayor que parecen de origen xenolítico; la matriz es de grano medio a fino. El color es gris en corte fresco con algunas tonalidades amarillentas debidas a la oxidación.

Contienen numerosos enclaves supermicáceos de dimensiones milimétricas a centimétricas, algunos metamórficos, y microgranulares de pequeño tamaño y poco frecuentes, apareciendo estos últimos con mayor abundancia en los términos más básicos.

Están atravesadas por venas aplíticas y pegmatíticas de diversa naturaleza. Algunas de ellas parecen proceder de los granitoides encajantes, aunque posiblemente otras sean co-genéticas con los granitos microporfídicos, tendiendo entonces a formar bolsas irregulares en las que, aparecen cristales de cordierita de hasta 2 cm., parcialmente moscovitizada como se observa en el Cerro Calderona.

Suelen presentar estructuras de flujo tales como ordenación de feldespatos y "schlieren". Más escasas son las estructuras deformativas muy tenues de direcciones norteadas y buzamiento subvertical, visibles en el afloramiento del Cerro de San Esteban.

Composicionalmente varían entre adamellititas, monzogranitos y granitos biotítico-moscovíticos, aunque pueden aparecer ciertos términos granodioríticos.

Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios hay cordierita, circón, monacita, apatito, opacos y granate. Como minerales secundarios aparecen clorita, séricita, opacos, esfena, epidota, clinozoisita, moscovita, prehnita y rutilo.

El cuarzo forma fenocristales subredondeados con bordes blásticos de hasta 7 mm., de diámetro, con frecuente extinción ondulante y fracturación, y cristales alotriomorfos en la matriz. Más raramente está incluido en plagioclasa o muestra texturas micrográficas con los feldespatos.

La plagioclasa (An_5-An_{20}) se presenta en fenocristales subidiomorfos o formando parte de la matriz. Los cristales están maclados y zonados débilmente de manera oscilatoria, continua o en parches. Incluye biotita, a menudo en disposición zonal y cuarzo. Forma bordes mirmequíticos y blásticos en contacto con el feldespato potásico.

El feldespato potásico, con macla en enrejado superpuesta a la de tipo Carsbald, está en fenocristales subidiomorfos de bordes irregulares o en la matriz. Es peritítico en varios sistemas de venas y en parches y desarrolla bordes blásticos en contacto con cuarzo y plagioclasa. Está moderadamente afectado por albitizaciones intergranulares.

La biotita se muestra de dos maneras distintas, como fenocristales tabulares dispersos de pleocroísmo de rojo a naranja, o como cristales aciculares más pequeños en la matriz. En algunos enclaves los fenocristales de biotita están recrystalizados a un agregado policristalino.

La cordierita está totalmente pseudomorfizada a agregados micáceos.

La moscovita suele presentarse en grandes cristales blásticos idiomorfos creciendo a expensas de biotita, plagioclasa, feldespato potásico o cordierita. Cuando se genera a partir de biotita, incluye numerosos opacos.

El apatito aparece en cristales alotriomorfos de hábito prismático corto incluidos en biotita, y en cristales aciculares dispersos.

El circón y la monacita, son idiomorfos a subidiomorfos y suelen estar incluidos en biotita.

Los opacos son escasos, están dispersos en la roca o incluidos en biotita.

El granate es escaso y siempre muestra coronas de biotita y cuarzo.

Los minerales secundarios proceden de la degradación de plagioclasa (sericita, epidota, clinozoisita) y de biotita (clorita, opacos, esfena, rutilo y prehnita).

3.1.4.7 Adamellitas con megacrístales biotítico-anfibólicos de Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias (12)

Constituyen el plutón más extenso del sector ya que ocupan la mitad oriental del sector granítico que aparece entre los afloramientos metamórficos de El Escorial-Villa del Prado y La Cañada, extendiéndose hacia el norte de las Hojas de Las Navas del Marqués (532) y de El Espinar (507) y hacia el S en la de Mérida (580). De las mismas características y relaciones temporales es el stock de la esquina nororiental de la Hoja, que se prolonga en las Hojas de El Escorial (533) y de Villaviciosa de Odón (558).

Son intrusivas en las adamellitas porfídicas biotítico-cordieríticas de Hoyo de Pinares y las adamellitas-granodioritas biotíticas foliadas, y en los materiales metamórficos orto y paraderivados del afloramiento de El Escorial-Villa de Prado.

La morfología de los afloramientos de esta unidad es variable y depende principalmente del grado de meteorización y fracturación. Existen zonas de relieve suave y con ondulaciones como las de La Olivilla, La Enebrosilla al N de la carretera de Cebreros a Robledo de Chavela, El Quexigal, y la zona situada al S de las elevaciones que flanquean al embalse de San Juan en donde sólo aparecen asomos de lanchares y bolos aplanados romos entre los que se sitúan amplias zonas de "lehm" granítico donde con frecuencia aparecen viñedos y pinares.

En otros sectores, siempre asociados a zonas cercanas a los asomos leucograníticos, como en la Hoya de los Perdidos, las laderas oriental y occidental de la alineación montañosa de Turral-Cabrera-Gelechal, ladera meridional de las Cabrerías, las elevaciones del S del pantano de San Juan, los Cerros del Guache, el Cerro San Estebán, etc., o en localidades cercanas a los contactos con las adamellitas y granodioritas deformadas y las adamellitas porfídicas de Hoyo, ladera oriental del Cerro Higuera, la ladera oriental del Cerro del Trueno, etc., los relieves topográficos son más acusados, con buenos afloramientos de roca fresca que dan lugar a morfologías de lanchares de amplia curvatura, grandes bolos y bloques aplanados romos y domos como el Cerro del Yelmo.

Son adamellitas de grano medio a grueso, biotíticas con megacrístales de feldespato potásico dispersos y frecuentes microagregados microgranulares. No obstante, se trata de una unidad plutónica muy heterogénea, apareciendo variaciones importantes en el tamaño de grano, la abundancia de fenocristales y su composición.

De esta forma se encuentran variedades de grano medio-grueso, medianamente porfídicas, muy homogéneas, en la zona al sur de las elevaciones de la orilla meridional del Pantano de San Juan, en el sector cercano al contacto oriental con el afloramiento metamórfico de El Escorial y en el sector del Quexigal-Santa Leonor.

En cambio en la zona del Cerro de las Majadas, el sector de la Enebrosilla y la Hoya de los Perdidos, aparecen facies de menor tamaño de grano y mayor abundancia de fenocristales entre los que destacan los de cuarzo subredondeados. La composición de la roca es

más silíceas y representan un tránsito gradual hacia los leucogranitos biotíticos.

En la zona comprendida entre la orilla septentrional del pantano de San Juan y Las Cañabras, así como en ciertos puntos de los Cerros Las Cañabras, San Millán y Calderona a unos 4 Km. al N de San Martín de Valdeiglesias afloran facies de tamaño de grano algo menor, más leucocráticas y con menor grado de porfidismo que la facies dominante. Todas estas facies descritas se relacionan entre sí según pasos transicionales.

Los fenocristales de feldespato potásico tienen, en general, secciones rectangulares groseras con los bordes engranados con la matriz, una longitud que varía entre unos 0,8 y 3 cm., y un grado de dispersión muy variable como ya se ha indicado. Con frecuencia presentan suaves coloraciones rosadas.

La matriz es de grano medio a grueso entre 2 y 5 cm. La biotita aparece, de modo característico, formando los agregados microgranulares junto con plagioclasa, de formas variadas, tamaños entre 0,5 y 2 mm., y bordes difusos con el resto de la roca. También es muy frecuente la presencia de cuarzos globulosos, subredondeados, que destacan en la matriz y llegan a tener tamaños de hasta 7 mm., muy abundantes al SO del Cerro Endrinal, en la Hoya de los Perdidos y al oeste de los Cerros de las Colmenas e Hinojosa.

Los enclaves que esta adamellita contiene son también de tipo ígneo y metamórfico. Los primeros son de color gris oscuro, formas subredondeadas o elípticas y contornos lobulados. Su composición varía entre granodioritas y tonalitas, en las que destaca, de visu, la presencia de grandes cristales poquiliticos de feldespato potásico. Su tamaño es muy variable, desde unos 10 cm. hasta dimensiones hectométricas. Estos enclaves sólo se han encontrado en este tipo de cuerpos y en los leucogranitos biotíticos de grano medio a fino CASILLAS Y PEINADO (1988).

Los enclaves metamórficos son esquistos o neises de pequeño tamaño (10 cm.) y formas angulosas. También aparecen escasos enclaves supermicáceos.

Es de destacar que estas rocas se encuentran profusamente atravesadas por venas aplíticas de color rosado y pegmatitas, que en muchos casos parecen proceder de los macizos leucograníticos asociados. También son frecuentes las cavidades mirolíticas de hasta 1 cm. de tamaño, de composición cuarzofeldespática, con biotita en láminas, epidota y en algún caso anfíbol, hecho muy frecuente en las laderas septentrionales del Cerro de San Millán.

Estas adamellitas presentan en algunas zonas orientación de los agregados biotíticos y de los megacristales de feldespato potásico con direcciones norteadas y fuertes buzamientos. Esta tenue orientación de flujo en algunos sectores pasa a tener localmente origen tectónico, conservándose las mismas direcciones que las de flujo (laderas occidentales del Cerro de La Colmena, Hinojosa, zonas próximas a la carretera de Cebreros a Robledo de Chavela).

Son generalmente adamellitas y puntualmente granodioritas, de grano medio a grueso, con contenido variable en fenocristales. Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como accesorios hay anfíbol, allanita, apatito, circón opacos, y monacita. Entre los minerales secundarios se forman clorita, sericita, esfena, opacos, epidota, rutilo, prehnita, clinozoisita, carbonatos y fluorita.

El cuarzo se muestra en varias formas, la más común es en cristales subidiomorfos subredondeados, de hasta más de 8 mm., a menudo fracturado y con extinción ondulante,

incluyendo plagioclasa, biotita y raramente feldespato potásico. También es intersticial entre plagioclasa y biotita, y ocasionalmente está incluido en plagioclasa. En las facies más leucocráticas forman intercrecimientos micrográficos con feldespato potásico y con plagioclasa.

La plagioclasa es subidiomorfa y con tamaños seriados. Se trata generalmente de oligoclasa, aunque en los núcleos zonados puede ser andesina. Está maclada polisintéticamente y con mucha frecuencia zonada de manera continua, oscilatoria o en parches. Suele formar bordes blásticos y mirmequíticos en contacto con feldespato potásico. Incluye con relativa frecuencia biotita y anfíbol y ocasionalmente cuarzo. Junto con biotita, cuarzo y más raramente anfíbol, esfena, opacos y allanita, forma microagregados de menor tamaño de grano que el resto de la roca. En los términos deformados presenta flexión de las maclas y pequeñas fracturas.

El feldespato potásico, con maclas en enrejado y Carlsbald, se presenta en fenocristales subidiomorfos y pertíticos (en "flamas", "venas" y "parches"), que incluyen cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. También es intersticial entre plagioclasa, cuarzo y biotita. Está afectado por una leve albitización intergranular mono y policristalina.

La biotita, subidiomorfa, es de color castaño, tiende a aparecer asociada a plagioclasa y cuarzo en los microagregados, aunque también está dispersa en la roca. Incluye apatito, circón y monacita, y a veces, sustituye al anfíbol.

El anfíbol, es de tipo hornblenda, con pleocroísmo verde, aparece en los microagregados incluido en plagioclasa, y en agregados policristalinos. Suele tener maclado polisintético y más raramente zonación. Incluye plagioclasa, apatito y circón y puntualmente clinopiroxeno.

La allanita es idiomorfa, zonada y maclada con inclusiones de apatito, circón y biotita. Tiene color de amarillo a marrón, se incluye en feldespato potásico o biotita, con la que intercrece y es intersticial a plagioclasas.

El apatito forma prismas largos incluidos en biotita o pequeñas agujas dentro de la plagioclasa; también aparece disperso en la roca.

El circón es subidiomorfo, a menudo recrecido y está incluido en biotita, al igual que la monacita, o en plagioclasa.

Los opacos, alotriomorfos, y la esfena suelen aparecer asociados a la biotita en los microagregados.

Los minerales secundarios se producen por degradación de biotita (clorita, esfena, opacos, rutilo, prehnita y epidota) o plagioclasa (sericita, clinozoisita, epidota, carbonatos y fluorita).

3.1.4.8 Leucogranitos de grano medio-grueso biotíticos. Tipo Leonor (13 b)

Afloran en la zona centrooriental de la Hoja formando un stock de dimensiones kilométricas entre el Cerro de las Canteras y la Cabrera Alta.

Su morfología es muy variada, unas veces dan lugar a zonas deprimidas de relieves muy suaves y aplanados donde sólo aparecen algunos bolos de dimensiones medianas sobre un suelo constituido fundamentalmente por "lehm" granítico (La Jarera, La Belfa y El Quexigal). También condicionan relieves topográficos importantes como Las Cabrerías, Los

Majadales de Cabeza Usera y El Cerro de las Canteras, en estos casos el afloramiento es muy continuo, con desarrollo de lanchares, grandes bloques y formas domáticas como la ladera suroeste de la Cabrera Alta.

Parecen ser intrusivos en la adamellita con megacrístales de Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias. Sin embargo, las condiciones de afloramiento no han permitido localizar el contacto. En algunos sectores, como la ladera occidental del Cerro de los Majadales de Cabeza Usera el paso entre ambos tipos rocosos parece ser transicional.

Es una unidad homogénea, de grano medio a grueso y color gris claro amarillento. En algunos puntos aparecen dispersos fenocristales de feldespato potásico de pequeño tamaño, nunca mayores de 3 cm; en las proximidades de la unidad adamellítica de Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias hay microagregados de biotita y plagioclasa.

Los enclaves son muy escasos, reduciéndose a pequeños xenolitos microgranudos oscuros y alguno de naturaleza adamellítica. Presentan también escasos "schlieren" y cavidades miarolíticas.

Su composición es granítica y adamellítica con texturas hipidiomorfas equigranulares de grano medio-grueso.

Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita son los minerales esenciales. Como accesorios hay circón, apatito, monacita, opacos y fluorita. Entre los minerales secundarios se forman moscovita, clinozoisita, sericita, clorita y opacos.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos, con frecuencia fracturados y con extinción ondulante.

El feldespato potásico, subidiomorfo, presenta macla en enrejado y Carlsbald y abundan pertitas en varios sistemas de "venas", "flamas" y "parches". Está intensamente afectado por albitizaciones intergranulares poli y monocristalinas.

La plagioclasa (An_2-An_{36}) es subidiomorfa, está maclada polisintéticamente y débilmente zonada. A menudo tiene bordes blásticos y mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico. La biotita es subidiomorfa y de color castaño-rojiza.

Circón, apatito y monacita se incluyen en biotita. La fluorita es subidiomorfa y asociada a feldespatos. La moscovita, alotriomorfa, es intersticial o crece sobre la biotita, incluyendo numerosos opacos.

Clinozoisita y sericita aparecen como productos de alteración de la plagioclasa; clorita y opacos proceden de la degradación de biotita.

3.1.4.9 Leucogranitos de grano medio-fino biotíticos. Tipo Turrall-Sarnosa (13 a)

Estas rocas se encuentran fundamentalmente localizadas en el sector nororiental de la Hoja en stocks que se prolongan hacia el norte en la Hoja de Las Navas del Marqués, y son intrusivas en la adamellita de Las Navas-San Martín de Valdeiglesias. Su tamaño es muy diverso, el más grande es alargado en dirección N-S entre el Cerro Sarnosa y el Cabreruela. Su anchura es bastante constante alcanzando los 3,5 Km. Otros apuntamientos menos importantes son los del S de la Enebrovilla y la Hoya de Los Perdidos.

Sus contactos son netos en el caso del stock principal de El Turrall-Sarnosa o transicionales a través de una facies de grano medio muy porfídica de coloración intermedia entre ambas unidades.

Siempre dan relieves positivos (Cerro Cabreruela, Cerro Gelechal, Cerro Sarnosa, y otros). En estos afloramientos la roca se presenta con abundantes diaclasas y facturada en bloques paralelepípedicos de color amarillo-rosado debido a la alteración.

Su grano es medio a fino, con escasos fenocristales de feldespato potásico y cuarzo. Tiene numerosos microagregados de cuarzo, plagioclasa y biotita inferiores a 0,5 cm.

La población de enclaves es muy escasa. Se limita a microgranulares de composición granodiorítica de pequeña dimensión y algunos xenolitos de granitos microporfídicos.

Presentan gran cantidad de diques y venas pegmatíticas y aplíticas íntimamente relacionadas con los granitos. También es muy frecuente la formación de episienitas y silicificación consecuencia de actividad deutérica e hidrotermal.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, como esenciales. Apatito, circón, monacita, allanita y opacos, como accesorios. Entre los secundarios están clorita, opacos, epidota, esfena, sericita, clinozoisita y mica blanca.

El cuarzo en forma de fenocristales, es subidiomorfo, con extinción ondulante, cuarteado, o está en la matriz de forma intersticial. Forma a menudo intercrecimientos gráficos con feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta como fenocristales subidiomorfos o de forma intersticial. Tiene macla en enrejado superpuesta a la de Carlsbad. Es bastante peritítico con morfologías de venas y parches, con fuerte albitización intergranular.

La plagioclasa (An_2-An_{31}) forma cristales subidiomorfos maclados y débilmente zonados, presenta bordes blásticos y mirmequíticos en contacto con feldespato potásico.

La biotita, desarrolla cristales tabulares color castaño en agregados con cuarzo y plagioclasa y en morfologías fibrosorradiadas, en cuyo caso es de color verde.

Apatito, circón y monacita son subidiomorfos y están incluidos en biotita. La allanita, bastante escasa, tiende a estar zonada y asociada a la biotita.

La mica blanca es siempre de crecimiento subsolidus sobre biotita y feldespatos.

Clorita, opacos, epidota y esfena resultan de la alteración de biotita; sericita y clinozoisita se producen por desestabilización de plagioclasa.

3.1.4.10 *Leucogranitos aplopegmatíticos heterogéneos (14)*

Afloran en el sector central y meridional de la Hoja, al N del Pantano de San Juan, en los cerros de las Colmenas, Hinojosa, y cerros próximos al cortijo de Santa Leonor, Los Rosados, Cabeza Alta, La Tejonera, etc.; y al S de dicho pantano, Cerro Almodón, Cerro Cabrillas, proximidades de la Ciudad de San Ramón, etc., y al SE de San Martín de Valdeiglesias (Cerro Valdenoche y la Bizca).

Están constituidos por un entramado de diques y masas tabulares irregulares de direcciones E-O y escaso buzamiento que conectan con stocks más importantes como los situados en los cerros adyacentes a la finca Santa Leonor.

Morfológicamente dan resaltes topográficos importantes como el Cerro Corberas, Hinojosa, Almodón, Las Cabrerías, etc., donde se encuentran gran cantidad de bloques paralelepípedicos de pequeño tamaño debido al intenso diaclasado. En otras zonas como el sector oriental del Cerro de las Corberas y Los Rosados dan lugar a relieves muy llanos y suaves

con gran cantidad de "lehm" granítico de color amarillento o rosado entre el que aparece gran cantidad de canturreal y algunos bloques de mayor tamaño.

Son intrusivos en las adamellititas-granodioritas biotíticas de Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias, los leucogranitos de grano medio-grueso tipo Leonor, en los granitos microporfídicos y en las adamellititas-granodioritas porfídicas foliadas. Parecen estar íntimamente relacionados con las adamellititas-granodioritas de Navas pues en las proximidades a los contactos, éstas manifiestan facies más leucocráticas que podrían significar el paso a términos intermedios entre éstas y los leucogranitos aplopegmatíticos. Sin embargo, los contactos entre estos leucogranitos y el resto de las unidades plutónicas anteriormente mencionadas es neto, produciéndose, a veces, brechificaciones importantes.

Son rocas muy heterogéneas, con gran variación en el tamaño de grano desde fino a grueso y cambios en la textura con abundancia de sectores micropegmatíticos. Son bastante pobres en biotita, lo que se manifiesta en un color blanquecino de la roca que a veces se torna amarillento o rosado, debido a la alteración. En algunos sectores presentan un aspecto sacaroideo.

Las cavidades micropegmatíticas suelen ser de pequeño tamaño, 1 cm. de media, y en ellas aparecen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y a veces moscovita en pequeñas láminas.

Sólo contienen enclaves de granitos microporfídicos, subangulosos, de bordes difusos, además de gran cantidad de xenocristales y xenoagregados procedentes de los mismos, muy abundantes en las zonas de contacto entre las dos unidades. También aparecen enclaves biotíticos de dimensiones centimétricas a milimétricas.

En la zona del Cerro de Las Corberas y al N del vértice Hinojosa, presentan una orientación muy tenue de direcciones norteadas.

La textura de estas rocas es muy variable existiendo términos alotriomorfos a hipidiomorfos heterogranulares y equigranulares de grano medio a fino con tendencias micrográficas y micropegmatíticas.

Entre los minerales principales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, y plagioclasa. Como accesorios aparecen biotita, moscovita, allanita, circón, opacos, apatito, monacita, y granate. Como secundarios: clorita, sericita, opacos, prehnita, clinozoisita y carbonatos.

El cuarzo está en cristales alotriomorfos individualizados de pequeño tamaño, con extinción ondulante y fracturación, o intersticial entre el resto de los minerales, incluye plagioclasa, biotita y feldespato potásico. En las zonas micropegmatíticas forma cristales idiomorfos conservándose bien las aristas. Son muy comunes los intercrecimientos micrográficos con la plagioclasa más ácida y el feldespato potásico.

El feldespato potásico, alotriomorfo-subidiomorfo, presenta macla en enrejado y Carlsbad y es muy perfito en venas y parches o dameros. Está fuertemente albitizado en damero.

La plagioclasa ($An_{10}-An_{20}$) es subidiomorfa y alotriomorfa con maclas polisintéticas. A veces está zonada de manera continua y oscilatoria. Con mucha frecuencia forma bordes blásticos y mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico.

La biotita aparece según varios hábitos y generaciones. En algunos tipos forma cristales de hábito tabular de color castaño de considerable tamaño. Otras veces se presenta en

pequeños cristales o en láminas finas incluidas en el resto de los minerales o es intersticial; puede recrystalizar en agregados. En zonas de intensa fracturación se altera a ferroactinólita y estilpnomelana CASILLAS Y PEINADO, (1988).

El granate, subidiomorfo, está fracturado e incluido en cuarzo. Circón, monacita y apatito aparecen dispersos en la roca o asociados a la biotita. La allanita forma cristales idiomorfos, zonados, muchas veces asociados entre sí, de color marrón-rojizo muy desestabilizados. En algún caso incluye circón.

La moscovita, de crecimiento subsólido, forma láminas muy irregulares a partir de biotita, feldespato potásico y plagioclasa.

Los minerales secundarios se generan por desestabilización de biotita (biotita verde, clorita, opacos, prehnita, esfena, feldespato potásico y fluorita) o de plagioclasa (sericita, clinozoisita, carbonatos y fluorita).

3.1.5 Rocas filonianas (1, 2, 3, 4)

Las rocas graníticas anteriormente descritas se encuentran profusamente atravesadas por diques de muy diversa naturaleza. Algunos de estos diques también intruyen en los materiales metamórficos de los macizos de El Escorial y La Cañada.

Las direcciones de los haces de diques son preferentemente dos: a) desde N90°E a N130°E para los porfidos graníticos, aplitas y diques de cuarzo que suelen contener baritina y sulfuros B.P.G.C. y b) N20°E a N20°O para los diques de camptonita y cuarzo. Los diques de aplita parecen ser los más antiguos y están ligados a los leucogranitos aplopegmatíticos anteriormente estudiados

Los diques de cuarzo y cuarzo con baritina y sulfuros B.P.G.C. parecen estar ligados con una intensa actividad hidrotermal producida a favor de zonas de fractura.

No se han podido cartografiar diques de microdiorita tan frecuentes en otras zonas de la Sierra de Guadarrama, aunque en algunas zonas se ha encontrado canturral suelto de esta naturaleza.

3.1.5.1 *Porfidos graníticos (2)*

Aparecen formando haces de dimensiones importantes tales como el de Chapinería, Colmenar de Arroyo y Almenara, en la parte oriental y Cebreros-Hoyo de Pinares en la occidental. Sus longitudes son variables pero siempre kilométricas, con espesores que varían entre métricos a decamétricos, llegando incluso a ser hectométricos.

Dan lugar a resaltes morfológicos importantes cuando se encuentran intruidos en los granitoídes, fácilmente seguibles, generando variaciones en el tipo y desarrollo de las especies arbustivas y arbóreas. En los materiales metamórficos suelen dar lugar a zonas de depresión.

Presentan siempre colores rojizos y suelen alterarse dando lugar a bolos de diversas dimensiones.

Algunos de estos diques, por ejemplo, en la zona de Navalrey, se encuentran fuertemente deformados, apareciendo una esquistosidad coherente con la que presenta el granito encajante de direcciones siempre norteadas

También es frecuente que aparezcan cambios importantes en la dirección de los haces, como en los alrededores de Chapinería y Colmenar del Arroyo (N55°E) o entre Hoyo de Pinares y Cebreros. Estos cambios de dirección parecen deberse al juego de zonas de cizalla frágiles dextrales, que podrían estar relacionados con las fracturas que limitan el macizo Hercínico con los materiales sedimentarios de la Cuenca del Tajo en este sector.

Tienen enclaves microgranudos básicos, y más raramente xenolitos metamórficos y graníticos. En general, los enclaves son más escasos según va siendo más ácida la composición del pórfido.

La composición de estos diques varía entre granodiorítica a granítica s.s. En general, todos estos diques siempre presentan cierto heteromorfismo con estrechas zonas centimétricas de bordes enfriados, pobres en fenocristales, y típicas zonas centrales con abundantes cristales grandes, idiomorfos de cuarzo, feldespato y biotita.

En ocasiones los fenocristales y megacristales están alineados definiendo un flujo ígneo de emplazamiento. También se han observado bordes de diques deformados con planos S.C., paralelos a los bordes del dique, considerándose también estructuras de emplazamiento (DOBLAS, et al., in press.).

Entre los fenocristales pueden encontrarse cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. La matriz se encuentra fundamentalmente compuesta por estos minerales, y como minerales accesorios pueden encontrarse apatito, opacos, circón, allanita, anfíbol, moscovita, fluorita, cordierita y andalucita según los casos. Los minerales secundarios están representados fundamentalmente por clorita, sericita, epidota, clinozoisita, préhnita, esfena y opacos.

El cuarzo forma fenocristales subidiomorfos o redondeados con golfos de corrosión que pueden estar variablemente cuarteados y con extinción ondulante. Estos fenocristales pierden idiomorfismo en las variedades más granudas debido a recristalizaciones e intercrecimientos con los componentes de la matriz. A veces puede formar algunos glomérulos policristalinos constituidos por escasos individuos.

La plagioclasa forma fenocristales que, en general, son bastante idiomorfos y en ocasiones pueden alcanzar hasta 1 cm. Suelen estar nítidamente maclados y la zonación a veces está oscurecida por intensa sericitización y saurinitización. Esta zonación puede ser oscilatoria geométrica compleja, o de carácter continuo difuso. Los cristales a veces pueden tener hábitos parcialmente subredondeados y pueden agruparse en pequeños glomérulos. Puede contener en algún caso frecuentes inclusiones irregulares que a veces se disponen zonalmente. Este mineral, puede ser en alguna roca el feldespato fenocristalino predominante.

El feldespato potásico forma fenocristales idiomorfos-subidiomorfos generalmente poco o nada pertíticos en las rocas con la matriz más fina. Puede tener maclado de Carlsbad e irregular en enrejado. Sus hábitos son más o menos subredondeados debido a fenómenos de corrosión. En algún caso puede ser muy escaso como fenocristal. En las rocas con matriz más gruesa pierde idiomorfismo debido a recrecimientos.

La biotita forma fenocristales idiomorfos a subidiomorfos de coloración rojiza intensa, o más raramente de color castaño. Puede contener frecuentes inclusiones de opacos y apatito. En las rocas de matriz más gruesa estos fenocristales presentan menor idiomorfismo.

La matriz de estas rocas puede ser microcristalina o criptocristalina en las variedades más finas, presentando tránsitos a tipos con mayor cristalinidad, granudos de grano fino en las variedades sacaroides equigranulares o inequigranulares alotriomorfas o hipidiomorfas y con intercrecimientos simplectíticos y micropegmatíticos. Está compuesta esencialmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa ácida, y en ella se destacan pajuelas de biotita y ocasionalmente de moscovita.

Los minerales accesorios más comunes y presentes en todas las variedades litológicas están representados por apatito, circón y opacos, encontrándose el resto de ellos, allanita, anfíbol, moscovita, fluorita, cordierita y andalucita presentes sólo en algunas variedades y no todos juntos. Así, la fluorita sólo se encuentra en una roca y aparece ligada a procesos de degradación hidrotermal, la allanita y el anfíbol se restringen a algunos de los pórfidos de composición más básica y la andalucita puede asociarse a la presencia de microenclaves metamórficos.

Algunos de estos filones pueden estar fuertemente afectados por deformaciones tardi-hercínicas que llegan a determinar la generación de texturas miloníticas oftalmíticas, definiéndose una intensa foliación por la orientación de los microlitos de la matriz y produciéndose un fuerte estiramiento de los componentes fenocristalinos. Así, el cuarzo puede tender a formas alentejonadas e incluso acintadas, con poligonización y extinción ondulante, la plagioclasa puede estar afectada por cuarteamientos y flexiones, el feldespato potásico está afectado por poligonizaciones y presenta extinción ondulante y la biotita puede presentar morfologías alentejonadas y sigmoidales con fuertes kinkamientos, poligonizaciones y flexiones.

Los procesos de alteración hidrotermal y degradación pueden ser muy intensos en estas rocas, produciéndose fuertes cloritizaciones y sericitizaciones.

3.1.5.2 *Lamprófidos camptoníticos (4)*

Sólo se han encontrado dos diques de esta naturaleza, uno de dirección N150°-170°E de gran longitud (varios kilómetros) que pasa por Hoyo de Pinares y otro localizado cerca de la carretera de Robledo de Chavela a Navas del Rey, de dirección N15°E.

Se trata de cuerpos de pequeño espesor, de 2 a 3 m., que con cierta frecuencia se anastomosan y forman diques de menor dimensión.

Su intrusión es claramente posterior a las aplitas y pórfidos graníticos ya que los cortan.

Son de color gris verdoso muy oscuro o negruzco con una textura netamente porfídica con matriz microdiabásica. Como fenocristales hay clinopiroxeno, anfíbol y en algunas ocasiones se ha observado la presencia de un mineral completamente serpentizado y carbonatado que por su hábito podría corresponder a olivino. La matriz está compuesta fundamentalmente por anfíbol, feldespato potásico, plagioclasa ácida y opacos. Como accesorios hay esfena, apatito, y rutilo. Los secundarios son bastante abundantes y entre ellos se encuentra clorita, serpentina, anfíbol, carbonatos y clinozoisita.

El anfíbol forma fenocristales idiomorfos o subidiomorfos de color castaño, pleocroicos a tonalidades castaño amarillento claro. Puede contener inclusiones de minerales de la matriz y en general no presenta señales de desestabilización. Puede tener maclación poli-

sintética en general sencilla y poco ostensible. También el anfíbol se encuentra como prismas finos muy alargados y menos idiomorfos, formando parte de la matriz.

El clinopiroxeno augítico-diopsídico también forma fenocristales que son bastante incoloros y pueden tener zonación geométrica compleja. Con frecuencia se encuentra fuertemente transformado a serpentina, opacos, esfena y en ocasiones a carbonatos.

La matriz es un agregado holocristalino de textura microdiabásica constituido fundamentalmente por un fino entramado de listones mal definidos de feldespato potásico y plagioclasa albitica y de prismas aciculares subidiomorfos de anfíbol. Entre este entramado policristalino, se encuentran dispersos pequeños cristales alotriomorfos o subidiomorfos de opacos.

En la matriz pueden definirse dominios con límites difusos, de forma elipsoidal que pueden estar delimitados por alineaciones de anfíbol y que pueden corresponder a mezclas.

Los minerales accesorios están representados fundamentalmente por esfena y rutilo con diversos hábitos y abundante apatito con hábito acicular.

En general, se encuentran superpuestos importantes procesos secundarios de serpentinización, anfíbolitización, cloritización y carbonatación, y parece bastante probable que la fase volátil de estos magmas fuera rica en CO_2 .

3.2 METAMORFISMO

En las litologías de la Hoja se superpone un metamorfismo de contacto a uno regional. El segundo es, al igual que en el resto del Sistema Central, polifásico con al menos tres etapas principales.

De la primera, M_1 , se conservan únicamente fases residuales, granate sincinemático con estructuras planares residuales, no transformado o en tránsito a biotita y estauroлита incluida en andalucita en el afloramiento occidental, y granate fragmentario reaccionando a cordierita al norte de la Hoja, a biotita en el resto y distena puntual, en el afloramiento oriental. Las condiciones para M_1 son por lo tanto, de presión suficiente para generarse granate y distena, superando en algunos sectores los 550°C para una presión de unos 6 Kbs. como acredita la presencia de estauroлита.

La segunda etapa, M_2 , es la dominante, coincide con la segunda fase tectónica aunque probablemente se prolonga ligeramente respecto a ella. Representa un incremento térmico y un descenso bárico.

Sus minerales tipomórficos son sillimanita y cordierita, ésta algo más tardía, junto con fusión parcial, es decir, grado alto para el afloramiento oriental y parte del de La Cañada.

La sillimanita es fibrosa o prismática y se genera a expensas de biotita. La cordierita, lo hace a partir de biotita + sillimanita, y de granate más silicato aluminico.

Como consecuencia de fusión parcial se generan bandas de leucosomas con estructuras estromatíticas pobres en feldespatos potásicos.

El afloramiento oriental está, en parte durante esta etapa, en condiciones inferiores con formación de andalucita y cordierita y desestabilización del granate en biotita.

La tercera etapa, M_3 , está originada por retrogresión térmica y bária con incremento de fase fluida, se genera andalucita, en relación con las estructuras de la tercera fase de

plegamiento y primera fusión parcial que origina nebulitas en cuerpos discretos, pobres en ortosa, siempre intersticial y una intensa moscovitización que, en algunos sectores enmascara las etapas anteriores, y puede ser causa de la aparente ausencia de ortosa en los leucosomas. M_3 se produce a condiciones máximas de unos 2 Kbs. y unos 700°C, evolucionando hacia menores temperaturas.

Simultáneamente se produce el emplazamiento de rocas graníticas con composición mínima, en equilibrio con andalucita, cuya fusión, más profunda, debe estar en relación con M_2 .

Las rocas calcosilicatadas y carbonáticas presentan unas asociaciones compatibles con las que registran las rocas aluminicas.

En las primeras la asociación temprana más común es:

granate + diópsido \pm hornblenda \pm plagioclasa

donde el piroxeno se transforma en anfíbol y el granate en mica flogopítica.

En las carbonáticas la asociación más común es:

calcita \pm dolomita \pm diópsido \pm flogopita \pm tremolita \pm forsterita

la tremolita es a veces tardía al diópsido.

Con posterioridad se genera clinohumita, reflejo de aumento de H_2O en la fase fluida y como fases tardías, minerales del grupo de la epidota y prehnita, como consecuencia del descenso térmico con fase fluida hidratada.

El metamorfismo de contacto genera, en estas rocas, wollastonita a expensas de vesubiana y diópsido y en las aluminicas, cordierita, andalucita y texturas granoblásticas poligonales.

En los endocontactos se alcanzan condiciones para desestabilización de moscovita y biotita con neoformación de corindón y hercinita.

Durante las etapas cataclásticas tardías, las condiciones son de grado bajo con neoformación de mica blanca y clorita.

3.3 GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS

3.3.1 Rocas metamórficas paraderivadas

Los análisis químicos de estas rocas están reunidos en la Tabla 1. No obstante su variada procedencia y aspecto estructural (son rocas clasificadas como neises, neises bandeados, micacitas y melanosomas migmatitas), las nueve primeras rocas tienen notables semejanzas composicionales. Todas ellas tienen contenidos en sílice que varían entre el 55 y 60%, proporciones de aluminio elevadas que se reflejan en un contenido en corindón normativo que en la mayor parte de los casos supera el 10%, y unas relaciones Or/Ab muy superiores a la unidad. Los contenidos en magnesio son moderados, inferiores al 5% en todos los casos, mientras que las proporciones de hierro total son algo más elevadas. Todos estos caracteres apoyan la idea de que estos materiales proceden de sedimentos fundamental

mente pelíticos bastante maduros desde el punto de vista sedimentológico con proporciones iniciales elevadas de arcillas. El contenido relativamente elevado en K_2O procedería de las arcillas y minerales filíticos de grano fino acumulados con ellas.

Las variaciones de menor magnitud que evidentemente existen entre unas y otras rocas, pueden deberse a las lógicas diferencias iniciales que existen en toda cuenca sedimentaria, aunque también en algún caso a los procesos metamórficos de alto grado que se han experimentado.

Las rocas nº 9274 y 9081 de la tabla 1, se diferencian notablemente del conjunto anterior por su mayor contenido en sílice, lo que hace pensar en una procedencia pelítico-samítica para la roca nº 9274 y claramente samítica para la 9081. La primera tiene una proporción muy elevada de ortosa normativa que podría deberse a una procedencia arcósica; la última es claramente una metaarenisca también con fracción pelítica importante y con afinidades grauwáquicas.

3.3.2 Rocas ígneas prehercínicas

Solamente se dispone de dos análisis químicos (tabla 1, nº 9082, 9083) de ortoneises glandulares de este sector, el primero algo migmatizado. Son muy análogos desde el punto de vista composicional pues sus proporciones normativas de Or y Ab son prácticamente iguales dentro del mismo rango (25% de cada componente). Corresponden pues a antiguos granitoides de composición adamellítica con una proporción relativamente baja de minerales ferromagnesianos, inferior al 10%. Como en los demás ortoneises del Sistema Central Español, la proporción en alúmina no feldespática es relativamente elevada.

3.3.3 Granitoides hercínicos

En las tablas 2 a 4 están incluidos los análisis químicos de rocas ígneas agrupadas según los tipos previamente diferenciados en la cartografía. En los análisis y normas se ha unificado la relación férrico-ferroso al valor standard $Fe_2O_3 = 20\% Fe \text{ TOTAL}$. Para visualizar las relaciones entre los distintos grupos se han proyectado en las Fig. 3 y 4 los parámetros A y B, R1-R2 de DE LA ROCHE (1976, 1980).

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

$$B = Fe + Mg + Ti$$

$$R1 = 4Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti)$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

utilizando las tipologías de series establecidas por DEBON y LE FORT (1983) y BATCHELOR y BOWDEN (1985).

En la Fig. 5 se proyectan los valores de Rb, Sr y Ba reducidos a 100 según EL BOUSEILY y EL SOKKARY (1975).

Los leucogranitos que forman pequeños cuerpos deformados en relación con las rocas metamórficas, los más antiguos de la Hoja (Tabla 2, nº 9077), son como era de esperar, ti-

pos muy silíceos con un contenido en corindón normativo muy elevado, superior al 5%. En la Fig. 3 quedan proyectados en el campo claramente aluminico sin relación alguna con los demás granitoides del sector. Probablemente representan fundidos mínimos primarios anatócticos poco evolucionados y escasamente movilizados desde la zona de fusión.

Del resto de la seriación granítica también destacan las tonalitas del sector de Guisando (n° 9530 y 9541). Estos dos análisis, junto con otro publicado por APARICIO et al. (1975), son rocas básicas-intermedias de carácter calcoalcalino, y por tanto ricas en dióxido normativo. Se proyectan en los campos metaaluminicos. En la Fig. 4 quedan en la zona calcoalcalina en sectores donde son frecuentes los magmas que se generan en los procesos de levantamiento postcolisional. Los análisis disponibles indican que dentro de estas rocas existe un espectro composicional amplio desde rocas casi justamente saturadas en sílice (n° 9530) hasta otras más silíceas y feldespáticas. El número de análisis disponibles no permite definir con claridad las tendencias de alta variabilidad.

Las adamellitas-granodioritas de El Tiemblo (Tabla 2 n° 9695, 9696) que son relativamente antiguas, pues quedan incluidas en las granodioritas deformadas de Hoyos, son rocas relativamente básicas con contenidos de sílice inferiores al 65%. Los dos análisis tienen un exceso de alúmina más bien moderado (C_1 1%) y quedan proyectados en los diagramas relativamente alejados de los grupos que a continuación se describen. Tienen contenidos en Sr elevados (Fig. 5), proyectándose cerca de las tonalitas de Guisando. En el diagrama A-B (Fig. 3) se proyectan en, o muy cerca del campo metaaluminico y en el diagrama R1-R2 (Fig. 4) en sectores correspondientes a rocas intermedias bastante alejadas de las seriaciones granítico-adamellíticas.

Los granitoides microporfídicos y las adamellitas deformadas y no deformadas de tipo Hoyo (Tablas 2 y 3) forman un grupo bastante coherente por sus caracteres geoquímicos. Parecen formar una seriación comagmática de carácter aluminico (CASILLAS Y PEINADO 1988), dentro de un espectro de acidez que se extiende desde el 65% hasta el 73% de SiO_2 . En general, las adamellitas deformadas parecen algo más básicas que las no deformadas y que los granitoides microporfídicos. En toda la serie aparecen contenidos en corindón normativo en general creciente a medida que aumenta la acidez.

En el diagrama A-B todas las rocas de este grupo se orientan a lo largo de una banda cuyo eje sería la línea 1 (Fig. 3). Todos ellos quedan proyectados por encima del valor 0 de A, tendiendo a aumentar este valor con bastante rapidez hacia los tipos más leucocráticos (adamellitas no deformadas y granitoides microporfídicos). Todos estos grupos en el diagrama de Ba-Rb-Sr (Fig. 5) forman una seriación lineal probablemente debida a procesos de cristalización fraccionada, en la que crece progresivamente el Rb, mientras la relación Ba/Sr se mantiene prácticamente constante en torno al 15% de Sr y 85% de Ba.

Otra seriación diferente (CASILLAS Y PEINADO, 1988) está representada por las adamellitas tipo Navas y los leucogranitos biotíticos tardíos (Tabla 4). Las rocas de Navas, que alcanzan por término medio el 70% de sílice, tienen contenidos en alúmina relativamente reducidos y por ello, la proporción en corindón normativo excepcionalmente supera el 1%. En toda la serie la relación Ab-Or es cercana a la unidad y el contenido en An relativamente alto, teniendo en cuenta su acidez.

En el diagrama A-B (Fig. 3) las rocas de esta serie se proyectan en una banda cuyo eje

sería la línea 2, situada por debajo de las adamellitas tipo Hoyo, en la que el crecimiento del valor A es moderado hacia los tipos más leucocráticos. Penetran moderadamente en el campo metaaluminico. En cuanto a las variaciones en elementos menores (Fig. 5) las rocas de este grupo duplican prácticamente la misma tendencia que se puso de manifiesto en el grupo de las adamellitas del tipo Hoyo.

Los granitoides microporfídicos de El Tiemblo que son posteriores a las adamellitas deformadas del tipo Hoyo (Tabla 3 n° 9519 y 9614), también parecen estar relacionados con esta seriación de tendencias aluminico-cafélicas pues se proyectan (Fig. 3) dentro de esta alineación.

Desde el punto de vista de las relaciones del quimismo magmático con la actividad tectónica, tanto la seriación tipo Hoyo, como la de tipo Navas, encajan claramente en el campo de los granitoides formados en ambiente colisional.

TABLA 1

	9256	9287	9698	9699	9080	9258	9697	9274	9081	9083	9082
SiO ₂	55.30	57.30	57.32	58.76	58.82	59.50	59.50	64.75	72.17	67.52	68.11
Al ₂ O ₃	22.04	19.50	19.76	19.11	18.79	18.51	19.06	17.88	13.95	16.24	15.65
Fe ₂ O ₃	1.45	1.16	1.16	1.08	1.41	1.25	1.13	0.79	0.59	0.63	0.63
FeO	7.23	5.79	5.80	5.38	7.06	6.25	5.64	3.95	2.93	3.13	3.16
MgO	2.91	4.07	4.46	4.01	3.07	3.31	4.43	1.90	1.21	1.60	1.39
CaO	0.87	1.98	0.41	0.09	0.50	0.81	0.75	0.42	2.01	0.94	1.07
Na ₂ O	1.86	1.72	1.89	1.56	1.12	1.99	2.72	1.00	3.67	3.18	3.07
K ₂ O	3.55	3.46	3.60	3.78	4.81	3.75	3.45	4.70	1.33	4.14	4.31
MnO	0.11	0.12	0.12	0.07	0.09	0.10	0.11	0.03	0.06	0.05	0.07
TiO ₂	1.04	0.90	0.82	0.84	0.98	0.95	0.88	0.79	0.54	0.48	0.54
P ₂ O ₅		0.17	0.16	0.14	0.12	0.13	0.13	0.17	0.18	0.18	0.20
H ₂ O	—	3.65	—	—	—	—	—	3.25	—	—	—
Q	20.36	20.36	21.51	25.72	23.90	23.14	19.02	34.86	38.25	27.22	27.90
OR	20.98	20.45	21.28	22.34	28.43	22.16	20.39	27.78	7.86	24.47	25.47
AB	15.74	14.55	15.99	13.20	9.48	16.84	23.02	8.46	31.06	26.91	25.98
AN	3.21	8.78	1.12	—	1.63	3.17	2.61	1.89	8.80	3.49	4.00
HY	17.81	18.55	19.67	17.72	17.99	17.30	19.21	10.08	7.13	8.51	7.98
MT	2.10	1.68	1.68	1.57	2.04	1.81	1.64	1.15	0.86	0.91	0.91
IL	1.98	1.71	1.56	1.60	1.86	1.86	1.67	1.50	1.03	0.91	1.03
AP	0.39	0.37	0.32	0.16	0.30	0.30	0.39	0.07	0.42	0.42	0.46
C	13.96	9.71	12.34	12.45	11.14	10.02	9.89	10.46	3.25	5.25	4.47

Neises y esquistos metapelíticos: 9256, 9287, 9698, 9699, 9080, 9258, 9697.

Neises y esquistos metasamíticos: 9274, 9081.

Ortoneises glandulares; 9083, 9082.

TABLA 2

	9077	9530	9541	9695	9696	9042	9035	9047
SiO ₂	70.51	55.01	60.63	63.71	63.76	71.31	73.18	65.23
Al ₂ O ₃	15.35	16.51	19.54	18.02	17.51	14.73	14.03	15.56
Fe ₂ O ₃	0.53	1.06	0.97	0.59	0.63	0.38	0.29	0.75
FeO	2.66	5.28	4.48	2.94	3.17	1.88	1.47	3.73
MgO	0.88	6.78	3.55	1.44	1.51	0.76	0.48	1.43
CaO	0.93	8.42	4.80	4.25	4.15	1.12	1.75	3.37
Na ₂ O	3.04	3.42	4.03	3.99	3.89	3.22	3.12	3.08
K ₂ O	3.60	0.90	2.63	3.12	3.45	4.88	5.28	3.72
MnO	0.05	0.11	0.10	0.06	0.06	0.05	0.04	0.07
TiO ₂	0.43	0.69	0.99	0.51	0.55	0.35	0.32	0.72
P ₂ O ₅	0.22	0.15	0.24	0.24	0.25	0.20	0.16	0.01
H ₂ O	—	—	—	—	—	0.93	0.85	0.81
Q	34.62	3.32	10.19	16.08	15.44	29.72	32.04	21.40
OR	21.28	5.32	15.54	18.44	20.39	28.84	31.20	21.98
AB	25.72	28.84	34.10	33.76	32.92	27.25	26.40	26.06
AN	3.18	27.04	17.64	19.52	18.96	4.25	2.68	16.65
DI	—	11.11	3.78	—	—	—	—	—
NY	6.02	19.40	13.62	7.77	8.26	4.55	3.20	8.73
MT	0.77	1.54	1.41	0.86	0.91	0.55	0.42	1.09
IL	0.82	1.31	1.88	0.97	1.04	0.66	0.61	1.37
AP	0.51	0.35	0.56	0.56	0.58	0.46	0.37	0.02
C	5.29	—	—	0.93	0.43	2.59	2.20	0.36

Granitos moscovíticos deformados.- 9077.

Tonalitas.- 9530, 9541.

Granodioritas-adamellitas (El Tiemblo).- 9695, 9696.

Granitos microporfídicos.- 9042, 9035.

TABLA 2
(Continuación)

	9047	9288	9051	9049	9048	9039
SiO ₂	65.23	67.30	67.31	67.54	69.16	69.21
Al ₂ O ₃	15.56	15.61	15.30	15.61	14.83	15.15
Fe ₂ O ₃	0.75	0.68	0.59	0.62	0.50	0.54
FeO	3.73	3.42	2.94	3.12	2.52	2.71
MgO	1.43	1.81	0.99	0.94	1.01	1.26
CaO	3.37	2.66	2.44	2.66	2.39	2.22
Na ₂ O	3.08	3.39	3.12	3.34	3.21	3.19
K ₂ O	3.72	3.66	4.06	3.80	4.25	4.41
MnO	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06
TiO ₂	0.72	0.49	0.58	0.58	0.38	0.46
P ₂ O ₅	0.01	0.16	0.24	0.25	0.18	0.09
H ₂ O	0.81	0.61	1.04	0.53	0.80	0.85
Q	21.40	23.35	25.76	25.28	26.42	25.63
OR	21.98	21.63	23.99	22.46	25.12	26.06
AB	26.06	28.69	26.40	28.26	27.16	26.99
AN	16.65	12.15	10.49	11.56	10.68	10.43
DI	—	—	—	—	—	—
NY	8.73	9.51	6.53	6.71	6.21	7.01
MT	1.09	0.99	0.86	0.90	0.72	0.78
IL	1.37	0.93	1.10	1.10	0.72	0.87
AP	0.02	0.37	0.56	0.58	0.42	0.21
C	0.36	1.62	1.93	1.76	1.03	1.31

Adamellititas deformadas (tipo Hoyo).- 9047, 9288, 9051, 9049, 9048, 9039.

TABLA 3

	9289	9038	9037	9217	9519	9614
SiO ₂	69.70	69.72	73.15	64.18	71.76	72.01
Al ₂ O ₃	15.09	14.44	14.25	16.54	14.22	14.21
Fe ₂ O ₃	0.48	0.39	0.26	0.78	0.33	0.33
FeO	2.42	1.97	1.30	3.91	1.64	1.63
MgO	1.10	0.98	0.42	1.67	0.83	0.86
CaO	2.52	1.19	0.71	3.54	1.03	0.95
Na ₂ O	3.34	3.16	3.33	3.26	4.66	4.29
K ₂ O	3.99	5.18	4.87	4.61	4.21	4.28
MnO	0.05	0.05	0.05	0.07	0.48	0.51
TiO ₂	0.44	0.37	0.22	0.71	0.25	0.24
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.28	0.18	0.33	0.26
H ₂ O	0.65	0.92	0.78	0.57	—	—
Q	26.88	26.66	32.92	15.50	24.56	26.60
OR	23.58	26.66	32.92	15.50	24.56	26.60
A8	28.26	26.74	28.18	27.59	39.43	36.30
AN	11.39	4.92	1.69	16.39	2.96	3.02
HY	6.15	5.22	2.95	9.65	5.29	5.41
MT	0.70	0.57	0.38	1.13	0.48	0.48
IL	0.84	0.70	0.42	1.35	0.47	0.46
AP	0.39	0.35	0.65	0.42	0.76	0.60
C	1.10	1.38	2.88	0.18	0.91	1.41

Adamellitas (tipo Hoyo).- 9289, 9038, 9037, 9217.

Granitos microporfídicos (El Tiemblo).- 9519, 9614.

TABLA 4

	9044	9100	9046	9041	9031	9099	9034	9098	9036	9043	9045
SiO ₂	68.56	68.80	69.07	70.83	70.84	70.84	73.26	73.48	74.46	74.68	75.30
Al ₂ O ₃	14.69	14.92	15.18	14.48	13.96	14.21	13.65	13.46	13.22	13.54	13.19
Fe ₂ O	0.55	0.62	0.58	0.47	0.39	0.47	0.33	0.35	0.26	0.27	0.16
FeO	2.77	3.12	2.91	2.35	1.96	2.36	1.67	1.74	1.32	1.34	0.78
MgO	0.78	1.11	1.08	0.69	0.67	0.82	0.44	0.67	0.30	0.30	0.17
CaO	2.59	2.71	2.91	2.30	1.49	1.93	1.35	1.56	1.15	1.10	0.58
Na ₂ O	3.26	3.28	3.38	3.34	3.11	3.41	3.17	2.99	3.38	3.43	3.63
K ₂ O	3.91	4.13	3.84	4.44	4.95	4.09	4.68	4.78	4.59	4.62	4.87
MnO	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
TiO ₂	0.48	0.60	0.53	0.41	0.40	0.47	0.31	0.29	0.21	0.24	0.12
P ₂ O ₅	—	0.12	—	—	0.07	0.10	0.09	0.04	0.23	—	—
HO	0.68	0.59	0.62	0.76	0.44	0.63	0.47	0.49	0.63	0.61	0.69
Q	26.11	24.81	25.00	26.92	28.58	28.78	32.54	32.42	34.08	33.36	33.50
OR	23.11	24.81	22.69	26.24	29.25	24.17	27.66	28.25	27.13	27.30	28.78
AB	27.59	27.76	28.60	28.26	26.32	28.86	26.82	25.30	28.60	29.02	30.72
AN	12.85	12.66	14.44	11.41	6.94	8.92	6.11	7.48	4.20	5.46	2.88
HY	5.91	7.12	6.79	5.08	4.38	5.32	3.45	4.19	2.70	2.68	1.62
MT	0.80	0.90	0.84	0.68	0.57	0.68	0.48	0.51	0.38	0.39	0.23
IL	0.91	1.14	1.01	0.78	0.76	0.89	0.59	0.55	0.40	0.46	0.23
AP	—	0.28	—	—	0.16	0.23	0.21	0.09	0.53	—	—
C	0.39	0.41	0.17	—	0.94	0.90	1.13	0.63	1.15	0.90	0.89

Adamellitas (tipo Navas).- 9044, 9100, 9046, 9041, 9031, 9099, 9034, 9098, 9036.

Leucogranitos tardíos.- 9043, 9045.

ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

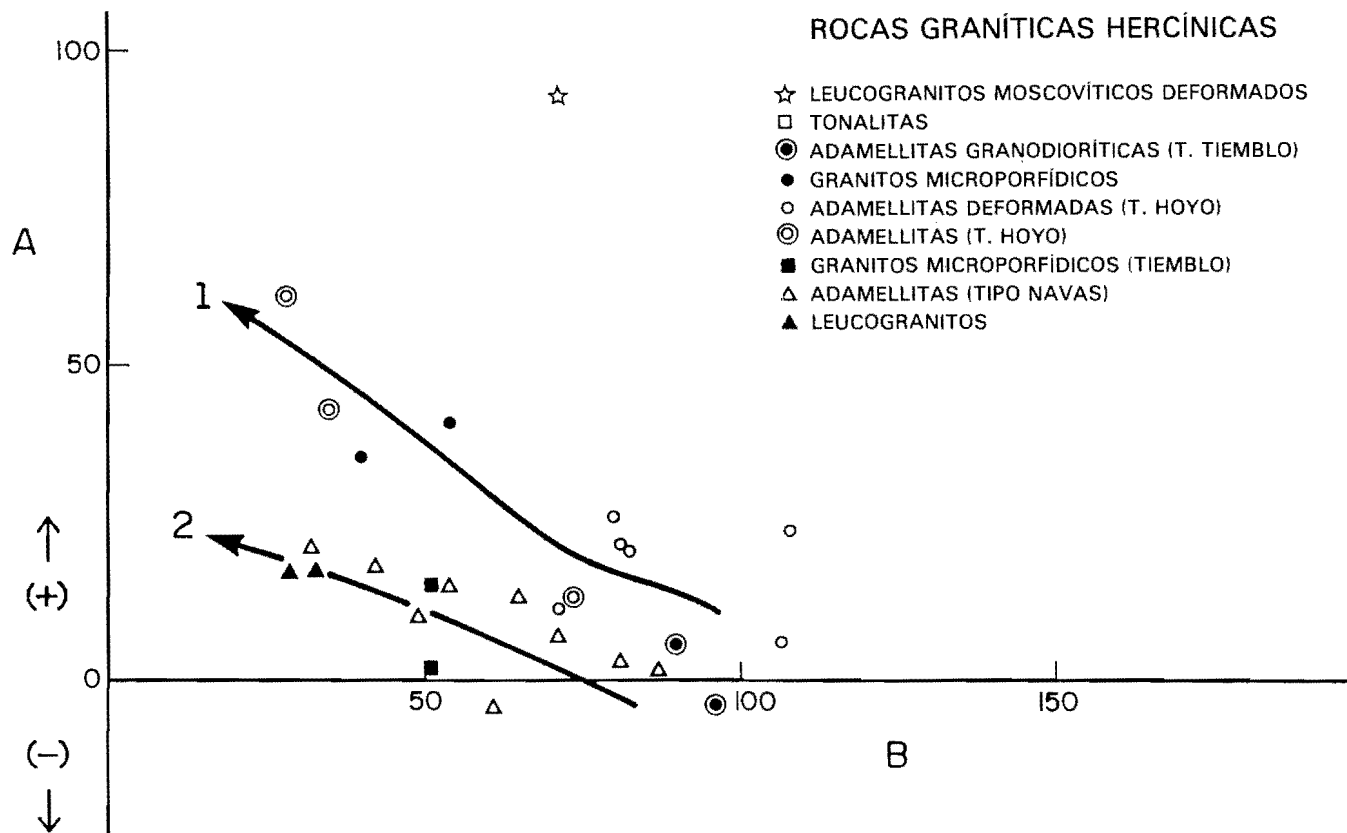
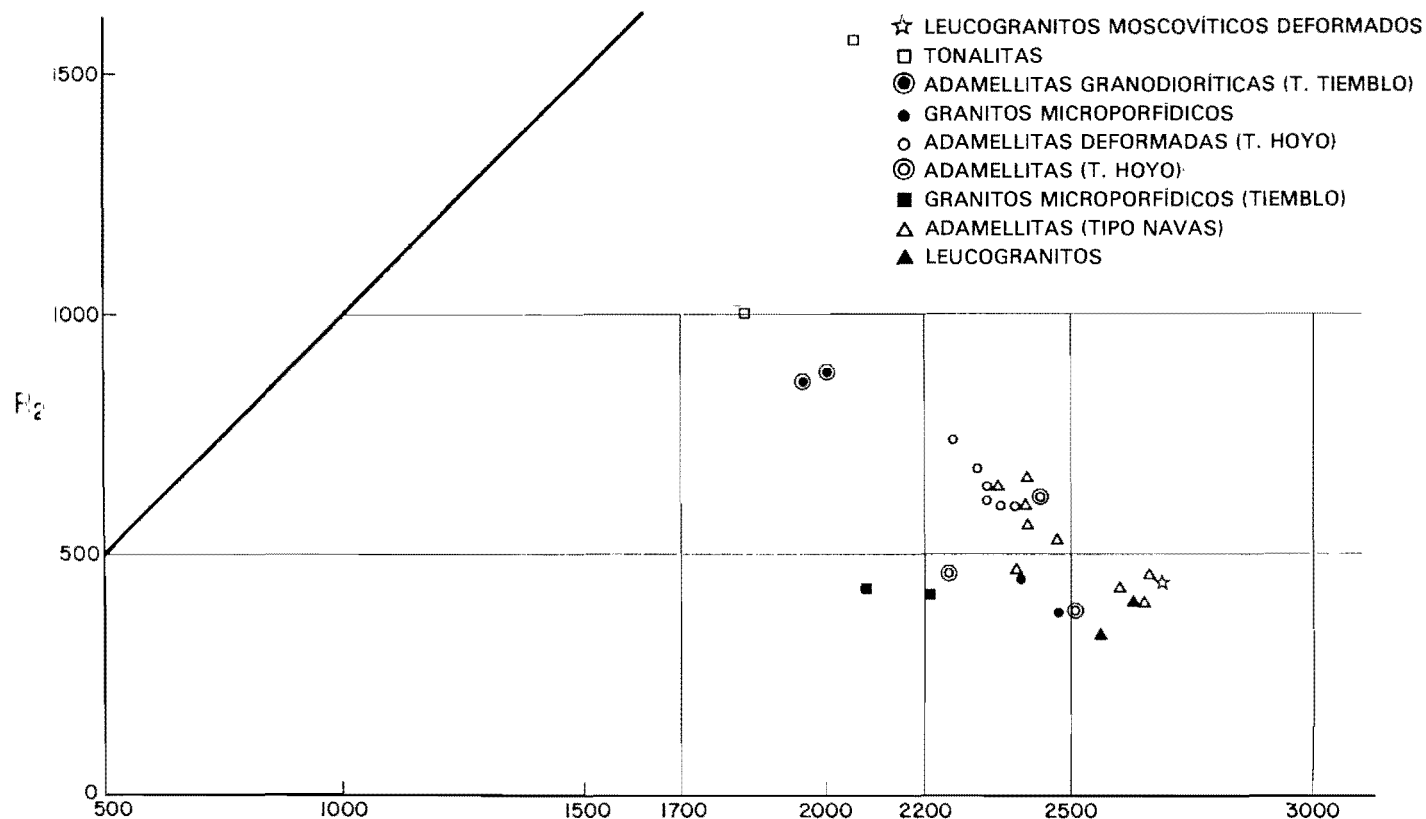


Fig. 3 Diagrama de variación A-B (DE LA ROCHE, 1976) para las rocas graníticas.

ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

Fig. 4 Diagrama multicatiónico R_1 - R_2 (DE LA ROCHE, 1980) para las rocas graníticas.

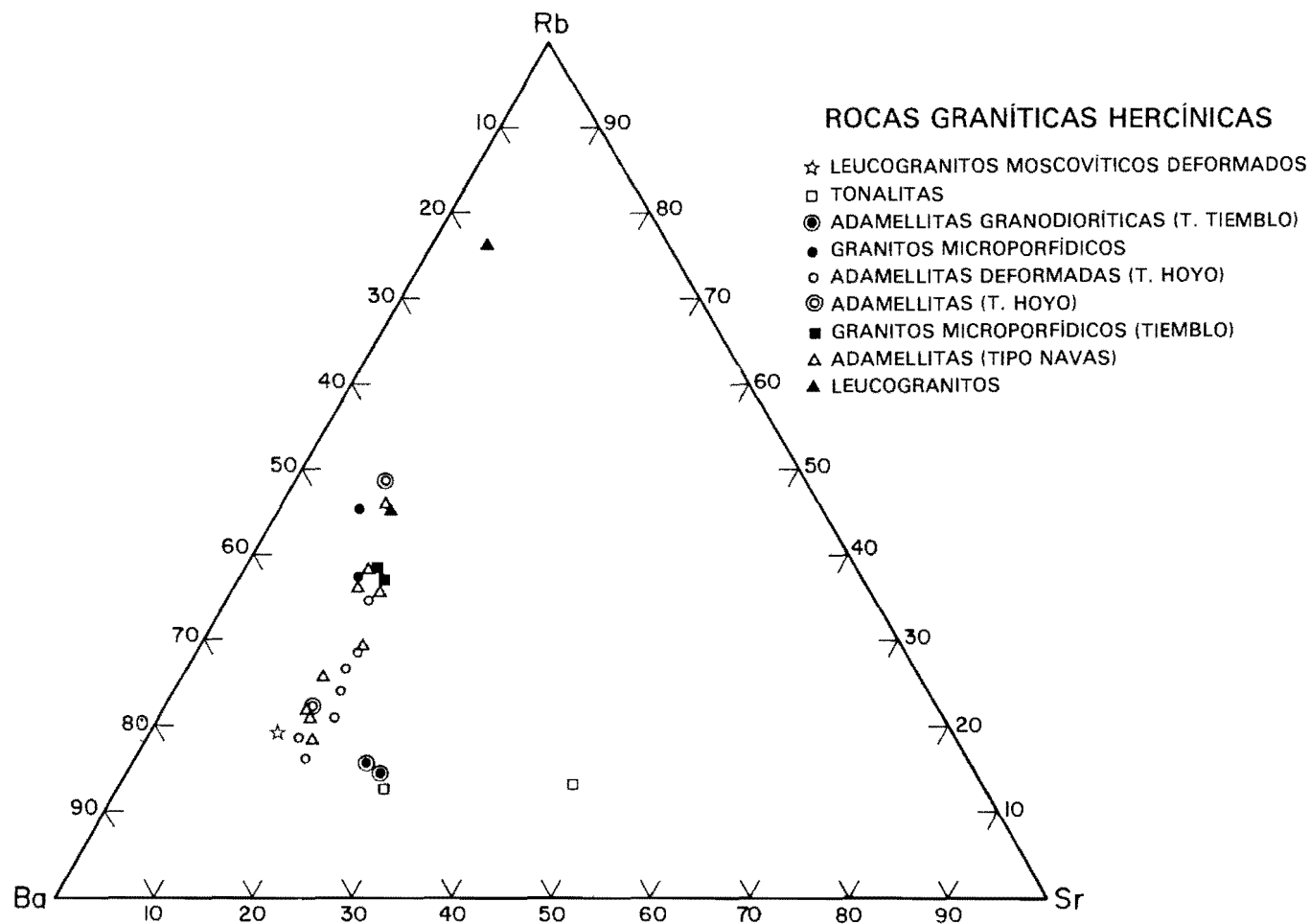


Fig. 5 Diagrama de valores de Rb, Sr, Ba (de EL BOUSEILY y SOKKARY, 1975) para las rocas graníticas.

4 TECTÓNICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las orogenias Alpina y Herciniana. La primera afecta a 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 éstos, ya sea mediante pliegues o fallas, de los sedimentos mesozoicos, 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 precámbrico-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 han reconocido en la región la existencia de tres fases principales de deformación, dos de replegamiento 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, cuarta y quinta fase generan estructuras de replegamiento, asociadas a las cuales se observan, frecuentemente en la tercera y ocasionalmente en la cuarta, crenulación y esquistosidad de crenulación. Simultáneamente con 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 desarrolla en toda la región una foliación, S_1 , de tipo "schistosity" muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llegan a borrarla casi totalmente en amplias zonas, conservándose únicamente en las rocas pelíticas como relictos en micropliegues y como esquistosidad interna en porfiroblastos, principalmente granates. En los ortoneises glandulares a menudo se observa una sola foliación, que en las áreas menos deformadas podría corresponder a S_1 , o a un replastamiento de S_1 durante la segunda fase ($S_1 + S_2$). No se han observado en la mayoría de 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 tanto de los ortoneises como de los metasedimentos (MACAYA et al., en prensa) en el Macizo de El Escorial, mientras que en el Macizo de La Cañada se desarrolla una esquistosidad de crenulación que en muchos casos casi oblitera a S_1 que queda relicta en porfiroblastos de granate.

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.

Esta segunda fase (D_2) produce en los metasedimentos una fuerte esquistosidad (S_2), que es la fábrica mejor desarrollada en la mayoría de ellos. En el Macizo de El Escorial, la foliación S_2 de carácter milonítico, es plano axial de pliegues de pequeña y media escala, de carácter intrafoliar, con charnela muy aguda y flancos muy alargados que tienden a ser isoclinales, fuertemente simétricos en ocasiones, con vergencia al E. La geometría de estos pliegues en niveles competentes suele ser de clase 1C muy próximos a la clase 2 de RAMSAY (1967). La banda de cizalla dúctil que se observa al N. del Arroyo de Valdezate, rodeando a los ortoneises glandulares, se desarrolla sobre metasedimentos y ortoneises bandeados, y en ella se intercalan cuerpos de escasa continuidad de mármoles, que representan auténticos tectoenclaves englobados durante el desarrollo de la banda milonítica.

En el Macizo metamórfico de La Cañada, la S_2 es una esquistosidad de crenulación muy intensa, que en algunos casos prácticamente borra a la S_1 , que sólo se observa como relicta oblicua en porfiroblastos de granate rodeados por S_2 con desarrollo de colas de presión de cuarzo (inter D_1 - D_2).

4.1.3 Tercera fase de deformación (D_3)

Esta fase supone un episodio de replegamiento retrovergente generalizado que induce una deformación intensa. Es la responsable de alguna de las trazas axiales de pliegues representados en la cartografía. En el Macizo de La Cañada los pliegues generados presentan una vergencia hacia el O buzando su superficie axial menos de 30° E., en general, pudiendo llegar a estar subhorizontales debido al efecto de fases tardías de replegamiento. Suelen ser asimétricos, con geometría angulosa y ángulo entre flancos de 40° a 80° . Los ejes de los micropliegues varían en dirección e inclinación al estar afectados por fases de deformación posteriores, principalmente D_4 , aunque en general suelen estar comprendidos entre $N140^\circ$ E y N-S.

La asimetría de micropliegues permite deducir en algún caso pliegues mayores, como el que se desarrolla en el sector S del Macizo de La Cañada, afectando a los metasedimentos. Aunque no se han localizado otros pliegues mayores con certeza, es posible que existan, como parece indicar la frecuencia de la aparición de criterios de flanco inverso para la D_3 en base a la asimetría de los micropliegues de esta misma fase en una parte importante de la mitad N de este afloramiento.

En relación con esta etapa deformativa no se desarrolla una esquistosidad importante en este macizo.

En el Macizo de El Escorial se observan en relación con esta etapa, pliegues menores que indican que estamos en un flanco normal de D_3 , desarrollándose en algunos casos una esquistosidad de crenulación de plano axial. Los ejes de los micropliegues de D_3 muestran direcciones variables debido a la interferencia con la cuarta fase de deformación (D_4), hundiéndose en general hacia el S.

Inmediatamente al N del Arroyo de Valdezate se observa una posible interferencia de un pliegue mayor antiformal de D_3 con un antiforme de D_4 afectando a ortoneises glandulares.

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 el Macizo de La Cañada se observa la existencia de un gran pliegue mayor que dibuja un sinforme amplio acompañada de otros pliegues algo menores asociados, generados en esta etapa con ángulo entre flancos mayor de 100° que confirman la disposición actual de las rocas. Su eje es N-S, subhorizontal y su superficie axial aproximadamente subvertical. Muy localmente en charnelas asociadas a esta etapa deformativa, se observa una ligera crenulación con esta misma disposición.

En el Macizo de El Escorial en su parte S se observa que la foliación principal (S_2) describe pliegues amplios relacionados con esta fase de deformación, con direcciones también norteadas (entre N-S y $N160^\circ E$), dando lugar en algún caso, como al N del Arroyo de Valdezate, al desarrollo de una posible figura de interferencia cartográfica entre un antiforme de D_3 y otro de D_4 .

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.

Asociado a esta etapa de replegamiento transversal se localiza un pliegue sinformal al N del Macizo de La Cañada y posiblemente un antiformal en el sector central del mismo macizo.

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.

4.2 TECTÓNICA TARDIHERCÍNICA

Posteriormente a la estructuración hercínica tuvo lugar una etapa tectónica caracterizada por la fracturación. Esta fracturación se desarrolló durante el período 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 de San Martín de Valdeiglesias así como los enjambres de diques (pórfidos graníticos y cuarzo) pueden relacionarse con este período tectónico, si bien entre los diques de cuarzo algunos pueden haberse emplazado 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 (VICENTE de, 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.

4.2.1 Etapla Malagón

Esta primera etapa tardihercínica corresponde a una evolución desde distensión uniaxial con eje de extensión según la dirección N-S que pasa después a una tectónica de desgarre 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 Martín de Valdeiglesias se encuentran estos diques de pórfido asociados en enjambres que hacia el borde oriental de la Hoja adoptan una dirección ENE-OSO, en relación probablemente con rotaciones durante etapas de deformación posteriores.

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-O. Este desgarre se refleja en ciertas áreas por desplazamientos mediante cizalla dúctil entre el pórfido de algunos diques y el encajante.

Entre Cebreros y El Hoyo de Pinares existe una estructura que se puede también relacionar con la parte final de la Etapla Malagón. Se trata de un pliegue de eje vertical y geometría de tipo "kink-band" afectando al haz de diques de pórfidos de tal forma que determina una banda donde cambia la dirección de los diques a NO-SE, en el extremo NE, y a NNE-SSO, en el extremo SO. Esta estructura fue descrita por UBANELL (1981), dentro de la que denominó "Zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama", y este autor la interpretó como asociada a una deformación de cizalla. La geometría del pliegue sugiere una dirección de acortamiento próxima a la de los diques, es decir E-O, acorde con el final de la "Etapla Malagón". La deformación de los diques se ha realizado mediante desplazamientos a lo largo de numerosas fallas frágiles, muy abundantes dentro de la banda rotada. El

análisis de estas fallas refleja diversos regímenes de desgarres, desgarres normales y desgarres inversos superpuestos unos a otros y con direcciones de acortamiento variables entre N150° y N165°E. En las inmediaciones de Cebreros se aprecia como a una etapa de desgarres con acortamiento según N75°E se superpone otra con acortamiento según N170°E. Esta deformación se interpreta como asociada a la rotación en este extremo SO de la banda, donde, por otro lado, los ángulos entre flancos y los valores del ángulo entre flanco y límite de banda fuera y dentro de la banda, indican una mayor deformación compresiva, que al final es según dos direcciones horizontales.

En el extremo NE de la estructura los ángulos interflanco aumentan y se hace menor que B lo que implica acortamiento según NO-SE acoplado a extensión perpendicular a los diques, es decir según NE-SO.

4.2.2 Etapa Hiendelaencina

Es la etapa 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 etapa se asocia el emplazamiento de gran número de diques de cuarzo y barita. Los diques de cuarzo cortan claramente a los de pórfidos graníticos de la etapa anterior y son muy visibles en toda la franja central de la Hoja.

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 (VICENTE de, 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 Hiendelaencina" 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.

4.3 TECTÓNICA ALPINA

No es fácil en la Hoja de San Martín de Valdeiglesias la individualización de las estructuras alpinas, que fueron fundamentalmente, fallas frágiles tardihercínicas reactivadas.

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 Bordo 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:

4.3.1 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-Cuenca terciaria, 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.

4.3.2 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° y buzamientos bajos. Se encuentran también fallas de la misma dirección pero con buzamientos mayores, que actúan en régimen de desgarres inversos y, finalmente, un elipsoide de desgarres normales con fallas de direcciones N80°E 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.

4.3.3 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 direcciones 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 VICENTE de, G. (1988) como "Etapa Torrelaguna". Los elipsoides están definidos en los alrededores de Torrelaguna y llevan una dirección de compresión algo más norteadada que durante 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° a N200°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.

En esta Hoja no existe registro macroestructural de esta etapa aunque sí fallas menores cuyo análisis poblacional permite relacionarlas con esta etapa.

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES

Su situación en la "transición" entre las sierras de Gredos y Guadarrama, hace que esta zona presente una morfoestructura más compleja que la de otras áreas del Sistema Central. Ello queda bien marcado en la "dispersión" orográfica de las alineaciones, reflejo de la interferencia de las direccionalidades dominantes; la tendente E-O de Gredos y la NNE-SSO de Guadarrama.

La morfología, no obstante, sigue estando definida por los dos grupos de formas que caracterizan a los macizos antiguos reactivados: las asociadas a los antiguos y sucesivos arrasamientos y las derivadas de los procesos actuales y subactuales. Las primeras configuran los rasgos "megamorfológicos" y las segundas, salvo casos concretos, definen el modelado de detalle.

De acuerdo con lo anterior y como ya se planteara en otras áreas del Sistema Central (Mapas Geológicos de Cercedilla, Las Navas del Marqués y El Espinar), también aquí pueden establecerse dos grandes apartados para describir las características geomorfológicas generales, esto es:

1) El de las superficies de aplanamiento presentes tanto en el macizo como en la cuenca, que junto a la morfoestructura configuran los grandes rasgos del relieve actual, o "megamorfología". Se trata de las formas encuadrables en el contexto de "antiguas", "heredadas", "paleoformas", etc.

2) El modelo reciente, Cuaternario y Pliocuaternalio, que se sobreimpone al anterior y define las formas de detalle, o "modelado reciente", en general, y que actúa como morfogénesis "degradante" y "sustitutiva" de la precedente.

Es preciso señalar que, a nivel cartográfico, siempre es factible la separación neta entre ambos grupos de formas, máxime en una zona que, como ocurre en el Sistema Central, ha estado sometida a diferentes y sucesivos ciclos erosivo-sedimentarios, tectónicos, etc.

5.1.1 Las superficies de erosión

Los análisis sobre superficies de erosión y su significado, proceden de áreas bastante alejadas de esta zona. Sin embargo, todo lo establecido para sectores orientales del Sistema Central (FISCHER 1894) es generalizable (SCHMIEDER 1915, SCHWENZNER 1937, BIROT y SOLE SABARIS 1954), etc. y ha sido aplicado a esta zona en concreto (PEDRAZA 1978).

Se someta a discusión o no el modelo genético-evolutivo de la "Escalera de Piedemonte" desarrollado por PENCK, (1924, Ref. 1972) para los macizos antiguos, y aplicado, en cierto modo, por SCHWENZNER (1937, Ref. 1943) al Sistema Central, lo cierto es que la fisonomía de estas montañas se ajusta bastante bien a él. Siempre es posible reconocer un sistema de llanuras escalonadas que, siguiendo a SCHWENZNER (op. cit.) queda configurado según una Superficie de Cumbres y tres de Meseta, que se señalarán como M₃ o de Pa-

ramera, y M_2 y M_1 de Piedemonte, en rampas y campiñas.

Para SCHWENZNER (op. cit.) se partiría de un arrasamiento general que forma la superficie fundamental de la Meseta, y hoy ocupa las cumbres del Sistema Central. Cada una de las llanuras o escalones se corresponde con otros tantos arrasamientos parciales que, debido a la tectónica continua y de intensidad creciente, han ido quedando colgados. En su consideración, la Superficie de Cumbres sería de edad Intraterciaria (post-oligoceno inferior-pretortonense), la M_3 finimiocena y la M_2 y M_1 pliocenas.

Para SOLE (1952) y BIROT y SOLE (1954), todos estos escalones corresponderían a una superficie finimiocena desnivelada por la tectónica al iniciarse el Plioceno. Los piedemontes (M_2 y M_1), serían de edad pliocena y corresponderían, en idea de BIROT (1937), a una "superficie tipo Pediment".

El significado de las superficies de erosión antiguas, premiocenas, en el relieve actual, que fue descartado en los modelos anteriores, cobra actualidad en otras interpretaciones genéticas del Sistema Central, tal como ya señalaron SCHMIEDER (1915) y HERNÁNDEZ PACHECO (1923).

PEDRAZA (1978), en un modelo intermedio o mixto entre los propuestos por SCHWENZNER (op. cit.) y SOLE (op. cit.), considera una "superficie tipo penillanura, poligénica y heterocrona" (es decir, fue elaborada, a lo largo de diferentes ciclos, por procesos variados, presenta fisonomía de penillanura y ha finalizado "fosilizada" o bien "colgada" respecto a los agentes erosivos) como fundamental en la génesis del Sistema Central. Dicha superficie hoy quedaría formando las Cumbres y Parameras (M_3). Partiendo de ella, durante el Terciario Medio, con posible inicio en el Inferior (Oligoceno) y llegando al Superior (Plioceno), se desarrolla una etapa de pedimentación. Primero en condiciones similares a las de sabana, que llega a originar una superficie tipo "Etchplain", según el modelo de las superficies grabadas y exhumadas de BÜDELL (1957). Esto está apoyado por: la fisonomía de los relieves, por presencia de "Inselbergs", por los datos paleoclimáticos, por las descripciones de los perfiles de meteorización, los procesos genéticos de los sedimentos correlativos, etc. (BOTELLA y HORNOS 1884, CALDERÓN y ARANA 1884 a y b, VAUDOUR 1977, GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL 1978, etc.).

Esa superficie tipo "Etchplain" posteriormente sería desnivelada por la tectónica en el Plioceno Medio y/o Superior y relabrada por un proceso de pedimentación bajo condiciones climáticas más uniformes, de mayor sequía, hasta definir una fisonomía de "Pediment" tipo árido o semiárido, tal cual lo considerará BIROT (op. cit.), según el modelo descrito en el SO árido de U.S.A.

Al primer proceso, el de Pedimentación de Sabana, corresponderían los materiales que rellenan las cuencas (ciclo arcósico, PEDRAZA, 1978), al segundo, Pedimentación árida, los depósitos de las Rañas, similares y asociados. Todo ello configura la génesis de los piedemontes (M_2 y M_1) y las superficies generales en la cuenca (superficies de los páramos y campiñas).

Como ya se ha señalado en diversos trabajos y por diferentes autores (PEDRAZA 1978, CABRA et al. 1983, CENTENO 1983, CENTENO et al. 1983, etc.) toda una serie de cerros, hombreras, incluso, como ocurre en esta zona, alineaciones, se sitúan en posición topográfica dudosa, entre las superficies de paramera y los piedemontes y podrían ser interpretados como residuos de esa posible etapa de formación de una superficie tipo

“Etchplain”.

GARZÓN (1980), como SCHMIEDER (1915) y H. PACHECO, E. (1923), etc. considera como superficie fundamental la finicretática que, se habría generado bajo condiciones de alta humedad y temperatura. En las cumbres y parameras habría sido transformada en “tipo penillanura” durante el ciclo arcósico (Mioceno y tiempos próximos).

En suma, sea cual fuere el modelo genético, el relieve de esta zona, en su configuración general, se ajusta a la fisonomía peculiar de todo el Sistema Central: conjunto de planicies escalonadas. Ello es consecuencia de las sucesivas etapas de arrasamiento-elevación tectónica habidos en el macizo y que, como hemos visto, pueden ser interpretadas de diferentes maneras. Resta señalar que, en esta zona y a diferencia de lo que ocurre en otros lugares del Sistema Central, hay una presencia notable de esos relieves de transición entre Parameras y Piedemontes.

5.1.2. El modelo de detalle

Si la tónica general en todo el Sistema Central y en lo referente a estos procesos, señala un predominio de las acciones degradantes frente a las agradantes, en esta zona se manifiesta de una manera neta. Apenas hay formaciones superficiales en el fondo de las depresiones interiores o éstas son de muy escasa potencia. Las laderas y bordes de las mismas están generalmente limpias, con escaso desarrollo de coberteras incluso edáficas. Hay notables diferencias sin embargo, entre las zonas metamórficas, más coluvionadas, y las graníticas mucho menos; no obstante siempre es posible encontrar saprolitos tapizando la mayoría de los terrenos.

La ya citada dispersión de cerros en esta zona, obedece en muchos casos a FENÓMENOS FLUVIALES y ASOCIADOS, que han realizado fuertes encajamientos a favor de fracturas y fallas. Son frecuentes también las formas de sustitución de antiguas llanuras generalizadas, esto es, los rellanos escalonados similares a las “vertientes glaciais” (PEDRAZA, 1978) definidas en las cuencas.

Saprolitos, coluviones, formaciones edáficas, etc., son consecuencia en su gran mayoría de FENÓMENOS GRAVITACIONALES, ya sean puros o mixtos.

Finalmente y en ciertas vaguadas de las zonas altas de la ladera, así como en los rellanos de paramera, hay signos de una acción PERIGLACIAR aunque no muy intensa.

La datación de estos fenómenos es, por el momento imposible, aunque pueden referirse cronologías tentativas a nivel orientativo.

En suma, el modelado reciente, que se sobreimpone degradando y/o sustituyendo a las morfologías previas de las grandes superficies, corresponde en su gran mayoría a formas de incisión fluvial.

5.2 EL 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 1983, 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 asociados configuran un proceso morfogenético) 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, megamorfologías.

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 formas, aunque a veces se asocian a un agente o a una acción modeladora específica, tanto más frecuente cuanto más reciente sea la génesis de la unidad y viceversa.

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 asociación puede ser por:

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

DEGRADACIÓN, caso de elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generadores 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.

5.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

5.3.1 Superficie tipo penillanura en Parameras

Pertenece al nivel M_2 definido por SCHWEN7NFR (1937) y en su gran mayoría forma

parte de las Parameras abulenses que se extienden entre Pinares Llanos, en el Puerto de los Leones, en la Sierra de Guadarrama, hasta la Sierra de la Paramera, ya en el dominio de Gredos, formando uno de los mejores ejemplos morfológicos de este tipo de unidad en el Sistema Central.

Su fisonomía es la de una penillanura, es decir una "casi planicie", de vertientes suaves, alomada, con algunos relieves destacados formando residuos, tipo Monadknocks, y depresiones someras, tipo Nava, desarrollados a favor de zonas de mayor debilidad litológica por fracturación y/o alteración de la roca. Presenta una red hidrográfica calificable como evolucionada y que en los bordes de la planicie, hacia las laderas, ha experimentado un intenso "rejuvenecimiento", encajándose en fuertes gargantas, en su mayoría controladas por la red de fracturas. Presenta también algunos suelos periglaciares débilmente estructurados, tales como enlosados, "gaps", etc.

Como ya se ha descrito en el apartado precedente, su génesis se asocia, según los autores, bien a una Penillanura finimiocena, bien a una Penillanura poligénica, bien a una superficie intertropical reelaborada y transformada en algo similar a una penillanura.

5.3.2 Escarpes de articulación formando laderas

En esta zona son característicos los escarpes de articulación entre diversas formas, ya sean rellanos, cerros, crestas, etc. y sus bases, o bien, alineaciones, superficies, encajamientos, y sus piedemontes o fondos de valle. Sin embargo, los únicos que pueden ser considerados a nivel de unidad, tal cual se definen a lo largo de todo el Sistema Central, son los escarpes de articulación entre la superficie de Paramera y sus piedemontes.

En general se trata de pendientes escarpadas, rectilíneas en conjunto, aunque en detalle pueden presentar algunas inflexiones debidas a la incisión fluvial.

En todos los casos son asociables con líneas tectónicas, si bien su calificación como plano de falla, escarpe de línea de falla, etc., no es fácil de establecer, por lo que se pueden encuadrar en el contexto global de escarpes tecto-erosivos sin más. Teniendo presente esa indefinición, tampoco es posible establecer el significado de algunas hombreras que quedan a lo largo de esta unidad.

Incisiones torrenciales y coluvionamientos, ambos muy dispersos, son los elementos degradantes más característicos de entre todos los presentes en la unidad. Anotemos que, como es general en las laderas del Sistema Central, hay siempre unos recubrimientos someros asociables a removilizaciones de regolitos y desarrollo edáfico.

5.3.3 Relieves residuales poligénicos formando "inselbergs"

A lo largo de todos los piedemontes del Sistema Central e incluso en asociación con ciertos tramos de las laderas, se encuentran múltiples relieves que pueden ser considerados como residuales. Su fisonomía escarpada, a veces culminando en formas dómicas, crestones, etc., y su contraste neto con la base donde asientan, hacen que puedan ser catalogados en el contexto de "Inselbergs".

En esta zona ese tipo de morfología alcanza gran desarrollo y, en algunos casos, aunque su planicie culminante pudiera asociarse a la de las parameras (lo cual se ha venido ha-

ciendo hasta el momento, en ésta y en otras zonas), tal profusión y continuidad hace pensar en una morfología autónoma capaz de ser encuadrada en el contexto de una unidad.

Con las consiguientes reservas a que lleva la falta de datos concluyentes, asociamos la génesis de esta unidad con los procesos de generación, durante el "ciclo arcósico" (¿Oligoceno al Plioceno Inferior?), de esa superficie tipo "Etchplain". Por tanto serían los restos no degradados de la fase de "pedimentación de Sabana" cuyos sedimentos correlativos rellenan las cuencas terciarias de la Meseta.

La presencia de diferentes rellanos culminantes, y sus correspondientes articulaciones e inflexiones de base ("nicks", podría decirse en términos no muy propios), hacen pensar en una génesis según etapas asociadas a diferentes ciclos, de ahí su calificativo de "poligénicos".

5.3.4 Depresiones interiores formando piedemonte

La estructura general de estos relieves, la presenta como una zona hundida respecto al entorno inmediato; tiene, por ello, un control tectónico neto, lo cual queda patente en el trazado de sus límites que, a grandes rasgos y a veces en detalle, se ajusta al de las grandes fallas y fracturas.

Prolongándose hacia zonas aledañas, tales como los valles del Avellaneda, Cofio, Arroyo de la Puebla, etc. la depresión se centra en San Martín de Valdeiglesias-El Tiemblo-Cebreros. Sus límites en el frente Oeste y Este corresponden a escarpes netos, los mismos que definen la unidad de ladera en el primer caso y la de los "inselbergs" poligénicos, en el segundo. Hacia el Norte y Sur, por el contrario, quedan más suavizados y hace pensar en un bloque hundido dentro de un conjunto de tres grandes bloques basculados de Norte a Sur; el que enlaza con las Parameras al Norte y el que configura las Rampas al Sur. Todos ellos podrían calificarse como "el verdadero pasillo de separación entre las Sierras de Gredos, al Oeste y Guadarrama, al Este".

Su morfología en detalle, es, a todos los efectos y dada la escasez de recubrimientos, convergente con la de los "Pediments" que definen los piedemontes en las rampas.

5.3.5 Superficies tipo pediment formando rampas

Estas unidades son las características de los bordes del Sistema Central, formando transición entre las elevaciones o Sierras y las Cuencas terciarias.

Se trata de planicies, en general degradadas por la incisión fluvial, que forman el piedemonte externo con pendiente centrífuga a partir de las elevaciones. Su arranque está por lo general bien definido mediante una ruptura de pendiente neta (¿NICK?) y a lo largo de su trazado hay gran profusión de relieves residuales "tipo inselbergs" que, en general, presentan dimensiones limitadas. Anotemos que esta tendencia general aquí queda bastante desdibujada en el centro-sur, al aparecer el piedemonte tipo depresión, que da a esta unidad de la rampa una fisonomía de meseta.

En su trazado pueden aparecer dos escalonamientos, que corresponden a otras tantas fases de desnivelación tectónica v/o modelado. así pueden diferenciarse:

5.3.5.1 *Superficie tipo "pediment" formando rampa superior*

Enlaza directamente con las elevaciones aunque, como ocurre en esta zona, pueda quedar interrumpida por depresiones que se prolongan hasta la misma unidad de ladera. Por lo general, los relieves residuales que comportan son de mayor entidad que en el otro "pediment", y aunque haya formas dómicas, abundan los crestones, cerros con culminación plana o irregular, etc. En el contexto evolutivo son clasificables como de TERCERA GENERACIÓN, es decir tras los "monadnocks" e "inselbergs" poligénicos. Se corresponde con el nivel M_2 definido por SCHWENZNER (1937).

5.3.5.2 *Superficie tipo "pediment" formando rampa inferior*

En sentido genético-evolutivo estricto se trata de un "falso pediment" ya que está generado a costa del "pediment" superior a veces por simple desnivelación tectónica, otras por desnivelación y fenómenos modeladores, los cuales han tenido un desarrollo irregular; en unas zonas de simple retoque del "pediment" desnivelado, en otras de verdadera sustitución del mismo, hasta hacer que sea este segundo el que enlaza directamente con las elevaciones a partir del borde del macizo.

Se corresponde esta unidad con el M_1 de SCHWENZNER (1937). Comporta relieves residuales, más limitados que en el caso anterior aunque abundantes, y que deben ser considerados como de CUARTA GENERACIÓN.

5.3.6 *Vertientes glaciis y formas de sustitución y/o degradación actual y subactual de las otras unidades*

En este caso, como también ocurre con los relieves residuales poligénicos, es discutible su significado a nivel de unidad geomorfológica.

Si desde el punto de vista geométrico no hay duda de su entidad (presentan dimensiones y fisonomía acordes con una unidad), desde el genético pueden presentarse serias objeciones para llegar a esa asignación. El problema, en este y otros casos es llegar a separar lo que es simple generación de elementos degradantes sobre una unidad, de lo que es una verdadera sustitución con la generación de elementos característicos de esa otra unidad creada.

Sea como fuere y al contrario de lo que ocurre en otras zonas del Sistema Central, en ésta que nos ocupa, la degradación ha llegado en muchos casos a borrar por completo la morfología previa, por ello, aún tratándose de zonas dispersas, creemos justificada su separación a nivel de unidad aún cuando dejemos abierta la discusión sobre este problema.

En principio, la génesis de estas formas hay que asociarla con los primeros estadios en la definición de los encajamientos de la red hidrográfica actual. Se trata por ello de rellanos escalonados, a modo de terrazas, que se diferencian de ellas en su notable pendiente dando perfiles de glaciis y aunque asociable a los cauces fluviales, no siempre acorde con los trazados actuales.

Cuando el primer replano arranca de escarpe suele tener carácter de verdadero glaciis, en general mixto.

Desde el punto de vista genético-evolutivo, pueden clasificarse estas formas como de transición entre las morfologías de planicies generalizadas, precuaternarias y las de llanuras locales encajadas o aterrazamientos cuaternarios.

Según se desarrollen en uno u otro contexto se diferencian:

5.3.6.1 *Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual y subactual de otras unidades en la rampa*

Con las características descritas se definen sobre sustrato cristalino comportando relieves residuales tipo crestón, dómico, etc., encuadrables en el contexto de QUINTA GENERACIÓN

5.3.6.2 *Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual y subactual de las otras unidades en la campiña*

Con todas las características descritas se definen sobre sustrato arcóscico en los materiales de borde de cuenca. Comportan algunos relieves residuales de muy escasa entidad, pequeños cerros, y son más frecuentes los recubrimientos sobre cada nivel.

5.3.7 Sistema de aterrazamiento Alberche-Perales

En esta zona esa unidad queda reducida al mínimo, únicamente tres niveles de terraza sobre el río Perales y la penetración de una del Alberche.

Señalemos, no obstante, que el sistema Alberche-Perales coincide o se instala en la depresión marginal o de borde de Aldea del Fresno-Almorox que ha sufrido frecuentes etapas de subsidencia durante el Cuaternario (PEDRAZA, 1976, 1981), al estar situada en la misma zona de contacto macizo-cuenca.

5.4 DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS

5.4.1 Elementos asociados a las superficies de erosión

Se analizarán aquí todas aquellas formas generadas durante la formación de las unidades mayores. Ello implica tanto a las llanuras escalonadas, producto de agentes del modelado, como a sus escarpes que, en muchos casos, tal como se señalará, son netamente tectónicos.

Se trata de formas relictas, es decir, que no están en equilibrio con las condiciones morfogenéticas actuales y subactuales. Debe precisarse sin embargo, la presencia de formas convergentes que pueden estar generándose en la actualidad, hecho notable en estas zonas, tal como fuera descrito recientemente (PEDRAZA 1984, CENTENO 1987 y SANZ 1987).

Según su fisonomía, significado morfográfico, contexto evolutivo y genético pueden diferenciarse varios tipos, así:

5.4.1.1 Residuos bien conservados de superficie tipo "Pediment"

Se encuentran tanto en la Rampa como en las depresiones interiores y tanto en la superior como en la inferior. En el caso de las Depresiones deben considerarse como formas convergentes con las de los "Pediments" de las Rampas.

Forman retazos de planicie que han quedado como "residuos de posición" respecto a los elementos sobreimpuestos, generados a costa de esta unidad por los procesos degradantes, básicamente los fluviales. Comportan todos los rasgos característicos de la superficie a que pertenecen, es decir, están sobre sustrato cristalino, con una pendiente centrífuga y soportando relieves residuales tipo "inselbergs", por ello son ELEMENTOS PROPIOS.

En el caso de las depresiones, se trata de "fondos convergentes con el Pediment", tal como se han señalado en otras áreas. Su fisonomía es paralela a la del "Pediment", pero su posición denuncia procesos de hundimiento que condicionan los procesos evolutivos distanciándose, a veces no mucho, de aquella otra unidad.

5.4.1.2 Residuos degradados de superficie tipo Pediment

Se encuentran tanto en las Rampas, superior e inferior, como en los fondos de Depresión.

Se trata de zonas, de dimensión variable, en las que, aún pudiendo reconocerse la morfología original, se ha producido un proceso modificador de la fisonomía auténtica aún sin que haya llegado a ser sustituida por otra.

5.4.1.3 Relieves residuales

Se clasifican según su fisonomía y significado en el contexto evolutivo-genético de la región, pues se presentan diferentes generaciones (PEDRAZA 1978, 1984, SANZ 1987).

c.1.) Tipo "Monadnock": Corresponden a las formas que caracterizan los grandes resaltes en la superficie "tipo penillanura", entendida ésta según la fisonomía que describiera DAVIS (1899), pero con génesis más compleja (ver KLEIN, 1959 y 1985).

Son pues formas alomadas de resalte, con articulaciones suavizadas en la llanura, culminación redondeada y que presenta continuidad topográfica con el trazado de la superficie. Son características de la superficie de Paramera, M₃ de SCHWENZNER (1937) y pueden ser catalogadas como LA PRIMERA GENERACIÓN DE RELIEVES RESIDUALES (Premioceno quizás preoligoceno medio).

c.2.) Tipo "Bornhart": Se trata de resaltes de dimensiones variables, decenas a centenares de metros, según los casos, que se sitúan en diferentes unidades, siempre "pediment" o morfogénesis asociable.

Son formas crónicas reguladas por la litología y que, frecuentemente, definen domos ya sea en su culminación, ya sea en todo su desarrollo.

Sa han formado en generaciones muy diversas ya que pueden aparecer:

- En la culminación de la unidad de los relieves residuales poligénicos, se tratará pues de RESIDUOS DE SEGUNDA GENERACIÓN (¿Miocenos?).

- En zonas no culminantes de esta unidad anterior o sobre el "Pediment", tanto en su desarrollo en las rampas como en depresiones. En estos casos se trataría de RESIDUOS DE TERCERA Y CUARTA GENERACIÓN (¿Pliocenos?).

- En la unidad de sustitución de los "pediment", en cuyo caso se trataría de RESIDUOS DE QUINTA GENERACIÓN (subactuales).

- En las márgenes de los valles de incisión fluvial actual y/o subactual, en cuyo caso sería equiparable a los de QUINTA GENERACIÓN o quizás una nueva y última (Actuales).

c.3.) Tipo cerro testigo: Son formas generalmente de culminación plana, y contraste neto sobre la llanura que se elevan, por ello de fisonomía troncocónica, más o menos irregular.

Su culminación presenta retazos de alguna unidad de las descritas por lo que pueden y deben considerarse como verdaderos TESTIGOS DE LA SUSTITUCIÓN de una unidad por otra.

Su generación es calificable según el RESIDUO que culmine el cerro, así:

- SEGUNDA, se encuentran sobre los relieves residuales poligénicos presentando culminación correlacionable con la superficie "tipo penillanura". También pueden definirse en los bordes de esa penillanura

- TERCERA, se presentan sobre el "pediment" superior (rampa superior) y su convergente en la depresión, con culminación correlacionable con esa posible llanura tipo "Etchplain" previa al "pediment".

- CUARTA, se presentan sobre el "pediment" inferior (rampa inferior) y, en su convergente de la depresión, su culminación es correlacionable con el "pediment" superior.

- QUINTA, se presentan sobre los relieves de sustitución de las grandes planicies de piedemonte y culminación de la cuenca. Su residuo de culminación es correlacionable con el "Pediment" inferior y la llanura alta de campiña (no definida en esta zona), por estar sustituida en su totalidad y que corresponden a la M₁ de SCHWENZNER (1937) en las cuencas.

Cada una de estas generaciones es posible determinarlas en el mapa, mediante esa culminación y el RESIDUO TESTIFICADO que se representa mediante la trama correspondiente (ver rellanos, culminaciones y hombreras residuales).

c.4.) Tipo crestón: Se trata de relieves alargados que suelen asociarse a una capa, filón, dique, etc. de roca. Son relieves claramente de resistencia, y difíciles de clasificar en generaciones, ya que es la estructura o disposición de la roca la que controla el relieve pudiendo hacer que, un mismo elemento morfológico de este tipo, penetre en varias unidades. De cualquier manera y según la unidad donde se asientan, puede aludirse a SEGUNDA (sobre los relieves residuales poligénicos en su zona culminante), TERCERA y CUARTA (en los "Pediment" y su convergente de la depresión) y QUINTA (en las vertientes glaciares del Macizo).

Merece especial atención una serie de relieves de este tipo, a veces degradados ya a "TORS", que aparecen en la superficie de Paramera y que, en principio asociamos a una génesis reciente y degradante de aquella superficie, por procesos mixtos fluviales y periglaciares, por ello han de ser cualificados como de QUINTA GENERACIÓN

En lo referente a todos estos relieves, deben precisarse algunas cuestiones, así:

- Los tipo "Bornhart" y Crestones, a veces pueden ser parte fisonómica de los cerros testigos, no son por tanto excluyentes entre sí estas formas.

- La distinción entre "Bornhart" e "Inselbergs", es aún polémica y de hecho en otras zonas del Sistema Central se han eludido tales diferencias (ver Mapas Geológicos de Cerdilla, Las Navas del Marqués, El Espinar); sin embargo aquí, dada la dimensión de los relieves intermedios y las precisiones recientes en este campo (CENTENO, 1987), preferimos diferenciar claramente entre lo que es una FORMA RESIDUAL DÓMICA COMPLEJA, cualesquiera que sean sus otros atributos, y lo que es una FORMA RESIDUAL de mayores dimensiones y que denuncia un proceso de morfogénesis peculiar, tal como parece apuntarse aquí en la generación de llanuras de lavado o "Etchplain". De cualquier modo dejamos este tema sujeto a posible revisión.

- En las generaciones de relieves residuales se han asignado ejemplos tipo, sin embargo tal como se presenta en la cartografía y denuncia la denominación en la unidad de Relieves Residuales tipo "Inselbergs", hay, a su vez, relieves residuales de diferentes ciclos morfogénéticos, razón de su calificativo como POLIGÉNICOS.

5.4.1.4 Rellanos, culminaciones y hombreras residuales:

Se trata de pequeñas planicies que interrumpen, culminan o separan los relieves escarpados. Posición topográfica y fisonomía permiten correlacionarlos con una unidad definida, por ello este tipo de formas, en muchos casos, no es sino parte de otras: los cerros testigos. Aquí aparecen agrupados, para recalcar su significado y dar una más completa referencia evolutiva.

Por su posición y, dentro de ella, por su asociación como "residuo o testigo" de una unidad dada, se clasifican:

- d.1.- Sobre la unidad de ladera.

- d.1.1.- Sin asociación específica.

- d.1.2.- Asociados a la unidad de "Pediment" y su convergente en la depresión.

- d.1.2.1.- Con el "Pediment" Superior.

- d.1.2.2.- Con el "Pediment" Inferior.

- d.2.- Sobre la unidad de relieves residuales, tipo "Inselbergs" y sobre relieves residuales tipo "cerro testigo".

- d.2.1.- Asociados a planicies superiores "tipo penillanura".

- d.2.2.- Asociados a la Unidad de "Pediment" y su convergente en la depresión.

- d.2.2.1.- Con el "Pediment" Superior.

- d.2.2.2.- Con el "Pediment" Inferior.

- d.2.3.- Asociados a la planicie de culminación de la campiña (no representada en esta zona como unidad, dada su total degradación).

- d.3.- Rellanos de degradación de superficies.

- d.3.1.- En vertientes glaciares y relieves de sustitución en general.

- d.3.2.- En la articulación entre el "Pediment" o Rampa inferior y la Cuenca terciaria.

5.4.1.5 Aristas, cerros y alineaciones de culminación de relieves

Como en el caso anterior, más que un elemento en sí mismo, es parte de él ya que se trata de simbolizar determinadas culminaciones, señalando su carácter exiguo y agudo en gran continuidad.

Digamos por ello que se trata de una simbología que alude a fisonomía únicamente, dentro de lo que es verdadera morfología de unidad, caso de la Superficie de Paramera tipo Penillanura o de los Relieves Residuales tipo "Inselbergs", o de un elemento, caso de algunos Relieves Residuales.

5.4.1.6 Fondos de depresión, grabens y corredores de enlace entre ellos.

En los relieves deprimidos del interior del Macizo, se presentan elementos correlacionables con unos procesos de modelado definidos; ya sean los de pedimentación, ya sean los de degradación fluvial, etc.; sin embargo hay retazos, incluso depresiones en su totalidad, en los que ello no es posible, a pesar de que su fondo presenta una fisonomía plana y bien elaborada.

Sin demasiados datos al respecto, hemos de suponer que se trata de nivel de superficie, cualquiera que sea, situado por la tectónica en esa nueva posición.

La extremada planitud de alguna de ellas y la presencia de un pequeño afloramiento de sedimentos detríticos, de significado genético y cronológico dudoso en el valle del Cofo, arroyo de Puebla, hace pensar en alguno de estos fondos de depresiones como una llanura exhumada.

De todos modos lo aislado y confuso del afloramiento (detectado por A.G. UBANELL y citado más tarde en PEDRAZA, 1978) no permiten concluir nada al respecto.

5.4.2 Escarpes de posición y génesis variada asociados a la red de fracturas.

Se trata de fisonomías bien definidas, escarpadas, con desarrollo y pendientes variables, aunque su génesis y significado morfológico es multiple; en unos casos son tectónicos, en otros proceden de la generación de los pediment, y en otros del encajamiento fluvial, etc.

Aparte de su fisonomía, todos ellos presentan un rasgo destacado y común; "HAN SIDO GENERADOS SEGÚN LAS DIRECTRICES DE LA RED DE FRACTURAS". Ese papel, tan citado en las descripciones morfológicas del Sistema Central, generalmente no se concreta en la cartografía, ya que, aún reconociendo el papel determinante de aquéllas, se priorizan los procesos de modelado sobre la estructura y se asignan estos escarpes a los agentes modeladores. Aunque aquí se clasifiquen así en segundo término, se reconoce a priori el papel determinante de la red de fracturas.

De acuerdo con su desarrollo, posición morfológica y relaciones genéticas, se diferencian:

5.4.2.1 Escarpes de articulación entre la unidad de "Pediment" y las inferiores.

Son formas de desarrollo irregular, entre los 60 y 100 m. pendientes variables entre 10-30%, siendo las más frecuentes las de 15-20%.

Genéticamente deben clasificarse como mixtas. En la mayoría de los casos se trata de escarpes modelados bien exagerando su desarrollo, bien acomodándolos al trazado de la red de fracturas, etc. En cualquier caso y salvo algunos frentes de residuos de pediment formando cerros, la erosión no ha sido capaz de anular el trazado del escarpe de acuerdo con la estructura.

5.4.2.2 De falla netos

En estos casos se trata de planos de falla o escarpes de línea de falla, bien definidos. Su trazado irregular es debido a la interferencia de distintas redes de fractura, tal como es normal en el contacto entre los materiales cristalinos del macizo y los sedimentarios de la Cuenca Terciaria.

Su desarrollo está entre los 40 y 60 m. con pendientes variables entre 20-35%, aunque tenga tramos concretos de mayor verticalidad.

En ambos casos, pero sobre todo en los escarpes de plano de falla, hay signos evidentes de exhumación.

5.4.2.3 Formando relieves residuales tipo "inselbergs"

Tienen un desarrollo amplio y uniforme, por lo que se asemejan en muchos casos a la unidad de ladera, unidad en la que probablemente se incluyen en otras áreas del Sistema Central, si no se considera como tal ésta. Varían entre 60 y 300 m., siendo los más frecuentes alrededor de 100 m. Sus pendientes varían entre 15 y 40% siendo los más frecuentes alrededor del 20-25%.

Su génesis es compleja, pues aunque su trazado sea asociable a fracturas y fallas, hay que considerar que son relieves modelados en diferentes etapas y en ellas se mezclan exhumaciones, procesos de pedimentación en ambientes de Sabana o semiárido, y encajamientos fluviales recientes.

5.4.2.4 Formando gargantas

Con desarrollo entre los 40 y 100 m., más frecuentes 60 m., y unas pendientes entre 25 y 30%.

Corresponden a frentes de gargantas, en los que el papel del encajamiento fluvial es el generador, pero el trazado de la falla o fractura ha sido determinante. Aunque esto ocurra en muchos otros casos, aquí ha podido cartografiarse el escarpe, dado su gran desarrollo.

5.4.3 Elementos generados por procesos gravitacionales y fenómenos asociados.

La clasificación anterior, siempre problemática, y en defecto de otras más adecuadas, alude a aquellas formas asociadas a un depósito producido, en gran medida, mediante un fenómeno de "autotraslación". Es decir, es un desplazamiento de material por sí mismo, sin medio importante. Esto, que a veces se alude como "fenómenos en masa", lo cual no

siempre se cumple, implica la presencia de una pendiente, ladera, escarpe, etc. que actúa como soporte de dicho proceso.

En la mayoría de los casos, la acción de traslación no es estrictamente en "medio seco" y el agua, la nieve o el hielo, contribuyen bien a desencadenar, acelerar o modificar, el fenómeno de autotraslación, bien a generar otro que se mezcla con el puramente gravitacional.

En todos los casos, se trata de FORMAS ASOCIADAS A UN DEPÓSITO y que se superponen a las restantes formas salvo a las generadas por el canal actual. Su escaso desarrollo espacial y lo poco concreto del agente generador, impide elevar estos elementos a la categoría de unidad.

Su localización preponderante es la de "recubrimientos de pie de escarpes", de hecho en muchos casos estos materiales son denominados como "depósitos de piedemonte", aunque este término es un tanto restrictivo, pues aparecen allí donde la pendiente presenta una inflexión adecuada para que haya estabilización o cese de la autotraslación; por ello, aunque el pie de una unidad como la ladera, es decir, piedemonte, sea el lugar más adecuado, como puede verse en la cartografía, también aparecen estos depósitos dentro de la misma ladera, ya sea en hombreras, rellanos, depresiones, bordes, etc. En este sentido habría que aludir a estas formas como típicas de taludes que modifican la transición ESCARPE-LLANURA DE BASE.

Lo anterior tampoco invalida la presencia de depósitos de este tipo a través o a lo largo del escarpe mismo, hecho muy general en todas las unidades de ladera del Sistema Central, donde actúan como un recubrimiento, en su mayoría no cartografiable por la escasa potencia, algunos centímetros, e irregularidad. En estos casos suelen ser regolitos y/o coluviones removilizados asociados a procesos de edafización.

Dentro de estos elementos en esta zona se diferencian:

5.4.3.1 Coluviones

Materiales de granulometría variada y muy condicionada por el área madre y la situación del depósito; más gruesos en los típicos de pie de escarpe, más finos en los de transición topográfica dentro de las mismas vertientes. Más gruesos también en áreas graníticas y más finos en metamórficas. Asociados a la granulometría pueden referirse diferencias genéticas: mayor actividad de los fenómenos de caída, avalancha y descarga por medio fluido, aguas de arroyada, en el caso de granulometrías gruesas; mayor actividad de fenómenos en masa típicos, deslizamiento, solifluxión, flujo incluso, y lavado por aguas de infiltración o surgencia, en los de granulometría más fina.

5.4.3.2 Canchales

Son acumulaciones de bloques que tapizan la vertiente en cuencas de recepción torrencial, y cuya génesis debe asociarse con fenómenos de caída, más o menos asistida por fenómenos periglaciares de hielo-deshielo.

Se trata de derrubios de grandes bloques que, en esta zona, están bastante localizados y, en principio, estabilizados, aunque no puede asegurarse una falta total de actividad en

el momento presente y/o reciente.

La edad concreta de estos elementos es difícil de acotar y por ello han de ser referidos simplemente como cuaternarios.

5.4.4 Elementos fluviales y de procesos asociados

La morfogénesis originada por las aguas de escorrentía, sean concentradas o semiconcentradas, es la dominante en estas zonas durante todo el Cuaternario y según la modalidad de jerarquización y encajamiento progresivo.

Debido a lo anterior, estos agentes han sido los únicos capaces de desarrollar elementos degradantes, con entidad suficiente como para llegar a definir nuevas morfologías con categoría de unidad al sustituir las formas previas. Aún cuando no se haya llegado a ese nivel, los elementos sobreimpuestos por degradación se deben a estos fenómenos.

Aún teniendo génesis variadas, todos estos elementos muestran una dependencia casi exclusiva de las aguas de escorrentía. Partiendo de ello se establecen los elementos siguientes:

5.4.4.1 *Rellanos articulados en vertientes con perfil de glacis*

Corresponden a formas de degradación pura, debidas a la acción erosiva de las aguas de escorrentía en los primeros estadios de jerarquización.

Se trata de un sistema de rellanos o replanos escalonados y articulados entre sí por pequeños escarpes o inflexiones. Los primeros, articulaciones escarpadas, suelen asociarse a degradaciones secundarias producidas por arroyos jerarquizados a partir del canal principal, los segundos, inflexiones, proceden del escarpe suavizado pero coetáneo con el rellano.

Estos elementos son característicos de la unidad de "vertientes glacis" y de sustitución o degradación de relieves previos.

Sin poder establecer cronologías precisas y teniendo en cuenta una génesis pliocena o plio-pleistocena para la superficie M_1 ("Pediment" inferior y superficie culminante de la campiña) a la cual degradan, ha de suponerse para estos procesos un inicio entre finales del Plioceno y principios de Pleistoceno y un funcionamiento variable en cada zona; ello depende del grado de jerarquización de cada canal. La evolución de cada rellano, una vez "colgado" por el encajamiento de los canales, es el de una vertiente bajo la acción de aguas de arroyada.

5.4.4.2 *Glacis*

Los glacis, cuya tipología está aún por concretarse, en este caso y bajo un término puramente descriptivo, se agrupan en varios sistemas de planicies.

Tienen un desarrollo muy local en el frente sur de la depresión de San Martín de Valdeiglesias-El Tiemblo-Cebreros. Forman enlace entre los escarpes del "pediment", las "vertientes glacis" o los escarpes de la "superficie convergente con el pediment" y las "llanuras de aterrazamiento".

Con un perfil plano-cóncavo o plano-convexo, arrancan de los escarpes antes citados y se extienden hacia el frente de los canales actuales. En la misma articulación con los escarpes pueden aparecer asociados a depósitos de piedemonte, ya sean taludes de coluvionamiento, ya sean sistemas de conos solapados o coalescentes. Su pendiente en todos los casos es muy escasa, aunque varía, como siempre ocurre en estas formas, aumentando hacia las zonas de articulación con los escarpes.

Genéticamente y aunque en general también se aluda a fenómenos variados, a veces dispares, en esta zona está muy clara su asociación con los procesos iniciales de jerarquización de la red hidrográfica. Ello es así al presentarse como elementos de transición entre los replanos de las vertientes glaciales, (de hecho son una forma más elaborada que esos replanos, pero siguiendo procesos similares), y las terrazas. El funcionamiento de la red generadora de estos elementos está regulado por varios fenómenos, así: gran capacidad de divagación ante la ausencia de encajamiento; un control de caudales más por los aportes de aguas emergentes de los escarpes que por un canal emisario o colector principal que, de estar definido, depende de aquellos primeros; una acción bastante bien definida de la arroyada en manto que evita la incisión lineal. Estos fenómenos básicos forman en cada caso una modalidad concreta.

De acuerdo con esas modalidades genéticas y su posición en el contexto evolutivo se diferencian:

5.4.4.2.1 *Glacis de erosión con recubrimientos discontinuos*

Se trata de los glacis más extensos y desarrollados directamente sobre el sustrato, en general alterado. Cuando la roca se presenta fresca pueden aparecer resaltes, tipo "Tor", que interrumpen el desarrollo del glacis.

En su trazado presenta un ligero recubrimiento de material movilizado del sustrato cuyo significado genético en relación con el glacis es problemático. En su articulación con los escarpes se asocia a formaciones superficiales, coluviones en general, o algunos conos de deyección, en los que tampoco es fácil establecer significados genéticos parejos. En general parece que las removilizaciones son claramente postgenéticas en relación con la planicie del glacis y afectan a los coluviones y conos de cuyo material se nutre también. En los depósitos de pie de escarpes hay criterios para establecer su funcionamiento posterior a la génesis del glacis. Sin embargo, ello no implica que, al menos en parte, hayan tenido un funcionamiento conjunto. Se trataría pues de una mayor permanencia de estos procesos en relación con los del glacis.

Su fisonomía concreta presenta un sistema de dos escalones siendo el superior colgado y el inferior degradante y encajado en él. De acuerdo con esto, se diferencian en la cartografía:

5.4.4.2.1.1 *Glacis de erosión alto*

Articulado siempre con los escarpes y colgado respecto al sistema de terrazas. Se puede establecer como Pleistoceno Medio.

5.4.4.2.1.2 Glacis de erosión bajo

Puede articularse con los escarpes de las unidades superiores y/o con el glacis alto, aquí mediante un ligero escaque o por simple inflexión.

Este queda colgado respecto a la tercera terraza, y canal y terraza actual, pero no respecto a las terrazas más antiguas, por ello, aún sin presentar una relación clara en el terreno, puede suponerse un funcionamiento coetáneo. Puede establecerse como Pleistoceno Superior.

5.4.4.2.2 Glacis terraza

Es un sistema más localizado que el anterior y generado de una manera conjunta por la actividad sedimentaria de los cursos de agua emergentes de los escarpes, conos de deyección solapados, y la de un emisario, ya bien definido, más o menos perpendicular a aquellos otros.

Esa actividad conjunta es perceptible en los materiales, en general detríticos con abundantes finos, que pasan a tener una laminación, a veces confusa, a medida que nos aproximamos al canal.

De acuerdo con su posición se diferencian dos niveles:

5.4.4.2.2.1 Glacis terraza alto

Se desarrolla entre el sistema de vertientes glacis y la segunda terraza. De acuerdo con esas relaciones puede apuntarse una cronología de Pleistoceno Medio.

5.4.4.2.2.2 Glacis terraza bajo

Se desarrolla, bien entre las vertientes glacis, bien encajado en el glacis de erosión del Pleistoceno Medio, y es cortado por la tercera terraza. Por estos signos su cronología más probable es la del Pleistoceno Superior.

En ambos casos, glacis terraza alto y bajo, pueden apuntarse reactivaciones posteriores de los conos que se asocian a su génesis.

5.4.4.3 Regueros en vertientes y laderas con procesos incipientes de acaravamientos

Se trata de formas de incisión debidas a las aguas fluviales en su proceso de concentración primaria camino de los canales emisarios.

Son fenómenos actuales y/o recientes ya que están asociados a la deforestación, pérdida de suelo, por acción antrópica, etc. En muchos puntos evoluciona hacia los acaravamientos, aunque, en su mayoría, se trata de regatos o canales someros, seriados a través de escarpes con material fácilmente removilizable, básicamente regolito y/o cobertera edáfica.

5.4.4.4 Acarcavamiento

Formas de incisión de escasa profundidad y longitud limitada que forman una red densa, de ramificación arborescente. Son características de materiales poco consolidados, no muy permeables, tales como regolitos en rocas cristalinas, y en las arcosas con alto porcentaje de finos. Se trata de fenómenos actuales y/o recientes.

5.4.4.5 Formas de incisión producidas por canales

Se trata de valles de arroyos, ríos, torrentes, etc., que, al menos en su mayor desarrollo han sido originados por la excavación fluvial.

Por lo general, toda la red hidrográfica de esta zona tiene una marcada tendencia al encajamiento; sólo algunos canales que se han instalado en el fondo de depresiones escapan a dicha tendencia.

En la cartografía sólo se ha señalado el símbolo que indica los canales situados en ese contexto; no se delimita, por tanto, la magnitud morfológica real de los encajamientos. Únicamente se ha hecho tal determinación en algunos casos de gargantas con grandes escarpes asociados a notables fallas y fracturas y, por tanto, referenciados en otro apartado.

En estos casos se diferencian:

5.4.4.5.1 Gargantas

Formas de incisión fluvial con un fondo exiguo, paredes escarpadas y de desarrollo mucho mayor que la anchura del valle.

5.4.4.5.2 Gargantas con fondo plano

Formas de incisión con paredes escarpadas de desarrollo mayor que la anchura, pero con un fondo amplio capaz de desarrollar una pequeña llanura aluvial, o de aluvial-coluvial, etc.

5.4.4.5.3 Barrancos

Formas de incisión con fondo plano y relativamente amplio, en el que pueden desarrollarse incluso algunas terrazas bajas. Amplitud y profundidad del valle son aquí equivalentes. Son características de los materiales de la cuenca terciaria.

5.4.4.5.4 Cuencas de recepción torrencial

Formas de incisión con fisonomía en circo, más o menos irregular por su cierre y extensión hacia la zona de desagüe y perfil cóncavo o plano-cóncavo. Son formas características de "concentración de esorrentía". Tienen un desarrollo muy local.

5.4.4.6 Fondos de cauce y terrazas

Corresponden a los elementos lineales por excelencia y son debidos a la acción sedimentaria o mixta erosivo-sedimentaria de la red hidrográfica. Dentro de ellos se diferencian:

5.4.4.6.1 Terrazas

En conjunto se diferencian varias terrazas en esta zona, si bien no hay una morfología destacada procedente de los procesos de aterrazamiento.

En la cuenca terciaria hay tres terrazas además de la actual, que pertenecen al Sistema Alberche-Perales en su recorrido dentro de la depresión o fosa-subsidente de Aldea del Fresno-Almorox, que ha funcionado como tal a través de todo el Cuaternario, con períodos de mayor a menor actividad, incluso relativa estabilidad (PEDRAZA 1976, 1978, 1981).

En los terrenos de la cuenca terciaria, las terrazas se reducen a pequeños retazos que forman parte de los niveles inferiores de la serie definida en el Sistema Alberche-Perales.

En el macizo cristalino, aunque los aluviales y la terraza actual sean casi generales en todos los arroyos y ríos destacados, las morfologías de aterrazamiento sólo tienen significado en algunos ríos de la depresión de San Martín de Valdeiglesias-El Tiemblo-Cebreros, tales como: Arroyo de la Presa, Avellaneda, Tórtolas y Cofio; en estos casos, con dos terrazas, la segunda y la tercera. Ambas se asocian con glacia, dado el encajamiento de los valles y la acción notable de los procesos impuestos por los escarpes limitadores.

La sucesión de estos elementos es como sigue: Primera terraza, básicamente detrítica, con fuerte estructuración de los aluviones y laminación cruzada. Se sitúa entre +15 a +20 m. sobre el canal actual. Puede considerarse como Pleistoceno Medio-Alto. Sólo definida en el Alberche y Perales.

Segunda terraza. Mal definida, pues se reduce a pequeños retazos, y sólo presente en los ríos del macizo: Cofio y Tórtolas-Avellaneda. Es el nivel culminante en esta zona y tiene una composición detrítica, conglomerática en el Cofio y samo-seftica en el Tórtolas-Avellaneda. Se sitúa entre +6 a +8 m. y se le asigna una edad de Pleistoceno Superior.

Tercera terraza. La más general y mejor definida en todos los ríos del macizo mientras que en el río Perales queda reducida a un ligero tramo que ocupa el trazado exiguo de este río en la zona. Presenta alternancia granulométrica samo-seftica, con abundante matriz fina, y samo-pelítica, que en muchos casos se hace general. Se sitúa entre +2 ó +4 m. sobre los canales actuales y se le asigna una edad de Pleistoceno superior alto a Holoceno antiguo.

5.4.4.6.2 Canal y terraza actual

Forman bien el fondo de las llanuras de aterrazamiento, bien el de los ríos y arroyos en los cuales no se presentan esas morfologías, pero presentan un cauce bien desarrollado.

Corresponde a la llanura de inundación, estacional y periódica, de los principales cursos fluviales de la zona. Por lo general, es un canal sencillo, sin que apenas aparezcan multiplicidades producidas por barras o medianos aluviales, que sólo aparecen claramente en el río Perales. No obstante, en determinados tramos del Cofio y Alberche, también pueden aparecer esos elementos y en todos, aunque de forma discontinua, pequeños niveles de terraza actual situada a +0,5 a 1 m. del canal. Se trata de elementos datables de Holoceno reciente y actual.

5.4.4.6.3 Fondos de cauce

Se trata de zonas o planos que ocupan fondos de cauces por los que circula una corriente estacional de canal mal definido. En general, están asociados con fenómenos de arroyada por lo que presentan un depósito mixto aluvial-coluvial. Se trata de procesos funcionales, es decir Holoceno-reciente y actual.

5.4.4.7 Navas

Depresiones asociadas a procesos de vaciado en zonas de material fuertemente alterado y con cruce de líneas estructurales: fallas y fracturas. Esas depresiones funcionan en el momento actual como receptoras de material aluvial-coluvial, si bien el origen de las mismas es más problemático y puede ser incluso pre-Cuaternario o Pleistoceno.

En general son zonas de decantación por retención de agua, aunque también reciben depósitos de descarga de la escorrentía de ladera. Son frecuentes los procesos de hidromorfismo llegando, en casos, a generar pequeñas turberas. Dada la imprecisión cronológica de su origen y su funcionamiento actual se le asigna una edad cuaternaria.

5.4.4.8 Conos de deyección

Son formas asociadas a un depósito y proceden de la descarga de materiales a partir de un transporte en medio fluido de alta energía, como son las torrenteras. Dicha descarga se produce al variar las condiciones dinámicas del canal, cuando pasa del cauce concentrado a otro expandido al llegar al pie de los escarpes.

Presentan fisonomía característica de cono con el vértice en el ápice o zona de emergencia, si bien en algunos casos dicha fisonomía ha sufrido modificaciones por degradación posterior. Los materiales que corresponden a estos elementos varían según el sustrato a que se asocian; en general son de cantos y bloques con matriz abundante y hay dos generaciones.

5.4.4.8.1 Conos de deyección antiguos.

Presentan una ligera cementación por óxidos de hierro, lo que les da tonalidades generales rojizas; básicamente son de bloques con matriz gruesa, tamaño sefítico. Quedan cortadas por los canales actuales y, allí donde se asocian, quedan parcialmente fosilizadas por conos más modernos. Se les asigna una cronología Pleistoceno Inferior a Medio.

5.4.4.8.2 Conos de deyección modernos

Son de granulometría más fina que los anteriores, cantos fundamentalmente, con abundante matriz, tonos ocre y sin apenas compactación. La granulometría y composición varían con el área madre, granítica o metamórfica; en general el contenido en material fino es mayor en los segundos. Se les asigna una edad Pleistoceno Superior a Holoceno antiguo

5.4.5 Elementos periglaciares

Se localizan en la superficie de Paramera y se reducen a una ligera estructuración del suelo: enlosados incipientes, "gaps", y, en casos, inicios de guirnaldas. Se trata pues de fenómenos de escasa intensidad y la presencia de materiales propicios para este tipo de fenómenos, clastos planares, parecen apuntar en este sentido.

No obstante debe considerarse la posible relación del fenómeno periglacial con la formación de antiguos relieves residuales, tipo "Tor", rellanos escalonados en vertientes glaciales, todos ellos en esa superficie de Paramera y con los canchales de las laderas. De cualquier manera, aún participando en esos fenómenos, tampoco podría considerarse éste un periglacialismo muy intenso, en tanto no se citen en esta zona formas de otra entidad.

Su cronología es imprecisa y deben referirse únicamente como Cuaternarios.

5.5 ALTERACIONES DEL SUSTRATO

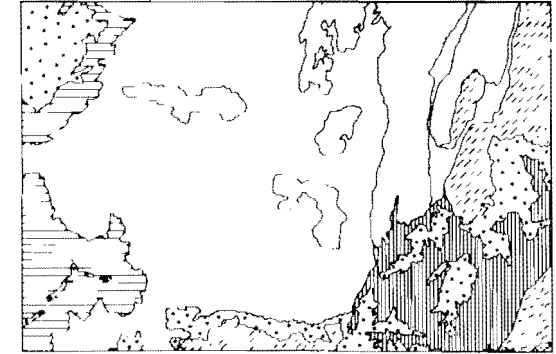
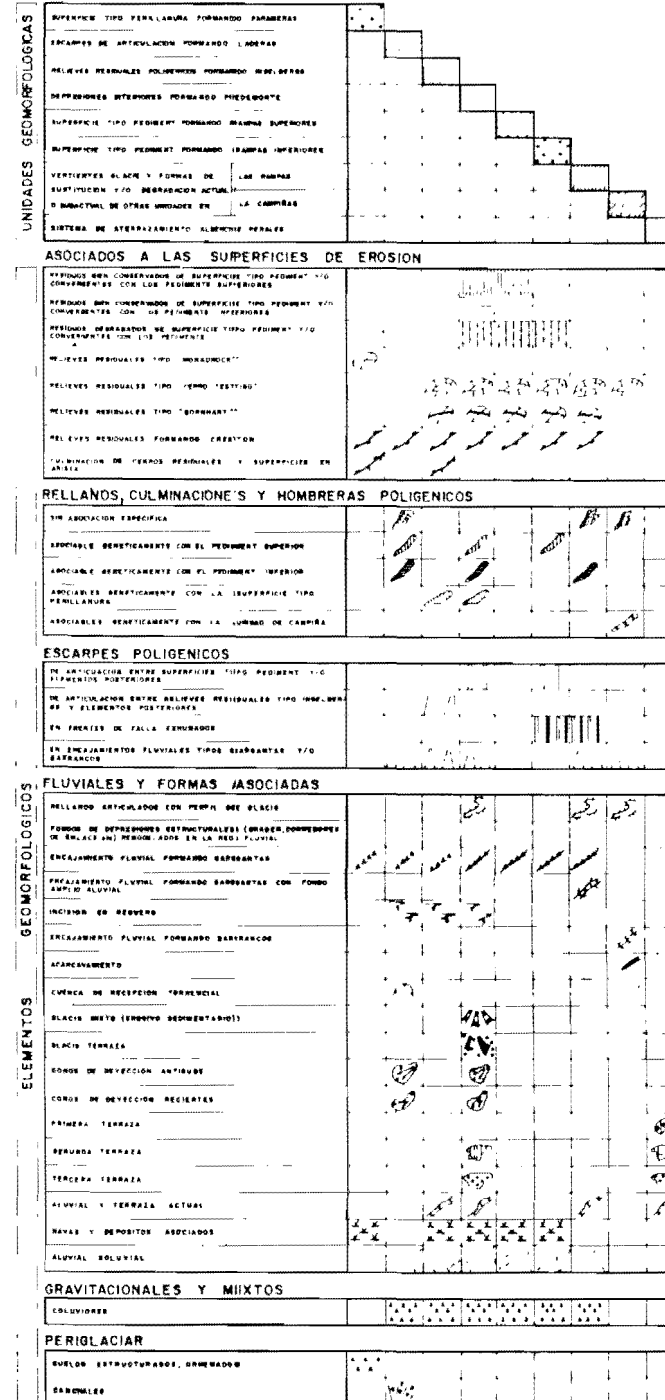
Como se ha señalado en gran número de trabajos, los materiales del Sistema Central presentan una notable alteración en muchas zonas y su significado y edad están aún sujetos a discusión. Si bien sería de interés su cartografía, lo cierto es que aún está por realizarse. Dado lo persistente y notable de dicho fenómeno aquí, tal como se puso de manifiesto en trabajos precedentes (PEDRAZA, 1978) se ha decidido dar una aproximación espacial, señalando con un símbolo aquellos lugares en los que el fenómeno es muy neto. Aunque en algunos casos pueda haber también removilizaciones, edafización, etc, es decir saprolito, aquí nos referimos únicamente al estado del sustrato que se caracteriza por la presencia de regolito.

SAN MARTÍN DE VALDEIGLESIAS

557
17-22



MAPA GEOMORFOLÓGICO



6 HISTORIA GEOLÓGICA

Los metasedimentos y rocas ortoderivadas que constituyen las zonas meridionales de los afloramientos metamórficos de El Escorial-Villa del Prado y de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo, corresponden a los materiales más antiguos que se localizan en esta Hoja.

Las relaciones observadas en el extremo septentrional del afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo ponen de manifiesto que las Capas del Mediana, equivalentes a los metasedimentos de las formaciones "El Hornillo", "Navacarros" y los "Neises de La Cañada" de CAPOTE (1971, 1973) y a los aflorantes en esta Hoja, se encuentran por debajo de la discordancia Sárdica como ya indica el autor referido previamente. La edad de estos materiales es difícil de precisar debido a la ausencia de fauna, siendo también problemática su correlación con el resto de los metasedimentos de este sector del Sistema Central debido a la desconexión con los restantes afloramientos metamórficos. A este respecto, CAPOTE Y VEGAS (1968) asignan una posible edad precámbrica para los neises, micacitas y cuarcitas de este afloramiento, asignándoles posteriormente una datación en el límite Cámbrico-Precámbrico uno de estos autores (CAPOTE 1971).

Los materiales metamórficos del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado están representados fundamentalmente por neises plagioclásicos biotíticos muy migmatizados encontrándose también en menor proporción metasedimentos pelíticos y samíticos con intercalaciones de para-anfibolitas y materiales carbonatados fuertemente recrystalizados y migmatizados. Estos metasedimentos han sido asignados al Precámbrico por CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS (1975) en base a correlaciones con otros neises de carácter similar del Macizo Hespérico. Estos metasedimentos según NAVIDAD Y PEINADO (1977), corresponden a un conjunto grauwáquico con intercalaciones de pelitas, rocas carbonatadas, cuarcitas impuras y materiales volcanosedimentarios a los que correspondería una edad Cámbrico Inferior-Precámbrico Superior que es también asumida posteriormente por BELLIDO et al. (1981) y PEINADO Y ALVARO (1981).

Con respecto a los materiales néisicos tan abundantes en esta Hoja, el fuerte grado de deformación y migmatización que les afecta dificulta la caracterización del protolito original y obviamente las posibilidades de datación y correlación. No obstante no puede descartarse un origen ortoderivado para parte de estos materiales, aunque entre ellos se encuentren rocas paraneísicas. Este conjunto podría ser equivalente a las formaciones de neises bandeados que se presentan en los sectores más orientales del Sistema Central y su edad ha de considerarse en un intervalo impreciso pre-Arenigiense-Precámbrico.

Los ortoneises glandulares de origen granítico y granodiorítico se encuentran restringidos al afloramiento metamórfico de El Escorial y son mucho menos abundantes que en el sector septentrional de la Hoja de Las Navas del Marqués. Los únicos datos cronológicos de que se dispone sobre estos neises en este afloramiento son los publicados por VIALETTE et al. (1986) y corresponden a los ortoneises de Abantos, situados en la zona norte del afloramiento, fuera del ámbito de esta Hoja, y suministran una edad de 474 ± 13 ma. No obstante, esta edad presenta problemas dado el carácter de estos neises, ya que por sus características corresponden muy posiblemente a un magmatismo asociado a un evento colisional, que contrasta con las características del registro litoestratigráfico de edad ordovícica y con la naturaleza de la discordancia Sárdica en el ámbito del Macizo Hespérico que no parece corresponder a un episodio orogénico de estas características.

Las edades obtenidas en otros ortoneises glandulares del Macizo Hespérico por el procedimiento U-Pb en circones, suministran un intervalo de edades más antiguas, comprendidas entre los 540 y 618 millones de años (BISCHOFF et al. (1986), ALLEGRET (1983), LANCELOT et al. (1985)) que en apariencia resultan más coherentes con las relaciones estratigráficas y geotectónicas y con los agrupamientos de granitoides pre-paleozoicos y paleozoicos inferiores del Cinturón Variscico Europeo (MATTE, 1986). En el caso de que esta última alternativa cronológica fuera extrapolable para estos ortoneise, posiblemente corresponderían a un evento magmático relacionado con el final de la orogenia Cadomiense en el Precámbrico Superior, interpretación con la que también coincidirían los datos de ALLEGRET E IGLESIAS (1986) sobre los ortoneises glandulares de las islas Sisargas en Galicia. No obstante no pueden dejarse de tener en consideración las edades disponibles por el método Rb-Sr que aún en el caso de que no fueran representativas de la edad real del protolito podrían ser representativas de algún importante evento de reactivación, aunque no puede descartarse que estos resultados se encuentren en parte determinados por los intensos procesos de migmatización que afectan a estas rocas.

La evolución tectónica de estos materiales durante el Ciclo Hercínico está condicionada por tres fases deformativas principales y dos posteriores de replegamiento suave. Durante la primera fase se produce una deformación penetrativa en régimen de cizalla simple subhorizontal que produce una esquistosidad generalizada, que se encuentra fuertemente reorientada y borrada por efecto de las deformaciones de segunda fase, conservándose únicamente como microlitos en los metasedimentos o como estructuras orientadas incluidas en los granates.

La segunda fase deformativa se desarrolla en un régimen de cizalla muy heterogéneo que determina bandas de cizalla dúctil subhorizontales con fuerte milonitización y genera una esquistosidad que con frecuencia oblitera a la de la primera fase.

Las relaciones entre estas dos primeras fases parecen ser de carácter gradual, correspondiendo posiblemente ambas a un proceso continuo de deformación tangencial, con vergencia hacia el E. y los efectos de ellas se traducen en un importante engrosamiento cortical.

La tercera fase de deformación está representada por un período de intenso replegamiento retrovergente que afecta a las estructuras generadas por las fases tangenciales. En relación con esta fase no se observa el desarrollo de esquistosidades más que con carácter muy local.

Las fases deformativas cuarta y quinta corresponden a replegamientos suaves con direcciones aproximadas N-S y E-O respectivamente y con planos axiales verticalizados. Estas dos etapas pueden tener un desarrollo bastante simultáneo e incluso pueden presentar inversiones en su orden temporal.

En la evolución del metamorfismo regional, el modelo observado sigue unas pautas similares a las ya descritas por PEINADO (1973) y FÜSTER et al. (1974), de un metamorfismo polifásico en el que se aprecian tres etapas principales. La primera etapa corresponde a un metamorfismo de presiones intermedias con desarrollo de granate, estauroлита y localmente distena, que se asocian a un proceso metamórfico de afinidades Barrowienses y que se encuentran en relación con el proceso de aumento de presiones debido al engrosamiento cortical producido por el régimen compresivo de las dos primeras fases tectónicas.

La segunda etapa metamórfica, que es la que determina los efectos principales observables en este sector, corresponde a un régimen de mayor gradiente P-T con desarrollo de sillimanita y cordierita como minerales tipomorfos. Según FUSTER y MORA (1970) en el afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo los gradientes de esta etapa son muy elevados, resultando asimilables a los de un metamorfismo tipo Bosot. Como consecuencia de los incrementos térmicos de esta etapa, se desarrollan procesos de migmatización que adquieren gran importancia en el afloramiento de El Escorial-Villa del Prado y en el extremo sur del afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo. Los efectos de esta etapa metamórfica son parcialmente sincrónicos con la segunda fase de deformación, observándose crecimientos de sillimanita y biotita definiendo la esquistosidad principal; aunque los efectos más importantes se desarrollan en estadios más tardíos, observándose que los crecimientos minerales asociados a esta etapa (sillimanita, andalucita, cordierita), se superimponen a las estructuras asociadas a esta fase, e incluso a los pliegues de la tercera fase. Así, se aprecian con mucha frecuencia nebulitizaciones que desdibujan todas las estructuras principales preexistentes y que generan fundidos granitoides prácticamente indeformados.

Los procesos metamórficos asociados a estas dos etapas principales se encuentran íntimamente relacionados con la evolución geotectónica, que determinan unos primeros estadios de incremento rápido de la presión, asociados al engrosamiento cortical producido por los pliegues y cabalgamientos de las dos primeras fases tectónicas. Paralelamente se van produciendo incrementos térmicos, llegándose a un estadio en las etapas más avanzadas de la segunda fase en que estos aumentos de temperatura resultan predominantes sobre los incrementos de presión, debido a una disminución de la tasa de apilamiento, produciéndose un cambio de régimen a un metamorfismo de gradientes termobáricos superiores. Este aumento de gradiente alcanza su mayor importancia en relación con el cambio de régimen compresivo asociado a la tercera fase retrovergente y se prolonga hasta estadios muy tardíos en relación con las últimas fases de menores esfuerzos compresivos.

Dentro de la evolución metamórfica se puede apreciar una tercera etapa más tardía en condiciones de retroceso térmico y bárico en la que los procesos de fusión continúan siendo importantes, pero en la que se producen fenómenos de retrogradación de las paragénesis progradadas con intensas moscovitizaciones. Esta etapa se solapa temporalmente con episodios importantes de intrusión granítica que determinan procesos plutonometamórficos y de metamorfismo de contacto. En relación con esta etapa metamórfica pueden encontrarse movilizados alóctonos pegmatíticos y leucograníticos con andalucita que aparecen en los metasedimentos como venas parcialmente deformadas que cortan a la esquistosidad principal, aunque gran parte de estas venas deben encontrarse asociadas a los efectos de la segunda etapa metamórfica.

Con respecto al plutonismo hercínico las asociaciones principales encontradas en este ámbito están representadas por un importante conjunto granítico adamellítico al que se asocia un volumen considerable de rocas leucograníticas, que en su mayor parte deben representar diferenciados de aquellos magmas. Toda esta asociación por sus características petrológico-geoquímicas y por sus relaciones geotectónicas es claramente asimilable con un plutonismo granítico generado en un ámbito colisional. En cuanto a sus relaciones de emplazamiento y relaciones con los eventos deformativos, se aprecia que buena parte de

estas rocas presenta una deformación débil o no están nada deformadas, evidenciando una etapa de intrusión simultánea o posterior con respecto a la cuarta fase hercínica. No obstante también se encuentra una considerable proporción de granitoides con apreciable orientación que parece obedecer en la mayoría de los casos a deformaciones simultáneas con el proceso intrusivo. Dentro de las unidades graníticas principales de este sector, son los granitoides del tipo Hoyos los que se encuentran afectados principalmente por la deformación, apreciándose también que ésta les afecta con carácter bastante heterogéneo, encontrándose sectores en los que la deformación es bastante intensa como en las zonas próximas a los contactos con el extremo sur del afloramiento metamórfico de Aldeavieja-Cebreros-El Tiemblo y zonas como las situadas entre Cebreros y Hoyo de Pinares en las que la orientación deformativa es poco perceptible. Con anterioridad a estos granitoides, se encuentra otra serie de rocas ígneas hercínicas entre las que se incluyen las adamellitas y granodioritas de El Tiemblo que constituyen un pequeño "stock" intruído por las adamellitas porfídicas deformadas de tipo Hoyos y los megaenclaves tonalíticos del sector de Guisando que corresponden a una intrusión precoz hercínica de carácter meta-alumínico y composición intermedia, que por sus características podría corresponder a posibles términos "básicos" relacionados con las adamellitas y granodioritas de El Tiemblo.

Las manifestaciones ígneas hercínicas tardías más importantes corresponden a los granitoides tipo "Navas" y a un conjunto de cuerpos leucograníticos y graníticos asociados. Los granitoides tipo Navas corresponden masivamente a tipos graníticos y adamellíticos biotíticos que en la gran mayoría de los casos no presentan ningún tipo de orientación, aunque en algunas zonas de su borde oriental, próximas al río Alberche, se aprecian orientaciones minerales tenues coincidentes con directrices de la cuarta fase hercínica. Estos granitoides según CASILLAS Y PEINADO (1988) corresponderían a una seriación diferente a la representada por las adamellitas y granodioritas más precoces incluidas en el agrupamiento de tipo Hoyos y pertenecen a variedades algo menos alumínicas en su conjunto.

La caracterización de los granitoides microporfídicos en su conjunto resulta imprecisa, ya que si bien por criterios geoquímicos parece que una parte de estas rocas no deformadas se podría asociar con las adamellitas de tipo Hoyos (CASILLAS Y PEINADO 1988), los granitoides microporfídicos de El Tiemblo, que están afectados por las deformaciones, estarían relacionados con la serie alumínico-cafémica de tipo Navas en función de sus características geoquímicas. No obstante no puede descartarse, en función de las relaciones observadas para estos granitoides microporfídicos, que simplemente se trate de un conjunto diverso de rocas con características texturales convergentes y que realmente en este conjunto se incluyan rocas de génesis diversa, que debido a su relativa semejanza no son discriminables en función de los criterios geoquímicos empleados. Es posible incluso, que una parte de ellas se asocie a facies periféricas y apicales heterogéneas de los granitoides tardíos, o bien a facies de variación y de enfriamiento rápido relacionadas con las intrusiones adamellíticas precoces.

La actividad magmática más tardía se encuentra en relación con la inyección de diques de pórfido y de leucogranitos de grano fino y con afinidades microporfídicas que constituyen un conjunto complejo inyectado según directrices comprendidas entre N60° y N120°E

y que han intruido a favor de los procesos de fracturación tardihercínicos. No obstante, estos procesos de inyección filoniana han debido comenzar en etapas más precoces, ya que algunas de estas unidades de intrusión pueden estar afectadas por deformaciones atribuibles a algunos de los eventos deformativos que han afectado a las intrusiones principales.

Dentro del conjunto filoniano, la representación más tardía corresponde a los diques de cuarzo y a los filones de lamprófido, cuya etapa de inyección puede incluso situarse en etapas posthercínicas.

Con posterioridad a la estructuración hercínica principal, tienen lugar procesos de fracturación frágil que son parcialmente simultáneos con el emplazamiento de los granitoides y las rocas filonianas asociables al ciclo hercínico. El análisis de la fracturación en esta Hoja y en otras regiones de este sector del Sistema Central ha permitido diferenciar dos etapas principales, (de VICENTE et al. 1986, CAPOTE et al. 1987). La primera etapa es la denominada "Malagón" por los autores referidos y evoluciona desde una fase distensiva con eje de extensión N-S a una etapa de desgarre con eje de acortamiento E-O y de extensión N-S. En relación con la primera fase se produjo el emplazamiento de gran parte de los pórfidos graníticos, aunque parte de los situados en la zona oriental de la Hoja con direcciones ENE-OSO pueden asociarse a etapas deformativas posteriores. Las flexiones observadas en el haz filoniano situado entre Cebreros y el Hoyo de Pinares pueden también estar asociadas a procesos tardíos de esta etapa "Malagón" que determinaría un acortamiento en dirección E-O a favor de un denso sistema de fallas frágiles.

La segunda etapa es la denominada Hiendelaencina, presenta dos directrices principales de concentración de fracturas N10°-30°E y N70°-90°E que corresponden a un régimen que evoluciona desde desgarres normales a fallas normales con una importante componente en dirección, concluyendo con fallas de extensión radial. La dirección de acortamiento horizontal se mantuvo entre valores de N35°-55°E durante toda esta etapa, a la que se asocia la inyección de gran número de diques de cuarzo que presentan directrices principales en torno a N30°E y su emplazamiento ha podido continuar hasta después del Pérmico.

Los efectos de la tectónica alpina son difíciles de delimitar en esta Hoja, y corresponden fundamentalmente a reactivaciones de fallas tardihercínicas. Esta reactivación se produjo como respuesta a las compresiones alpinas que determinaron el levantamiento del Sistema Central como un bloque con respecto a las depresiones terciarias limítrofes. El estudio de los datos estructurales y la comparación con las regiones vecinas permite establecer tres etapas principales.

La etapa Ibérica corresponde a la etapa de compresiones principales que plegó a la Cordillera Ibérica con unas direcciones de compresión N45°-55°E y tuvo lugar durante el Oligoceno-Mioceno Inferior.

La etapa Guadarrama es la etapa de compresión más importante del Sistema Central y es la determinante de la estructuración actual en horsts y grabens inversos. A través de ella se observa una variación en el tiempo desde regímenes inversos a los de desgarre normal con direcciones de acortamiento de N140°-155°E y sus efectos se circunscriben a una época que puede situarse entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Superior.

La etapa Torrelaguna parece ser la responsable de algunas ligeras flexiones que afectan a los materiales neógenos y cuaternarios y que corresponden a un régimen de compresiones de dirección N-S. Esta etapa sería diferenciable de la Guadarrama por unos elipsoides más norteados y unas características extensivas más acentuadas, centrándose su actividad en una época que se extiende desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario.

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 MINERÍA Y CANTERAS

La actividad minera de la Hoja está localizada fundamentalmente, al E. de la misma, entre los términos municipales de Colmenar del Arroyo, Navas del Rey y Robledo de Chavela (parajes de Fuenteanguila, Pajar Viejo, Las Umbrias, etc.) aunque actualmente sólo existen dos concesiones de explotación, sobre filones de fluorita, barita, y minerales de Pb-Zn-Cu.

Desde muy antiguo se han venido sucediendo diferentes concesiones de explotación, denunciadas en su mayoría para plomo y/o fluorita (Minas: San Antonio, Emilio, Nuestro Padre Jesús, La Madrileña, etc.) y barita (Mina Asturiana) (IGME 1981), aunque también se otorgaron concesiones para hierro y ubicadas en los mismos lugares (Minas: San Guillermo, San José, La Uruguaya, la Segunda, etc.).

El contacto del neis y el granito al E. de la Hoja, así como el contacto del granito y neis con el Terciario detrítico del SE., forman los límites probables de un metalotecto que manifiesta en su interior una mineralización de morfología filoniana a veces y otras desconocida, de sulfuros y combinaciones afines, sulfatos y sales haloideas. Las mineralizaciones encajan en adamellitas porfídicas y leucogranitos, en las que se observa una densa red de fracturación.

Aunque las explotaciones se encuentran en una misma estructura, no existen evidencias de que constituyan un único filón, pues existen interrupciones y desplazamientos por fallas de dirección N120°E (LOCUTURA y TORNOS, 1987). Suelen tener desarrollo arrosariado, muy irregular, con variaciones de potencia y frecuentes ramificaciones y satélites centimétricos anastomosados. El tipo de mineralización varía según zonas, pasando de áreas con mineralización rellenando huecos en zonas distensivas, a áreas en las que es de tipo cataclástico (Mina Rosita). En las zonas de intersección con las otras fracturas (predominantemente 120°) es donde se producen las máximas potencias y leyes (Mina San Eusebio).

La morfología de la mineralización, con estructuras zonadas y geodas, brechas tectónicas y mineralización de tipo lentejónar, es característica de rellenos filonianos en fracturas tensionales. Los filones muestran en general una estructura intensa bandeada en las que aparecen bandas de cuarzo, fluorita-barita, y ankerita. Los sulfuros (pirita, calcopirita) y sobre todo galena y esfalerita se presentan diseminados en el cuarzo. Localmente se observan texturas zonadas y de corrosión de la galena por la esfalerita. La fluorita aparece en las zonas inferiores de los filones, mientras la barita lo hace en las cotas más elevadas.

* La relación de indicios dentro del área citada es la siguiente: Mina San Eusebio, F, Pb y Ba (X = 554,0; Y = 648,8), Colmenar del Arroyo, F y Pb (X = 556,2; Y = 648,3), Colmenar del Arroyo F, Pb (X = 556,0; Y = 650,1), Chapinería (El Tallar) Mg (X = 551,6; Y = 643,9), Mina Afortunada Pb (Coordenadas U.T.M. X = 393.750; Y = 4476.598).

Ubicados en el neis de la zona E. de la Hoja se encuentran otros indicios de barita de morfología desconocida (paraje Cerro Mesa, X = 550,5; Y = 640,3) e hidrotermal (Cruz del Quejigüillo, X = 547,6; Y = 644,6) así como un indicio de magnesita de morfología masiva estratoide situado al O. de Navas del Rey (X = 549,5; Y = 644,1). También encaja-

* Salvo que se indiquen otras, las coordendas expresadas son Lambert.

do en el citado neis existe un indicio (filoniano) de cuarzo aurífero ($X = 351,0$; $Y = 652,6$) que hace tiempo dio origen a un permiso de investigación de nombre Cristina, ubicado en el paraje de La Hinojosa y de 30 Ha. de extensión.

En la zona NO. de la Hoja, en el término municipal de El Hoyo de Pinares, existen dos indicios de morfología desconocida y proceso genético hidrotermal, relacionado con sulfuros y combinaciones afines. Al E. del núcleo urbano citado se sitúa un indicio de plomo ($X = 538,2$; $Y = 655,7$); el otro indicio (Cu, Pyr, Zn-Ag) se sitúa en el paraje Dehesa Villalba ($X = 536,4$; $Y = 654,6$).

Dadas las particulares características de la Hoja, la explotación de rocas y minerales industriales mediante canteras no tiene una gran incidencia en la misma. Las explotaciones actuales se centran sobre granito y pórfido, presentando una baja mecanización de las explotaciones así como una actividad intermitente que coincide con la demanda del mercado. Los diferentes materiales que son, o han sido objeto de explotación se citan a continuación.

Granito.- Actualmente sólo existe una cantera dedicada a la extracción de este material (adamellitas), situada en las proximidades de Chapinería en la carretera de Aldea del Fresno. La producción se destina tanto a piedras de construcción (sillería) como para áridos. Otras canteras de granito se ubicaron en San Martín de Valdeiglesias (Paraje Valdenoche) y Pelayos de la Presa (Embalse de San Juan) y en la carretera de El Tiemblo a Cebreros, donde se empleó un granito como árido para la construcción del Embalse del Charco del Cura.

Pórfido.- Actualmente existe un frente activo al NO. de Chapinería y otro abandonado al NO. de Colmenar del Arroyo, ambos con pequeñas reservas estimadas. Se presentan estos materiales en diques de 1-10 m. de potencia subverticales y de corridas muy variables, encajando en granitos y neises feldespáticos con direcciones preferentes NE-SO. Dadas las especiales características de esta roca (bajo coeficiente de desgaste y absorción de agua, perfecta adhesividad al betún, etc.), es muy utilizada como árido en aglomerantes bituminosos.

Neis.- Existe una explotación abandonada en el término de Navas del Rey (Majadal de la Ulaga), con unas buenas reservas estimadas, utilizándose el neis como árido (generalmente préstamo) en obras próximas al área de explotación.

Magnetita.- Ha existido una pequeña cantera en el término de Navas el Rey. Las magnetitas se presentan formando bolsadas de potencia variable dentro de paquetes carbonatados.

Arcillas.- En las proximidades de Robledo de Chavela, se explotaron esquistos micáceos intensamente alterados como material arcilloso, aunque en la actualidad no hay ningún indicio de explotación. Cabe citar en este apartado, una concesión de explotación de caolín que se otorgó en el paraje los Terreros (Mina Blanca) de Navas del Rey y con una extensión de 20 Ha. (IGME, 1981).

7.2 HIDROGEOLOGÍA

La superficie de la Hoja está comprendida dentro de las unidades hidrogeológicas per-

tenecientes a la Cuenca Hidrográfica del Tajo llamadas "Sustrato granítico-paleozoico", de dirección SO-NE que ocupa prácticamente toda la Hoja, el Terciario detrítico, que se localiza en una pequeña zona al SE de la misma y el Cuaternario de los diferentes ríos.

El sustrato granítico-paleozoico hidrogeológicamente se considera impermeable, si bien pueden existir pequeños acuíferos localizados en fracturas, que mantienen pequeños caudales de agua. Sus recursos únicamente pueden ser utilizables para cubrir demandas muy pequeñas (aproximadamente 100 m³/día como máximo), en condiciones hidrogeológicas favorables y con problemas de persistencia de caudal en estiajes prolongados; la calidad del agua es buena y los posibles focos de contaminación (vertido de residuos o aguas residuales) sólo afectan en la práctica a las aguas superficiales (AGUILO, 1983).

El Terciario detrítico aflorante en la Hoja, forma parte del Sistema Acuífero nº 14 (Terciario detrítico Madrid-Toledo-Cáceres) de la Cuenca del Tajo y del Subsistema Aguas Arriba de Talavera de la Reina (IGME 1981). Lo componen principalmente materiales detríticos del Mioceno, correspondiendo, dentro de las diversas facies diferenciadas a la facies de borde o detrítica (Unidad Tosco), constituida por arenas arcillosas, arcillas y arenas finas. Desde el punto de vista hidrogeológico, la facies citada es la que presenta mayor interés, constituyendo el acuífero más extenso en la provincia de Madrid. En conjunto dicha facies puede considerarse como un acuífero único, libre, complejo, heterogéneo y anisótropo; el agua se infiltra a partir de la lluvia en los interfluvios y se descarga en los valles.

Referente a los Cuaternarios de la Hoja, los principales sedimentos se localizan en los valles de los principales ríos (Alberche, Becedas, Cofio, Sotillo), constituidos por arenas, gravas, limos y arcillas. Funcionan como acuíferos libres estrechamente conectados con el río.

Cabe destacar en este apartado los embalses existentes en la Hoja: San Juan, Picadas y Charco del Cura, todos ellos realizados sobre el río Alberche y cuyos recursos se utilizan principalmente para el abastecimiento de Madrid capital y pueblos próximos.

Junto con la del Guadarrama, la Cuenca del Alberche corresponde, tanto en embalses como en aducciones, al Sistema Oeste del Canal de Isabel II. La Cuenca del Alberche fue la que primero se utilizó para abastecer a Madrid tras las restricciones de 1965, con aguas elevadas del Alberche, mediante el que se denominó Abastecimiento de Madrid Solución Oeste (A.M.S.O.). Posteriormente entra en servicio el Sistema Guadarrama-Aulencia, así como la aducción correspondiente, que converge con la del A.M.S.O. en el nudo hidráulico de Majadahonda, desde donde se redistribuye metropolitanamente mediante las correspondientes Arterias de Cintura.

8 BIBLIOGRAFÍA

- AGUILO, M. (Editor) 1983.- El Agua en Madrid. Diputación de Madrid, 250 págs. y plano.
- ALLEGRET A. e IGLESIAS M. (1986).- Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NO de la Peninsule Iberique. II Reunion des sciences de la Terre. Clermont Ferrand.
- APARICIO A., BARRERA J.L., CARABALLO J.M., PEINADO M. y 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. y SANTOS V. (1983).- Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español. **Est. geol.** 39:271-306.
- APARICIO A., GARCÍA-CACHO L. y PEINADO M. (1975).- Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. **Bol. Geol. Min.** 71:416-427.
- ASHWORTH, J.R. (1985).- Migmatites. Blakie y Lans (ed.) 302 pp.
- BARD J.P., CAPDEVILA R. y MATTE Ph (1970).- Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). **C.R. Acad. Sci. Paris, D**, 270:2630-2633.
- BARRERA J.L., BELLIDO F., BRANDLE J.L. y PEINADO M., (1981).- Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector 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. y VILLASECA C. (1981).- Carácteres 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).
- BIROT P. y SOLE SABARIS L. (1951).- Sur un trait morphologique paradoxal des massifs cristallins de la Cordillere Central Ibérique. **Bull. Assoc. Géogr. France.** 218-219:94-99. (Trad. F. TROYANO en **Est. Geogr.** 12(45):807-813).
- BIROT P. y SOLE SABARIS L. (1951).- Sur le style des deformations du socle dans le Cordillere Centrale Ibérique. **C.R. Somm. Geol. France** 15-16:274-276

BIROT P. y SOLE SABARIS L. (1954).- Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española C.S.I.C. Inst. "Juan Sebastián Elcano", 87:79 pp.

BISCHOFF L., HEINZ H., MULLER P. y SCHMIDT K. (1978).- Geochimische und geochronologische untersuchungen an Katavulkanites and Ort hogneisen der ostlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 155(3):275-299.

BISCHOFF L., SCHÄFER G., SCHMIDT K. y WALTER R. (1973).- Sur Géologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien). *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* 28-275.

BISCHOFF L., WILDERG H. y BAUMAN A. (1986).- Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central Spain. *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.* 233:39.

BOTELLA F. y ORNOS de (1884).- Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. *Actas Soc. Esp. Hist. Nat.* 13:79-90. Madrid.

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

BRANDEBOURGER E. (1984).- Caracterisation chimico-mineralogique des granitoides de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central Espagnol): un bilan preliminaire. *10 RAST Bordeaux* 93.

BÜDELL J. (1957).- Die doppelten Einebrungsflächen in den feuchten Tropen. *Zeit. Geomorph* 1(2):223-225.

CABRA P., GOY J.L., HOYOS M. y ZAZO C. (1983).- Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera. *Tecniterrae*. 51:32-42.

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

CALDERÓN S. y ARANA S. (1884).- 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** 1:467-476.

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

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

CAPOTE R. y FERNÁNDEZ CASALS M.J. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. **Bol. Min.** 86(6):551-596.

CAPOTE R., FERNÁNDEZ CASALS M.J., GONZALEZ LODEIRO F. e 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. y VÉGAS R. (1968).- El Paleozoico de los alrededores de Ávila. **Est. geol.** 24:181-189.

CARANDELL J. (1914).- Las calizas cristalinas del Guadarrama. **Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.** 8:1-69.

CASILLAS R. y PEINADO M. (1988).- Secuencias graníticas en el área de San Martín de Valdeiglesias (Sistema Central Español). **Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico**. Libro Homenaje a L.C. García Figuerola, pp. 281-292.

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

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

CENTENO J.D. (1987).- Morfología granítica de un sector de Guadarrama Occidental (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Fac. Cc. Geológicas. Ed. U.C.M. (Inédita) 321 p.

CENTENO, J.D. y BRELL, J.M. (1988).- Características de las alteraciones de las Sierras de Guadarrama y Malagón (Sistema Central Español). **Cuad. Lab. Xeol. Laxe**, 12:79-88.

CENTENO J.D., MARTÍNEZ ALFARO P.E. y PEDRAZA J. (en prep.).- "Aplicación de métodos geomatemáticos estadísticos para el estudio de superficies relictas de planación en la Sierra de Guadarrama"

CENTENO, J.D., PEDRAZA J. y ORTEGA L.I. (1983).- Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciaria. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.** 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.

DOBLAS M., CAPOTE R. y CASQUET C. (1983).- Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). **Stv. Geol. Sal.** 18 Num. extr: 27-38.

EL BOUSEILY A. M. y EL SOKKARY A. A. (1975).- The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology.* 16,206-219.

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

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

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

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. y PEINADO M. (1974).- Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. **Bol. Geol. Min.** 85:595-600.

FUSTER J.M. y MORA PEÑA A. (1970).- El carácter del metamorfismo en el Macizo de La Cañada (Sistema Central Español). **Est. geol.** 26:317-321.

GÁLVEZ A., JORDANA L. y KINDELAN J.A. (1950).- Mérida (580). **Mapa Geol. Esp.** 1:50.000 (1ª Serie). IGME.

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

GARCÍA DE FIGUEROA L.C. (1956).- Nota sobre algunas rocas de la parte Oeste del Guadarrama. **Not. Com.** 41:67-97.

GARZÓN M.G. (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).- Orientaciones ópticas del cuarzo en relación con la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español). *Est. geol.* 42(6)433-438.

GONZÁLEZ CASADO J.M. (1986).- La estructura y las series preordovícicas de Riaza (Sistema Central Español). *Rev. Nat. 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.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981).- La estructura del anticlinorio del Olo de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.* 7:535-546.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981).- Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 2:125-134.

GUTIÉRREZ ELORZA M. y 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 E. (1923).- Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. *Asoc. Esp. Prog. Cienc. Congr. Salamanca* 2:119-134.

HERNÁNDEZ-PACHECO E. (1934).- Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 38:1-584.

HERNÁNDEZ-PACHECO E. (1932).- Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales en la Cordillera Central. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 32:455-460.

HERNÁNDEZ SAMANIEGO A., CABRERAS SUÁREZ F., FERNÁNDEZ CARRASCO J., OLIVÉ A., AGUILAR TOMÁS M.J. y CAPOTE R. (1982).- Cardeñosa (506). *Mapa Geológico de España.* 1:50.000. (2ª Serie) IGME.

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

IBARROLA, E., VILLASECA, C., VIALETTE, Y., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, C. y CASQUET, C. (1988).- 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. Hoja N° 45. Madrid.

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

I.G.M.E. (1981b).- Síntesis de Datos Hidrogeológicos y de Calidad destinados al Plan Hidrológico Nacional de la Cuenca del Tajo.

I.G.M.E. (1982a).- Actualización y Mejora del Inventario de Rocas Industriales en la provincia de Madrid.

I.G.M.E. (1982b).- Mapa Hidrogeológico de Madrid. Diputación de Madrid.

I.G.M.E. (1986).- Catastro Minero Nacional. Dirección General de Minas. Hoja E. 1:50.000 N° 557.

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

KLEIN C.I. (1959).- Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques. **Bull. Ass. Géogr. Franc.** 282-283:51-68.

KLEIN C.I. (1985).- La notion de cycle en geomorphologic. **Revue de geologie Dynamique et de Geographie physique.** 26(2):95-109.

LANCELOT J.R., ALLEGRET A. e IGLESIAS M. (1985).- Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 74:325-337.

LA ROCHE, J. De (1976).- Sur la contribution des données chimiques a une systématique generale des roches ignées. Avec un appendice "A diagram for a chemical clasification of igneous rocks referred to their mineral content. **Scie. de la Terre**, 21. 17-35.

LOCUTURA RUPÉREZ, J. y TORNOS ARROYO, F. (1987).- Aspectos Genéticos de las Mineralizaciones del Área de Colmenar del Arroyo (Sistema Central Español). **Bol. Geol. Min.** 97:92-106.

LÓPEZ RUIZ S., APARICIO A. y GARCÍA CACHO L. (1975).- El metamorfismo de la Sierra Guadarrama. Sistema Central Español. **Mem. IGME.** 86-1-127.

LOTZE, F. (1945).- Einige probleme des Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6:1-12.

MACAYA, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (en prensa).- Continuons 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 ESCORZA, C. (1981).- Un proceso de milonitización con extensión cortical en el macizo metamórfico de El Escorial (Cordillera Central). *Cuad. Geol. Iber.* 7:447-590.

MARTÍN SERRANO, A. (1986).- El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid:517.

MARTÍNEZ E. (1973).- Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stvd. Geologica*, V, 7-106.

MATTE Ph. (1968).- La structure de la virgation hercinienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, 44:1-128.

MENDES F., FUSTER J.M., IBARROLA E. y FERNÁNDEZ SANTÍN S. (1971).- L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol). *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2 G 17:345-365.

NAVIDAD M. (1978).- Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores nor-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Est. geol.* 34:511-528.

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

NAVIDAD M. y 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 (1976).- Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *Bol. Geol. Min.* 87(1):1-12.

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 (1981).- El borde de la zona de transición entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico); evolución morfotectónica reciente. **Cuad. Geol. Iber.** 7:667-682.

PEDRAZA J. de (1984).- Domos graníticas de exhumación cuaternaria en la rampa de Caldas de los Vidrios (Sistema Central Español). **I Congr. Esp. Geol.** 1:535-552.

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 Ortoneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo prehercínico. **Rev. R. Acad. Cien. Exac. Fis. y Nat.** 79.

PEINADO M. y ALVARO M. (1981).- Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español). **Cuad. Geol. Iber.** 7:210-206.

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.**

RAMSAY J.G. (1967).- Folding and Fracturing of Rocks. **Mc Graw-Hill Book Company.**

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 M., FUSTER J.M. y PEDRO F. de (1956).- San Lorenzo de El Escorial (532). **Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (1ª Serie).** IGME.

SAN MIGUEL M., GARCÍA de FIGEROLA L.C. y PEDRO F. de (1960).- Las Navas del Marqués (532). **Mapa geol. Esp. 1:50.000 (1ª Serie).** IGME.

SANZ M.A. (1987).- Los relieves residuales de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español): sucesión de génesis. Tesis de Licenciatura. Fac. Cc. Geológicas U.C.M. (Inédita), 124.

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. (1937).- Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands Geogr. Abh., 3 Ri Heft Stuttgart (Trad. C. VIDAL BOX en Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 4:121-147. 1943).

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

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. 7:606-624.

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

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.

VIALETTE Y., BELLIDO F., FUSTER J.M. e 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. y 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. PEINADO, M. y VILLASECA. C. (1987).- Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Neues Jarh.

VICENTE G. de., MARTÍNEZ J., CAPOTE R. y LUNAR R. (1985).- Cuantificación de la tectónica de fracturación asociada a la mineralización argentífera de Híndulaencina. Sistema Central Español. Public. Esp. Univ. Oporto.

VICENTE G. de y UBANELL A.G. (1988).- Cinemática de la deformación producida por la falla tardihercínica de Almiruete. Sierra del Robledal. Guadalajara (Sistema Central Español). Stv. Geol. Salm. 18:125-138.

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. Cienc. Exac. Fis. Nat. 79:(4):574-587.

WAARD D. (1950).- Poligenetic structures in augen gneisses of the Sierra de Guadarrama, Spain. Bull. Com. Geol. Finlande 23:51-56



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID