



## MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# SOTILLO DE LA ADRADA

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## SOTILLO DE LA ADRADA

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 40.298-2006  
ISBN: 84-7840-651-4  
NIPO: 657-06-008-0

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.  
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La Hoja de Sotillo de la Adrada, ha sido realizada por CGS. Siguiendo las normas que para estos trabajos marca el ITGE, y bajo la dirección y supervisión de sus técnicos. En su realización han intervenido los siguientes técnicos:

**Cartografía geológica:**

López Sopeña, F. (CGS).  
Lillo Ramos, J. (CGS).

**Petrografía:**

Lillo Ramos, J. (CGS).

**Geoquímica:**

Bea Barredo, F. (Universidad de Granada).

**Mineraloquímica:**

Bea Barredo, F. (Universidad de Granada).

**Tectónica-neotectónica:**

Lillo Ramos, J. (CGS).  
López Sopeña, F. (CGS).

**Geomorfología y cuaternario:**

Olivé Davo, A. (CGS).

**Hidrogeología:**

Rodríguez Santisteban, R. (CGS).

**Recursos minerales:**

Lillo Ramos, J. (CGS).  
López Sopeña, F. (CGS).



# I N D I C E

1. <b>INTRODUCCIÓN</b> .....	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA .....	9
1.2. ANTECEDENTES.....	9
1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO .....	11
2. <b>ESTRATIGRAFÍA</b> .....	13
2.1. MATERIALES PRE-ORDOVÍCICOS .....	13
2.1.1. Metapelitas y metaareniscas con intercalaciones porfiroides (18).....	13
2.2. Terciario.....	14
2.2.1. Arcosas y cantos (20). Mioceno.....	14
2.3. Terciario Y CUATERNARIO .....	14
2.3.1. Alteritas (19). Terciario-Holoceno .....	14
2.4. CUATERNARIO .....	14
2.4.1. Cantos en matriz limo-arenosa (21). Glacis. Pleistoceno .....	14
2.4.2. Gravas y arenas (22 y 23). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno.....	15
2.4.3. Gravas, arenas y limos (24). Fondo de valle. Arcillas, limos y gravas (25). Meandro abandonado. Holoceno.....	15
2.4.4. Gravas, arenas y limos (24). Fondo de valle. Arcillas, limos y gravas (25). Meandro abandonado. Holoceno.....	15
2.4.5. Cantos, arenas y limos (26). Conos de deyección. Holoceno .....	16
2.4.6. Cantos de matriz limo-arenosa (27). Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno.....	16
2.4.7. Cantos en matriz limo-arenosa (28). Coluvial. Holoceno .....	16
2.4.8. Cantos con escasa matriz (29). Canchales. Holoceno .....	16
2.4.9. Limos y arcillas (30). Fondos endorreicos. Holoceno .....	16
3. <b>TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA</b> .....	16
3.1. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA .....	19
3.1.1. Fallas.....	20
3.1.2. Diques.....	22
3.2. FRACTURACIÓN ALPINA .....	22

3.2.1.	Fallas.....	23
3.2.2.	Diques.....	24
3.3.	NEOTECTÓNICA.....	24
4.	<b>PETROLOGÍA</b> .....	24
4.1.	ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS SIN-TERDICINEMÁTICAS.....	24
4.1.1.	Granitoide inhomogéneo, tipo Casavieja (6).....	25
4.1.2.	Granitoide diatexitico (7).....	26
4.1.3.	Granodiorita inhomogénea foliada (8).....	28
4.1.4.	Leucogranito inhomogeneo (9).....	29
4.2.	ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS TARDI-POSTCINEMÁTICAS.....	31
4.2.1.	Granodioritas-monzogranitos biotíticos.....	31
4.2.1.1	Granodiorita-monzogranito biotítico con megacristales escasos (10a).....	31
4.2.1.2	Granodiorita-monzogranito biotítico con megacristales abundantes (10b).....	32
4.2.1.3	Granodiorita-monzogranito heterogeneo (10c).....	34
4.2.2.	Monzogranito biotítico porfídico ∇ cordierita (11).....	35
4.2.3.	Monzogranito biotítico porfídico, tipo La Garbanza (12).....	37
4.2.4.	Granitos microporfídicos de dos micas, tipo Casillas (13).....	38
4.2.5.	Granito de dos micas, tipo El Berrocal (14).....	39
4.2.6.	Leucogranitos aplopegmatíticos con turmalina y granate.....	41
4.2.7.	Leucogranito de dos micas con moscovita dominante (16).....	42
4.2.8.	Leucogranito moscovítico, tipo Castillas (17).....	43
4.3.	ROCAS FILONIANAS.....	44
4.3.1.	Pórfidos graníticos y granodioríticos (1).....	44
4.3.2.	Granófiro (2).....	46
4.3.3.	Aplitas y leucogranitos (3).....	47
4.3.4.	Cuarzo (4).....	48
4.4.	METAMORFISMO.....	48
5.	<b>GEOCRONOLOGÍA</b> .....	49
5.1.	DATACIONES RADIOMÉTRICAS.....	50
6.	<b>GEOQUÍMICA</b> .....	51
6.1.	INTRODUCCIÓN.....	51
6.2.	GRANITOIDES HERCÍNICOS SIN-TARDICINEMÁTICOS (CONJUNTO LITOLÓGICO DE LA SIERRA DEL VALLE).....	51
6.2.1.	Granitoides diatexiticos (7) e inhomogéneos, tipo Casavieja (6).....	51
6.2.2.	Granodiorita inhomogénea foliada (8).....	52
6.3.	GRANITOIDES HERCÍNICOS TARDI-POSTCINEMÁTICOS.....	52
6.3.1.	Granodioritas-monzogranitos biotíticos (10a, b y c).....	52
6.3.2.	Monzogranito biotítico porfídico con cordierita (11).....	57
6.3.3.	Monzogranito biotítico porfídico, tipo La Garbanza (12).....	57
6.3.4.	Granitos microporfídicos de dos micas, tipo Castillas (13).....	57
6.3.5.	Leucogranitos aplopegmatíticos con turmalina y granate (15).....	57
6.3.6.	Leucogranito de dos micas con moscovita dominante (16).....	65

6.3.7.	Pórfido granítico (1) .....	66
6.3.8.	Granófiro (2) .....	66
<b>7.</b>	<b>GEOMORFOLOGÍA</b> .....	<b>66</b>
7.1.	DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA .....	66
7.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO .....	71
7.2.1.	Estudio morfoestructural .....	71
7.2.1.1	Zona septentrional (Sierra de Gredos) .....	71
7.2.1.2	Zona central. Valle del Tiétar .....	72
7.2.1.3	Zona meridional .....	72
7.2.2.	Estudio del modelado .....	72
7.2.2.1	Formas de ladera .....	73
7.2.2.2	Formas fluviales .....	73
7.2.2.3	Formas poligénicas .....	74
7.2.2.4	Formas lacustres .....	75
7.2.2.5	Formas antrópicas .....	75
7.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES .....	75
7.3.1.	Alteritas .....	75
7.3.2.	Sedimentos .....	75
7.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (Historia Geomorfológica) .....	76
7.5.	LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS .....	77
<b>8.</b>	<b>HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	<b>78</b>
<b>9.</b>	<b>GEOLOGÍA ECONÓMICA</b> .....	<b>80</b>
9.1.	RECURSOS MINERALES .....	80
9.1.1.	Minerales metálicos y no metálicos .....	80
9.1.1.1.	Aspectos generales e historia minera .....	80
9.1.1.2.	Tipos de mineralizaciones .....	81
9.1.2.	Minerales energéticos .....	82
9.1.2.1.	Aspectos generales e historia minera .....	82
9.1.2.2.	Descripción de los materiales .....	82
9.1.3.	Rocas industriales .....	82
9.1.3.1.	Aspectos generales e historia minera .....	82
9.2.	RECURSOS HIDROGEOLÓGICOS .....	85
9.2.1.	Climatología-Hidrología .....	85
9.2.2.	Inventario y usos del agua .....	87
9.2.3.	Caracterización hidrogeológica .....	87
<b>10.</b>	<b>PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO</b> .....	<b>88</b>
<b>11.</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>89</b>



## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja número 579 (Sotillo de la Adrada) se sitúa entre las provincias de Ávila, Toledo y Madrid, dentro del sector occidental de la unidad fisiográfica del Sistema Central, en las estribaciones surorientales del Macizo Central de la Sierra de Gredos.

Su orografía es contrastada, con relieves fuertes al Norte, donde la ladera meridional de la Sierra del Valle alcanza cotas superiores a los 1.900 m y más suaves, con cerros aislados de hasta 350 m, a lo largo del amplio valle del río Tiétar, principal curso fluvial de la región que discurre con dirección NE-SO desde aproximadamente el vértice NE de la Hoja hasta su límite suroccidental.

Al Sur y SE del Tiétar el relieve es moderado, caracterizado por sierras (Sierra de San Vicente, Sierra de La Higuera), cuyas cumbres dentro de la Hoja no sobrepasan los 1.100 m de altitud.

Los principales núcleos urbanos de la Hoja son Sotillo de la Adrada, Piedralaves y Casavieja, todos ellos situados a lo largo del antiguo trazado de la carretera C-501, Alcorcón-Plasencia que atraviesa la Hoja con dirección aproximada E-O sorteando las estribaciones más meridionales de la Sierra del Valle. Además, existe un entramado de carreteras de orden menor que junto con los caminos vecinales y pistas para la explotación forestal facilitan el acceso en automóvil a la práctica totalidad de la Hoja.

### 1.2. ANTECEDENTES

Como antecedentes bibliográficos cabe citar alguno de los trabajos clásicos de la geología de esta zona, como los de MARTÍN CARDOSO (1918), y más recientemente, GARCÍA DE FIGUEROLA (1958). Hay que destacar los trabajos cartográficos realizados en el área por ADARO-JEN (1981).

Entre los primeros trabajos relativamente actuales que tratan de trazar los rasgos más generales del Sistema Central Español, al cual pertenece el área de estudio, está el realizado por BARD, *et al.* (1970) que lo abarca en toda su extensión geográfica y temática. BELLIDO, *et al.* (1981), revisan los caracteres generales del sector oriental del Sistema Central.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios de este área ha sido estudiada por GARCÍA DE FIGUEROLA (1958) y más recientemente por MARTÍN ESCORZA (1971) que estudia los afloramientos metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (al O y NO de esta Hoja), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) que estudia las series anteordovícicas del Sistema Central y CASQUET (1975), quienes estudian el afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente.

Los trabajos más importantes, que de un modo general estudian la tectónica del Sistema Central, son los de CAPOTE, *et al.* (1981, 1982), UBANELL (1981a y b, 1982) y DIEZ BALDA, *et al.* (1990, 1992), DOBLAS, *et al.* (1993, 1995). Aunque de ámbito más restringido, son igualmente interesantes los trabajos de GARZÓN, *et al.* (1976) sobre la fracturación del segmento oriental de la Sierra de Gredos, entre Ávila y Arenas de San Pedro, UBANELL y DOBLAS (1987a) y DOBLAS y UBANELL (1991) sobre la fracturación tardihercínica y el significado tectónico de los diques en el sistema Central. Más concretamente UBANELL (1976) y UBANELL y DOBLAS (1987b) estudian los diques aplíticos de Almarax-Navamorcuende y su relación con desgarres dextrales tardihercínicos. Los efectos de la tectónica tardihercínica en el Sistema Central han sido objeto de numerosos trabajos llevados a cabo por DOBLAS (1987, 1988, 1990a y b, 1991), DOBLAS y RUBIO (1989), DOBLAS, *et al.* (1983). CASQUET, *et al.* (1988) relacionan la tectónica extensional tardihercínica con el emplazamiento de los cuerpos graníticos. DOBLAS, *et al.* (1988) y LILLO, *et al.* (1992) establecen la relación entre la distensión tardihercínica y las mineralizaciones de metales base-Ag en el Sistema Central. En relación a la tectónica alpina se han elaborado modelos alternativos que intentan explicar la estructuración del Sistema Central, como el modelo de «romb-Horst» de PORTERO y AZNAR (1984), el modelo de deformación distribuida con engrosamiento cortical de VEGAS, *et al.* (1986, 1990) y el Modelo de despegues subhorizontales de escala cortical de WARBURTON y ÁLVAREZ (1990); este último ha sido considerado, con matices, para el sector oriental del Sistema Central por DE VICENTE, *et al.* (1992). Posteriormente DE VICENTE, *et al.* (1993) reconsideran la evolución alpina del Sistema Central, dentro del ámbito del Centro peninsular.

Sobre aspectos generales de los granitoides del Sistema Central están los trabajos de APARICIO, *et al.* (1975), BARRERA, *et al.* (1981), APARICIO, *et al.* (1983), BRANDEBOURGER (1984) y VILLASECA (1985). Es destacable el trabajo de BEA (1985), donde se desarrolla el concepto de «superficies» aplicado a los granitoides del Batolito de Ávila en el Sector de Gredos. En el trabajo de FUSTER y VILLASECA (1987) los granitoides hercínicos se adscriben a dos grandes ciclos. En relación al área donde se localiza la Hoja de Sotillo hay que señalar los trabajos de UBANELL (1982), respecto al significado estructural de diferentes unidades graníticas y de APARICIO, *et al.* (1977) donde se estudian los granitos que afloran en la Sierra del Valle. La caracterización y el estudio de la disposición y emplazamiento relativo de las rocas filonianas han sido objeto de los trabajos de UBANELL (1982), VILLASECA, *et al.* (1983, 1992), UBANELL, *et al.* (1984), HUERTAS (1985), BEA y CORRETGE (1986), VILLASERCA y NUEZ (1986), y HUERTAS y ANCOCHEA (1991). El metamorfismo en el sistema Central ha sido estudiado de manera global por HEIM (1952), FUSTER, *et al.* (1974), LÓPEZ RUIZ, *et al.* (1975), VILLASECA (1983) y CASQUET y NAVIDAD (1985). Es destacable, en cuanto a evolución de los procesos metamórficos y relación con las fases principales de deformación hercínica, el trabajo de ARENAS, *et al.* (1991). En lo relativo a procesos de migmatización y anatexis se han de tener en cuenta los trabajos de carácter más restringido en áreas próximas a la Hoja. Entre estos señalar el trabajo de FUSTER y MORA (1970), que se centra en el macizo metamórfico de Ojos Albos-La Cañada-Cebreros-El Tiemblo. Dentro de la

Hoja de Sotillo de la Adrada, las rocas metamórficas de la Sierra de San Vicente son objeto de estudio en el trabajo de CASQUET (1975).

Los datos geocronológicos sobre las rocas plutónicas del Sistema Central son relativamente escasos, reduciéndose, fundamentalmente, a las dataciones presentadas por MENDES, *et al.* (1971), BISCHOFF, *et al.* (1973, 1978), VIALETTE, *et al.* (1981, 1976), IBARROLA, *et al.* (1986, 1987), PEREIRA (1992), PEREIRA, *et al.* (1992), PÉREZ DEL VILLAR, *et al.* (en revisión). Hay que reseñar los trabajos de CABALLERO, *et al.* (1992a y b, 1993) sobre edades radiométricas de las diferentes alteraciones hidrotermales que afectan a los granitoides.

### 1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

Una gran parte de los materiales de esta Hoja están constituidos por granitoides hercínicos sin-tardi y tardi-postcinemáticos que intruyen en los materiales metamórficos, representados en los afloramientos de la Sierra de San Vicente-Navamorcuende, en la mitad occidental del borde sur de la Hoja. En la mitad occidental de esta, en la Depresión del Tietar, se encuentran dos pequeños afloramientos de sedimentos detríticos terciarios.

La Hoja queda toda ella incluida en la Zona Centro-Ibérica, según el esquema geoestructural del Macizo Hespérico de JULIVERT, *et al.* (1972) (figura 1.1), localizándose en el Dominio de Pliegues Verticales definido por DíEZ BALDA, *et al.* (1990, 1992), caracterizado por extensos afloramientos de materiales precámbricos, donde pueden distinguirse dos grandes unidades separadas por una discordancia; por la ausencia de Cámbrico medio y superior, y por la naturaleza transgresiva del Ordovícico. Estructuralmente, es característica la existencia de estrechos sinclinales definidos por la Cuarcita Armoricana y anchos antiformes ocupados por rocas pre-ordovícicas.

Con respecto al Sistema Central, esta Hoja se ubica en el Dominio Occidental según el esquema propuesto por BELLIDO, *et al.* (1981). Según el esquema estructural establecido por CAPOTE, *et al.* (1982), esta Hoja se encuentra en el Complejo Tectónico de Gredos.

Los materiales metamórficos representados en la Hoja de Sotillo están formados por esquistos, metaareniscas y cuarcitas feldespáticas con intercalaciones de microconglomerados, rocas calcosilicatas y porfiroides, que han sufrido un metamorfismo regional de grado medio durante el ciclo hercínico, al que se superpone un metamorfismo de contacto ligado a la intrusión de granitoides tardihercínicos. Los materiales graníticos que se encuentran en esta Hoja ocupan grandes extensiones de afloramiento. El tipo litológico volumétricamente más importante corresponde a la Granodiorita-Monzogranito biotítico que fundamentalmente se presenta en la variedad con megacristales escasos, aunque en algunos sectores (Sierra de San Vicente) y en la proximidad al límite este de la Hoja, la abundancia de megacristales es notable.

Los términos granodioríticos son, en cuanto a extensión, poco representativos, mostrando una acentuada deformación submagmática y estando asociados espacialmente a los granitoides inhomogéneos de dos micas, con alto contenido en silicatos aluminiosos, que ocupan gran parte de las laderas de la Sierra del Valle. Estas unidades presentan igualmente orientaciones de carácter magmato-deformativo.

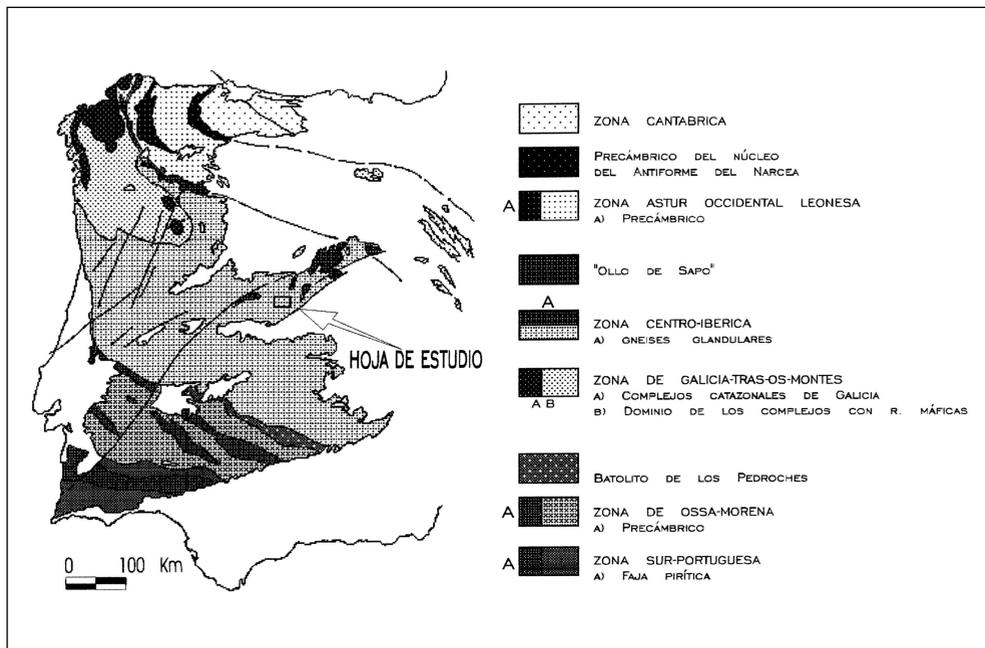


Figura 1.1. División en zonas del Macizo Ibérico, modificado de JULIVERT, *et al.* (1972), según MARTÍNEZ CATALÁN (1981). Situación de la Hoja de Sotillo de La Adrada.

El emplazamiento más tardío de volúmenes relativamente importantes está representado en la Hoja por granitos de dos micas, intrusivos en el monzogranito que constituye el fondo litológico de la Hoja y en los granitoides inhomogéneos de la Sierra del Valle. Las manifestaciones filonianas principales corresponden a diques de pórfido, aparentemente de escasa continuidad lateral, que se concentran en la mitad meridional de la Hoja, con tendencia a orientarse en la dirección E-O; y al haz de diques de grano fino aplítico que se extiende desde prácticamente el límite este de la Hoja hasta los afloramientos metamórficos de Navamorcuende-Sierra de San Vicente y que también se dispone con una orientación próxima a E-O.

Con respecto a los rasgos estructurales de la Hoja, se observa una esquistosidad penetrativa, bien desarrollada en los materiales metasedimentarios, atribuible a la segunda fase de deformación hercínica, que está algo retocada por plegamiento de fases más tardías. Los materiales ígneos y metamórficos de la Hoja están afectados por diversos sistemas de fracturas, en algunos sectores (por ejemplo, Sierra de San Vicente) con una densidad relativamente alta. Algunas de estas estructuras asocian una deformación dúctil de los granitoides. El origen de la mayoría de las fracturas que están representadas en la Hoja está relacionado con las etapas de fracturación tardihercínicas, asociándose algunas de ellas a la intrusión filoniana principal. Por otra parte, hay evidencias de movimientos o reactivaciones alpinas de fracturas tardihercínicas de diversa intensidad.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. MATERIALES PRE-ORDOVÍCICOS

#### 2.1.1. Metapelitas y metaareniscas con intercalaciones porfiroides (18)

Estos materiales se encuentran representados en la Hoja formando parte del afloramiento de la Sierra de San Vicente, orientado NO-SE, de morfología alargada, con una longitud máxima de unos 5,5 km y una anchura máxima de unos 5 km, el cual se prolonga hacia el sur, en la Hoja vecina de Navamorcuende. Se encuentran intruidos por cuerpos tabulares subhorizontales de leucogranitos aplopegmatíticos con turmalina y granate (15).

Esta unidad está constituida fundamentalmente por una sucesión monótona de esquistos micáceos y limolíticos con intercalaciones de metaareniscas y cuarcitas feldespáticas y más raramente, niveles de rocas calcosilicatadas, así como niveles de porfiroides y microconglomerados.

Las litologías esquistosas varían entre esquistos gris-verdoso micáceos de grano fino o muy fino y esquistos limolíticos finamente laminados (laminaciones milimétricas cuarzo-feldespáticas) a esquistos arenoso-limolíticos de color gris-crema y de grano fino. En los esquistos se intercalan niveles generalmente centi y decimétricos, de cuarcitas y metaareniscas, a veces metaarcosas de color gris-crema, que suelen ser de grano fino, aunque a veces se observan niveles de microconglomerados.

#### **Petrografía**

Los esquistos muestran textura lepidoblástica o granolepidoblástica de grano fino, a veces muy fino. Están constituidos principalmente por cuarzo, moscovita, plagioclasa y biotita y con frecuencia, feldespato potásico. Como minerales accesorios contienen minerales opacos, apatito, circón, sillimanita, rutilo, y en zonas próximas al contacto, andalucita. Otros minerales en proporción accesoria que se observan ocasionalmente son turmalina, cordierita y granate. La fábrica está definida por la disposición de agregados acintados de cuarzo policristalino, plagioclasa subidiomorfa alotriomorfa intensamente sericitizada y moscovita y biotita subidiomorfas, con morfologías en ocasiones alargadas. La moscovita, a veces, está levemente cloritizada.

Los esquistos finamente laminados están formados por una alternancia de láminas de potencias milimétricas. Unas, son ricas en cuarzo, estando formadas por agregados policristalinos intersticiales y biotita subidiomorfa o alotriomorfa. El otro tipo de bandas esta formado por cristales subidiomorfos o alotriomorfos de plagioclasa y feldespato potásico intensamente sericitizado, más biotita y escasa moscovita subidiomorfas. La biotita puede estar cloritizada.

La sillimanita suele aparecer en su variedad fibrolítica, incluida en moscovita. La andalucita se observa en tamaños finos, alotriomorfa, blindada en plagioclasa y desestabilizada a un agregado sericítico. El granate también aparece en tamaños finos, subidiomorfos y de carácter precinemático.

Los componentes principales de las areniscas y cuarcitas feldespáticas son cuarzo, plagioclasa y biotita, así como moscovita, feldespato potásico y menos frecuentemente cordierita y sillimanita. Las rocas de silicatos cálcicos son metaareniscas y cuarcitas de color negro-verdoso cuyos componentes principales son cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno (diopsido) y ocasional-

mente, granate, esfena y minerales opacos (MARTÍN PARRA, *et al.*, *in litt.*). Al menos la mayor parte de la sucesión del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente se puede correlacionar con la Formación Monterrubio de DÍEZ BALDA (1980, 1986), por debajo del Cámbrico inferior datado y de la Formación Aldeatejada, al S de Salamanca. A causa de la deformación y metamorfismo que afectan a estos materiales así como a su relativa escasa extensión, no ha sido posible interpretar el medio sedimentario ni el espesor de la sucesión.

## 2.2. Terciario

### 2.2.1. Arcosas y cantos (20). Mioceno

Corresponden exclusivamente a dos pequeños afloramientos, localizados en el Valle del Tiétar, al sur de Casavieja, aunque no debe descartarse la existencia de sedimentos similares y que se encuentren recubiertos por materiales más modernos.

Los sedimentos observados corresponden a unos 4-5 m de espesor visible de fangos arcósicos de tonos rojizos y pardos, con abundantes cantos subredondeados que ocasionalmente, presentan un conato de organización en paleocanales poco marcados y de límites muy difusos.

En los tramos de granulometría más fina es frecuente la presencia de tonos verdosos correspondientes a edafizaciones tipo «pseudogley».

Se ha asignado al conjunto una edad miocena por correlación con zonas próximas, aunque la total ausencia de argumentos de ningún tipo impide una atribución cronológica más precisa, no debiendo descartarse, incluso, una edad más antigua para los mismos.

## 2.3. Terciario y Cuaternario

### 2.3.1. Alteritas (19). Terciario-holoceno

Se incluyen en este apartado los materiales de alteración del sustrato granítico (lehm), cuando su extensión o potencia son relevantes y enmascaran la litología subyacente.

Se trata de arenas arcósicas de tonos blanquecinos, sin evidencias de transporte y que, como se ha indicado, pueden alcanzar en ocasiones desarrollo notable, principalmente en la zona meridional de la Hoja, en la margen izquierda del Tiétar.

## 2.4. Cuaternario

### 2.4.1. Cantos en matriz limo-arenosa (21). Glacis. Pleistoceno

Se trata de depósitos de cantos angulosos y subangulosos, englobados en una matriz limosa y arenosa de tonos pardos, y que presentan morfología de glacis. En las zonas más distales de las formas pueden alcanzar los 2-3 m de espesor.

Se localizan en el entorno del Valle del Tiétar, y alcanzan una extensión considerable tanto en la zona comprendida entre La Adrada y Casavieja, como en la zona suroccidental de la Hoja, entre Buenaventura y Sartajada.

#### **2.4.2. Gravas y arenas (22 y 23). Terrazas. Pleistoceno-holoceno**

Corresponden a los depósitos de gravas, arenas y limos que conforman las terrazas fluviales del río Tiétar, y que se encuentran ampliamente desarrolladas en el tramo más occidental del valle.

Se han diferenciado dos niveles, situados a +2 y +4-6 m sobre el cauce actual. Localmente, la terraza baja presenta un claro predominio de litologías finas (limos y arcillas) en su parte más alta. El espesor de los depósitos se sitúa en torno a los 2 m.

Tentativamente se ha atribuido el nivel superior al Pleistoceno, y el inferior al Holoceno.

#### **2.4.3. Gravas, arenas y limos (24). Fondos de valle. Arcillas, limos y gravas (25). Meandro abandonado. Holoceno**

Se incluyen en este apartado los depósitos de gravas, arenas y limos que conforman las terrazas fluviales del río Tiétar, y que se encuentran ampliamente desarrolladas en el tramo más occidental del valle.

Se han diferenciado dos niveles, situados a +2 y +4-6 m sobre el cauce actual. Localmente, la terraza baja presenta un claro predominio de litologías finas (limos y arcillas) en su parte más alta. El espesor de los depósitos se sitúa en torno a los 2 m.

Tentativamente se ha atribuido el nivel superior al Pleistoceno, y el inferior al Holoceno.

#### **2.4.4. Gravas, arenas y limos (24). Fondos de valle. Arcillas, limos y gravas (25). Meandro abandonado. Holoceno**

Se incluyen en este apartado los depósitos de gravas, arenas y limos, correspondientes a los aluviales y fondos de valle que aparecen asociados a algunos cauces. Es frecuente, en los cursos de menor orden el predominio claro de las litologías más gruesas (gravas).

Su espesor no suele superar los 2 m, siendo los más importantes los correspondientes al río Tiétar, y su afluente el río Escorial.

En el aluvial del Tiétar, en la zona al Sur de Casavieja, se ha diferenciado en la cartografía la presencia de una morfología de meandro abandonado (25), en la que el depósito es predominantemente limoso y arcilloso, al menos en su parte superior.

#### **2.4.5. Cantos, arenas y limos (26). Conos de deyección. Holoceno**

Localmente se han reconocido en el área depósitos de cantos poco elaborados, arenas y limos, asociados a morfologías de conos de deyección. Su espesor es variable, pudiendo superar los 2-3 m en las partes más distales.

Normalmente no alcanzan gran extensión, aunque debe destacarse el ubicado en la zona centrooccidental, en la margen derecha del Tiétar (paraje de el Guijo), que alcanza dimensión kilométrica.

#### **2.4.6. Cantos de matriz limo-arenosa (27). Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno**

Se trata de depósitos muy frecuentes en el ámbito de la Hoja, y que alcanzan una extensión superficial considerable.

Están compuestos por cantos, subangulosos y subredondeados, en matriz limosa y arenosa de tonos pardos.

#### **2.4.7. Cantos en matriz limo-arenosa (28). Coluvial. Holoceno**

En relación con algunas laderas, sobre todo en la parte meridional de la Hoja, se han cartografiado unos depósitos, de escasa extensión y potencia, constituidos por fangos areno-limosos, que contienen cantos angulosos o semiangulosos dispersos, procedentes de las partes más altas de la ladera.

#### **2.4.8. Cantos con escasa matriz (29). Canchales. Holoceno**

En algunos puntos de las partes más altas de los relieves serranos, en la zona septentrional de la Hoja, se han representado los depósitos correspondientes a canchales, formados por cantos más o menos angulosos, procedentes de las áreas más elevadas y sin apenas matriz.

#### **2.4.9. Limos y arcillas (30). Fondos endorreicos. Holoceno**

Se incluyen en este apartado todos los depósitos, de litología predominantemente fina (limos y arcillas), que se ubican en las zonas de drenaje deficiente correspondientes a zonas endorreicas y/o semiendorreicas.

Su potencia es reducida, aunque su extensión superficial puede alcanzar dimensiones notables, sobre todo en el caso de génesis relacionada con desbordamientos estacionales de algunos cauces.

### **3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA**

La Hoja de Sotillo de la Adrada se localiza en la zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico

(JULIVERT, *et al.*, 1972), y está incluida dentro de la unidad fisiográfica denominada Sistema Central. Desde el punto de vista estructural aparece dentro del Dominio de Pliegues Verticales definido por DIEZ BALDA, *et al.* (1990) (Figura 3.2).

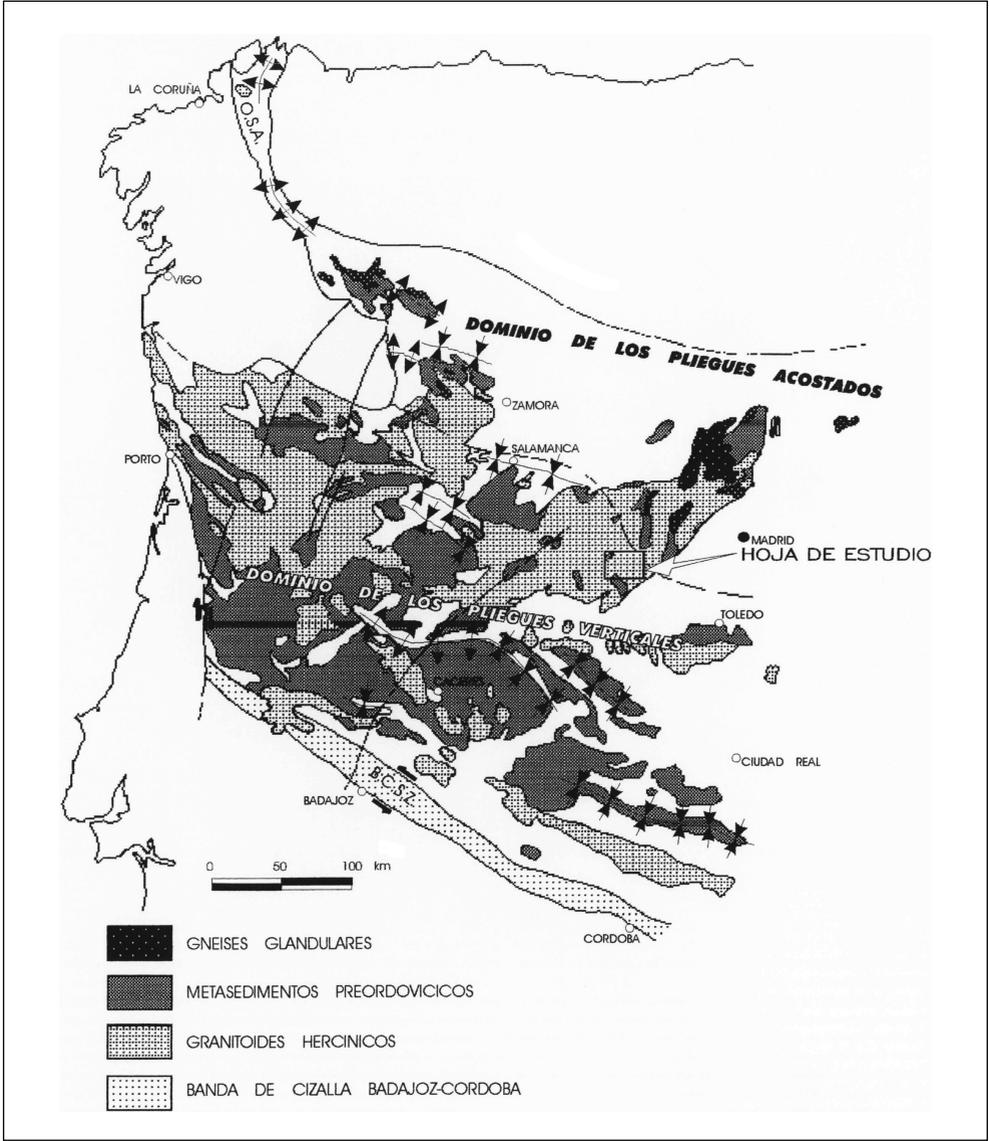


Figura 3.2. Dominios estructurales de la zona Centro Ibérica según DIEZ BALDA, *et al.* (1990); situación de la Hoja número 579 (Sotillo de la Adrada).

En este dominio, la primera fase hercínica (D1) produjo pliegues subverticales de longitud de onda kilométrica y de trazado NO-SE a E-O con foliación de plano axial asociada no siempre penetrativa. La dirección del acortamiento en esta fase fue de NNE-SSO.

La segunda fase de deformación hercínica (D2) se caracteriza por el desarrollo de cizallas subhorizontales con dirección de transporte ONO-ESE y hundimiento del bloque superior hacia el SE (DIEZ BALDA, *et al.*, 1992). En las zonas estructuralmente más profundas, la deformación rotacional (pliegues asimétricos con charnelas curvas) y la deformación dúctil son más acusadas que en los niveles estructurales superiores, donde la D2 únicamente produjo suaves flexiones de la foliación S1 y una débil foliación de crenulación S2 sobreimpuesta.

La tercera fase de deformación (D3) generó pliegues de gran longitud de onda (de decamétrica a kilométrica) y de pequeña amplitud, que afectan a las foliaciones de fases previas, a las cizallas de segunda fase y a las isogradas de metamorfismo. Estos pliegues presentan una traza de rumbo N 110-120° E y plano axial subvertical, con esquistosidad de crenulación asociada. Algunas estructuras antiformales adscritas a esta fase están afectadas por cizallas dúctiles subverticales de rumbo OSO-ENE. El acortamiento en esta tercera fase fue en la dirección NNE-SSO.

Con posterioridad a la D3 se describe en este sector una cuarta fase de deformación hercínica (D4) que dió lugar a pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con planos axiales subverticales.

La fase D4 quedaría incluida dentro de las fases tardías hercínicas que describen MACAYA, J., *et al.* (1991), caracterizadas por no desarrollar de forma generalizada estructuras penetrativas.

Gran parte de la fracturación que afecta a los materiales de la zona, definida por familias de fallas y diques de direcciones NE-SO, ONO-ESE, N-S, NNE-SSO y E-O, se generó durante las etapas tardihercínicas (UBANELL, 1981a y b). Subsecuente a la tercera fase hercínica se produjo una extensión próxima a la dirección N-S, con desarrollo de cizallas extensionales de bajo ángulo. Estos movimientos extensionales tempranos se adscriben al «episodio dúctil extensional» de DOBLAS (1990, 1991), que comprende la fase Robledo de MARTÍN ESCORZA (1988) y los movimientos tempranos de la etapa Malagón de CAPOTE, *et al.* (1987).

Tras los movimientos extensionales tempranos, la fracturación evolucionó según una comprensión uniaxial en el «episodio dúctil-frágil transcurrente» de DOBLAS (1990, 1991), equivalente a los últimos movimientos de la etapa Malagón (CAPOTE, *et al.*, *op. cit.*), que representa la transición al régimen de compresión uniaxial NE-50/N-S propio del inicio de la etapa Hien-delaencina (CAPOTE, *et al.*, 1987). Esta etapa es equivalente al «episodio frágil transcurrente» de DOBLAS (*op. cit.*), el cual representa el modelo clásico de tectónica transcurrente tardihercínica de ARTHAUD y MATTE (1975). Este modelo transicional con dirección de acortamiento próxima a N-S, evolucionó durante el Pérmico inferior a un modelo extensional cuasi-radial (GONZÁLEZ CASADO, *et al.*, 1993).

Las primeras manifestaciones de la Orogénia Alpina en este sector (fracturación eoalpina) aparecen registradas en dos familias de diques. La primera de ellas, de directrices fundamentalmente norteadas, está formada por diques de lamprófidos camptoníticos, diabasas y pórfidos

sieníticos, cuya edad de intrusión es Triásico sup.-Jurásico inf. (VILLASECA, *et al.*, 1992). El segundo grupo representa el episodio intrusivo más tardío en el Sistema Central que, aunque no aflora en la Hoja estudiada, corresponde al emplazamiento del dique diabásico de Plasencia, el cual tuvo lugar durante varios ciclos que duraron hasta el Jurásico medio (VILLASECA, *et al.*, 1992 y referencias allí citadas), a favor de una fractura de edad tardihercínica (UBANELL, 1981a y b).

VEGAS, *et al.* (1986), señalan dos sistemas de estructuras como manifestación fundamental de la tectónica Alpina:

- a) Bandas de deformación intensa definidas por fracturas N 80° E a N 70° E.
- b) Fracturas de dirección N 80° E a N 70° E.

Estos dos grupos de fracturas (en muchos casos, fracturas tardihercínicas reactivadas) desplazan diques tardihercánicos y eoalpinos.

En el sector oriental del Sistema Central han sido propuestas tres etapas de deformación alpina (CAPOTE, *et al.*, 1990): la etapa Ibérica (Oligoceno-Mioceno inferior), caracterizada por una compresión horizontal de dirección N 45°-55° E, con movimientos normal-direccionales en fallas N 40°-60° E y N 170°-180° E; la etapa Guadarrama (Mioceno inf.-Mioceno sup.), en la que se produce la estructuración del relieve actual del Sistema Central, en un régimen de compresión horizontal N 140°-155° E que generó fallas inverso-direccionales orientadas N 20° E y N 90° E y fallas normales N 110° E a N 180° E y, finalmente, la etapa Torrelaguna, caracterizada por una compresión orientada aproximadamente N-S que se resuelve mediante fallas N 130° E a N 160° E y N 180° E a N 220° E que actúan como desgarres directos.

En la Hoja de Sotillo de la Adrada se reconocen los efectos de ambas orogenias, Hercínica y Alpina. Durante los últimos episodios de la primera de ellas tuvieron lugar intensos procesos plutono-metamórficos, emplazando grandes volúmenes de granitoides cuyos afloramientos ocupan la práctica totalidad de la Hoja. Las etapas de fracturación hercínica más tardías actuaron sobre estos materiales produciendo distintas familias de fracturas, algunas de las cuales sufrieron reajustes y/o fenómenos magmáticos en épocas alpinas.

Las estructuras neotectónicas reconocidas en la Hoja son muy escasas debido fundamentalmente al poco desarrollo de depósitos cuaternarios en ella, y al hecho de que se sitúa en uno de los sectores más estables de la Península Ibérica, donde los efectos de los movimientos neotectónicos son locales, de pequeña envergadura y que se manifiestan generalmente como anomalías geomorfológicas.

### 3.1. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA

Gran parte de la fracturación existente en la Hoja de estudio se atribuye a las etapas de deformación tardihercínica, reconocidas en todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATE, 1975; VEGAS, 1975, etc.) y estudiadas en distintos sectores del Sistema Central (GARZÓN, *et al.*, 1976; BABIM, 1978; UBANELL, 1981a y b, 1982; DOBLAS, 1990, 1991) estableciéndose relaciones entre la tectónica tardihercínica y el emplazamiento de cuerpos ígneos (UBANELL, 1977; UBANELL y DOBLAS, 1987; CASQUET, *et al.*, 1988; DOBLAS y UBANELL, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992)

o con los diferentes episodios de hidrotermalismo (CABALLERO, *et al.*, 1992; CABALLERO, *et al.*, 1993; GONZÁLEZ-CASADO, *et al.*, 1993).

### **3.1.1. Fallas**

A partir de la cartografía de la Hoja de Sotillo se puede establecer un patrón estructural definido por varios sistemas de fallas, de presumible edad tardihercínica:

- a) Fallas E-O/ONO-ESE.
- b) Fallas N-S (NNO-SSE a SSO-NNE).
- c) Fallas NE-SO.
- d) Fallas NO-SE.

#### **a) Fallas E-O/ONO-ESE**

Este grupo aparece escasamente desarrollado en la Hoja, en comparación con las otras tres familias de fracturas dominantes. Son fracturas subverticales, en general de poco desarrollo longitudinal, frágiles, a veces asociadas o en continuidad con diques de pórfido, de apilitas, de granófiro o de pegmatitas. Algunas pueden presentar morfologías algo curvas, como la que constituye el límite sur de la Sierra del Valle, entre Casillas y Sotillo de la Adrada. Esta estructura es la más representativa de la familia E-O de la Hoja.

#### **b) Fallas N-S (NNO-SSE a NNE-SSO)**

En esta familia se incluyen aquellas fallas de direcciones norteadas, próximas a N 20-30° E a O. Son fracturas frágiles, que adoptan en ocasiones con morfologías curvas o sinuosas. El accidente más representativo de este sistema en la Hoja es la denominada Falla de Mijares, en el ángulo noroccidental de la Hoja. Entre el borde sur de la misma y la localidad de Sotillo de la Adrada, aparece una banda, de unos 2-3 km de anchura, formada por fracturas de esta familia. Estas son en su mayoría de escasa longitud, con evidencias de movimientos distensivos en alguna etapa de su evolución (rellenos de cuarzo).

No se dispone de datos que permitan establecer la edad de formación y de las sucesivas reactivaciones, aunque su orientación norteada es asimilable a las fallas de componente direccional generadas durante las etapas tardihercínicas más tempranas (fase Robledo de MARTÍN ESCORZA, 1984, equivalente a los movimientos más tempranos de la fase Malagón de CAPOTE, *et al.* (1987). Sin embargo, ya que presentan una deformación dominante de tipo frágil, por lo que también podrían tener su origen en la denominada «etapa frágil transcurrente» de DOBLAS (1990).

#### **c) Fallas NE-SO**

Esta familia se encuentra bien representada en la Hoja. Incluye fracturas de gran desarrollo longitudinal, cuya dirección media es N 30-N 60 subverticales. En ocasiones pueden formar

bandas de fracturas subparalelas con pequeño espaciado entre ellas, como en el resto de la banda asociada a la depresión del Tiétar, limitada por fracturas de este grupo que presentan evidencias de movimientos verticales de cierta importancia. Otras fracturas de este sistema, sin embargo, presentan rasgos de movimientos direccionales, a veces en relación a reactivaciones de signos opuestos, como en la falla de Guadayerbas, que desplaza al haz de diques de grano fino E-O situado en la mitad meridional de la Hoja.

El movimiento deducido sería senestro. Esta deformación frágil aparece superpuesta a una deformación dúctil más antigua, posiblemente asociada a la incurvación y suaves repliegues de los diques de granófiro, cuya morfología sugiere que éstas fueron afectadas por cizallas subverticales dextrales cuando aún no se habían consolidado.

La génesis de estas fracturas se relacionaría, en lo relativo a la deformación dúctil, a la etapa Malagón de fracturación tardihercínica descrita por CAPOTE, *et al.* (1987), en este caso equivalente al episodio dúctil-frágil transcurrente de DOBLAS (1990). Los rejuegos frágiles, fundamentalmente de apertura y desgarre, e incluso los frecuentes rellenos filonianos que llenan estas fracturas, se pueden asociar a los movimientos de la etapa Hiendelaencina de DE VICENTE, *et al.* (1986), si bien no se puede descartar que tales rellenos esten en relación a las etapas eoalpinas.

#### **d) Fallas NO-SE**

Al igual que las fracturas NE-SO, este sistema tiene buena representación en la Hoja, sobre todo en su mitad meridional. Son fracturas subverticales, ductiles, frágiles, que aparecen como largas fracturas en relevo (por ejemplo, falla de Casavieja-Fresnedillas) formando bandas de fracturación donde la deformación dúctil es muy acusada (por ejemplo, falla de Valdelaso y falla de Pelahustán). También muestran evidencias de diversos rejuegos de componente direccional, pero de signo opuesto. La deformación dúctil, a la que se sobrepone una deformación frágil, es en lo relativo al sentido de movimiento, sinestrosa, definiendo una fractura antitética con respecto a la fractura de Guadayerbas. Junto con esta última, delimita un área en la Sierra de San Vicente, con intensa deformación dúctil, con desarrollo de planos de foliación penetrativa, que ha sido objeto de estudio por DOBLAS, *et al.* (1983), DOBLAS (1987) y DOBLAS (1990a y b).

La foliación más penetrativa consiste en una foliación milonítica (planos S) de dirección N 150-180 y buzamientos norteados. Peor definidos y más heterogéneamente distribuidos en las distintas unidades, se observan dos planos o foliaciones de cizalla (planos C). Ambos presentan direcciones similares (ONO-ESE), el que se manifiesta como más penetrativo presenta buzamientos tendidos al Norte y un sentido de deslizamiento de componente normal a diferencia del otro grupo de planos C, sobrepuesto al anterior, con mayor ángulo de buzamiento y una componente de desplazamiento direccional de sentido siniestro. Este sistema de planos C definen una estrecha banda ONO-ESE de unos 2 km de ancho, sobre cuyo eje se sitúa Almendral de la Cañada.

A estas cizallas dúctiles, y a gran parte de las fracturas frágiles del sistema NO-SE, se les asigna una edad tardihercínica. Posiblemente se formaron durante la etapa Malagón de CAPOTE,

*et al.* (1987), equivale a los últimos movimientos del episodio dúctil extensional y al inicio del episodio dúctil-frágil de DOBLAS (1987, 1990a, 1991).

### **3.1.2. Diques**

Bajo el carácter polifásico de la fracturación que afecta a los materiales que afloran a la Hoja, son los rellenos filonianos los únicos marcadores que permiten establecer las edades relativas de las distintas familias de fracturas y/o sus reactivaciones.

#### **a) Diques E-O (ONO-ESE a ENE-OSO)**

Los rellenos filonianos más antiguos en la Hoja de estudio son los diques de pórfidos graníticos y posiblemente los diques de granófiros que, en general, se disponen con un rumbo próximo a E-O (ENE-OSO a ONO-ESE) (UBANELL, 1981; UBANELL y DOBLAS, 1987; DOBLAS y UBANELL, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992). Estos diques aparecen con cierta frecuencia en la mitad meridional de la Hoja. Los diques de pórfido no presentan gran continuidad lateral. A diferencia de estos, el haz de diques granofídicos presentan una gran continuidad lateral, prácticamente disectando la Hoja de Este a Oeste, dando un resalte morfológico muy retocado por las fracturas que lo intersecan. Son diques de potencia métrica, e incluso en el caso de los diques de granófiro, de potencia decamétrica. Localmente, tanto estos últimos como los diques de pórfido muestran una fábrica deformativa dúctil coherente con la que afecta a la roca encajante.

Contrastando con la mitad meridional de la Hoja, en la mitad septentrional son muy abundantes los diques pegmatíticos y pegmatlíticos cuyas direcciones predominantes son N 60 a N 120° E, y de buzamientos muy variables, desde subverticales a muy tendidos. Son de potencia generalmente métrica (2-5 m), aunque en algunos casos llegan a alcanzar varias decenas de metros (30-50 m).

#### **b) Diques N-S (NNO-SSE a NNE-SSO)**

Los diques tardihercánicos de direcciones norteadas son poco frecuentes, limitándose fundamentalmente a diques aplíticos y pegmatíticos de escaso desarrollo longitudinal que se localizan en la mitad septentrional de la Hoja, siendo similares en buzamientos y potencias a los diques pegmatíticos descritos más arriba.

## **3.2. FRACTURACIÓN ALPINA**

Durante el Mesozoico y previamente a las etapas principales de la Orogenia Alpina, el área estudiada estuvo sometida a una tectónica transtensional que se relaciona, en otras regiones de la Península Ibérica, a la formación de cuencas (por ejemplo, la cuenca Lusitana) y a la apertura del Atlántico Norte. Estos movimientos eoalpinos aparecen registrados mediante rellenos y alteraciones hidrotermales (CABALLERO, *et al.*, 1992) y rellenos de tendencia alcalina saturada en fracturas de edad tardihercánica (VILLASECA, *et al.*, 1992). La actividad tectónica

alpina (s.s.) abarca un período de tiempo desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Medio (VEGAS, *et al.*, 1986), estableciéndose diversos modelos alternativos que intentan explicar la estructuración del Sistema Central, como el modelo de «Rhomb-Horst» de PORTERO y AZNAR (1984), el modelo de deformación distribuida de VEGAS, *et al.* (1986, 1990), y el modelo de despegues subhorizontales de escala cortical de WARBURTON y ÁLVAREZ (1990), este último matizado para el sector oriental del Sistema Central por DE VICENTE, *et al.* (1992), quienes calculan un acortamiento mínimo total del 11% como efecto de una compresión de dirección N 155° E, con transporte tectónico hacia el NO. Es durante este episodio de edad Aragoniense Medio (CALVO, *et al.* 1991), denominado etapa Guadarrama, cuando tienen lugar los máximos esfuerzos compresivos regionales (CAPOTE, *et al.*, 1990).

### **3.2.1. Fallas**

#### **a) Fallas N-S (NNE-SOO a NNO-SSE)**

En la Hoja de Sotillo, las fracturas norteadas de probable origen o/y reactivaciones durante los episodios eoalpinos/alpinos, se concentran en la banda de dirección NNE-SSO que se extiende desde Sotillo de La Adrada hasta la Sierra de San Vicente, formada por fracturas con frecuentes rellenos de cuarzo, a veces de escaso desarrollo longitudinal. Las fracturas de esta familia más representativas por su longitud son las fallas de Mijares y de El Herradón-Casillas. Esta última define un gran accidente morfológico que se extiende hacia el Norte, en las Hojas de Navalunga y Ávila de los Caballeros. Según UBANELL (1981a) constituye el límite occidental de la denominada «zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama» que define una zona de orientación N-S de deformación transcurrente de sentido destrógiro.

No se dispone de datos, dentro de la Hoja, que permitan establecer la edad de formación y de las sucesivas reactivaciones, y aunque su orientación norteadada es compatible con un origen tardihercínico, localmente presentan evidencias (por ejemplo, rellenos alcalinos en la falla de El Herradón-Casillas) de reactivaciones extensionales durante el Triásico Sup.-Jurásico Inf. (VILLASECA, *et al.*, 1992).

#### **b) Fallas NE-SO**

Esta familia aparece bien representada en la Hoja. Incluye fracturas de dirección media N-30-N60E. Pueden formar bandas de varias fracturas subparalelas, con un espaciado regular, en ocasiones menor de 1 km, de buzamiento subvertical.

En la Hoja, las estructuras más representativas de este grupo son las fracturas que limitan la depresión del Tiétar, con evidencias de movimientos verticales de importancia, algunos de ellos relativamente recientes según se interpreta a partir de la existencia en el sector de Casavieja de superficies de erosión desniveladas.

Otra estructura de origen tardihercínico, pero con probables reactivaciones en etapas alpinas, es la falla de La Higuera-Almendral, que muestra además evidencias de deformación asociada a varias etapas tardihercínicas. Los rellenos filonianos de cuarzo que asocia localmente esta

estructura, al igual que otras de esta familia, pueden tener su origen en relación a las etapas alpinas.

### **c) Fallas E-O**

Algunas fracturas de esta familia pueden haber sido reactivadas en las etapas alpinas, aunque las evidencias de tales rejuegos son escasas en la Hoja. Únicamente la falla que limita por el Sur la Sierra del Valle, entre Casillas y Sotillo de la Adrada parece, según se deduce de la cartografía, mostrar rasgos que indiquen reactivaciones alpinas. La resultante final de su cinemática es la de un importante salto vertical, con el bloque hundido situado al Sur.

### **3.2.2. Diques**

Es reseñable la ausencia en esta Hoja de diques de carácter alcalino (sienitas, diabasas y lamprófidos), a diferencia de las Hojas situadas al Norte, donde tales rellenos aparecen con relativa frecuencia. Los únicos diques de probable edad alpina son los filones de cuarzo y barita que se asocian a fracturas NNE-SSO/N-S y NE-SO, aunque existen discrepancias sobre su origen tardihercínico o alpino (CABALLERO, *et al.*, 1992; LILLO, *et al.*, 1992).

## **3.3. NEOTECTÓNICA**

La Hoja de Sotillo de la Adrada se localiza en el Sistema Central, un área del orógeno Hecínico cuya morfoestructura actual se generó durante las etapas alpinas, fundamentalmente en la denominada etapa «Guadarrama» (CAPOTE, *et al.*, 1990), etapa de máxima compresión alpina, que tuvo lugar durante el Aragoniense Medio (CALVO, *et al.*, 1991). Así, aunque en la Hoja existen numerosas fracturas (familias N-S, E-O y NE-SO) con evidencias de movimientos alpinos y de expresión morfológica acusada, no existe ningún accidente con evidencias que confirmen su actividad durante la época neotectónica.

Existen algunas anomalías geomorfológicas, encontrándose desnivelaciones locales de la superficie degradada de glacioplanación, que no confirman por sí solas su relación con estructuras neotectónicas.

La ausencia de estructuras con evidencias inequívocas de movimientos neotectónicos se encuentra apoyada por la ausencia de hidrotermalismo actual y por la propia estabilidad sísmica del área donde se localiza la Hoja.

## **4. PETROLOGÍA**

### **4.1. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS SIN-TARDICINEMÁTICAS**

Aparecen en una serie de cuerpos que afloran a lo largo del borde norte de la Hoja, en la ladera meridional de la Sierra del Valle. Están formados por granitoides diatexiticos, granitoides

des inhomogéneos, granodioritas inhomogéneas foliadas y leucogranitos inhomogéneos. Junto con otras unidades intrusivas tardi-post-cinemáticas (granitos microporfídicos de dos micas y leucogranitos) constituyen el denominado «Conjunto litológico de la Sierra del Valle».

A excepción de la granodiorita inhomogénea foliada, cuyo contacto es neto e intrusivo, los granitoides diatexiticos e inhomogéneos presentan contactos graduales generalmente muy difusos, aunque a veces pueden ser muy rápidos. Con frecuencia aparecen como cuerpos intercalados entre sí y presentan una fábrica planar de origen fundamentalmente magmático-deformativa cuya orientación es muy similar en las diferentes unidades. Por analogías litológicas y estructurales con otros macizos (por ejemplo, Peña Negra, Hoja de Piedrahita, DIEZ MONTES, *et al., un litt.*) se considera que estas unidades están afectados por la Fase 3 hercínica.

#### **4.1.1. Granitoide inhomogéneo, tipo Casavieja (6)**

Aflora en el cuadrante NO de la Hoja, entre las proximidades de Piedralaves y el límite occidental de la misma. Constituye la unidad del conjunto litológico de la Sierra del Valle de más extensa representación en la Hoja de Sotillo de la Adrada.

Se trata de un monzogranito-granodioritas de color gris en fresco y de notable aspecto heterogéneo formadas por cuarzo, feldespato, moscovita y biotita con variaciones importantes en la disposición, tamaño y abundancia de megacristales feldespáticos y en el contenido de silicatos aluminicos, que en ocasiones coexisten formando segregados de dimensión centimétrica.

Los megacristales de feldespato pueden alcanzar los 4-5 cm de longitud aunque en general son de menor tamaño y suelen aparecer dispuestos según una fábrica magmática planar que en zonas próximas al contacto transicional con los granitoides diatexiticos (7), aparece dispuesta subparalela al mismo. En zonas internas del granitoide inhomogéneo de dos micas, la fábrica planar está definida también por bandeados magmáticos que adoptan orientaciones variables.

El contacto de esta unidad con las granodioritas-monzogranitos biotíticos que constituyen el fondo litológico de las Hojas y con los granitos microporfídicos de dos micas (13), es intrusivo.

Presenta numerosos enclaves, de pequeña extensión a escala cartográfica, de rocas metamórficas generalmente muy transformadas por procesos de alta temperatura. A escala de afloramiento se observan pequeños enclaves microgranudos de tamaño centimétrico a veces con estructuración interna y localmente, zonas de acumulación de enclaves centi-decimétricos, con textura equigranular y de composición tonalítica-granodiorítica.

#### **Petrografía**

Al microscopio son monzogranitos-granodioritas de grano medio-grueso de textura inequigranular, a veces porfídica, que en algunas muestras varían a texturas granoblásticas plagiolo-

diomorfas, algo foliadas. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita. Como minerales accesorios se encuentran minerales opacos, apatito, circón, rutilo, turmalina, sillimanita (fibrolita), cordierita y andalucita. Como minerales secundarios se observan sericita, clorita y moscovita.

El cuarzo aparece generalmente en agregados policristalinos gruesos con individuos con bordes indentados. En muestras con texturas granoblásticas está totalmente recrystalizado, formando un mosaico con abundantes puntos triples.

El feldespato potásico es intersticial y alotriomorfo, aunque puede aparecer de forma mayoritaria como fenocristales subidiomorfos/alotriomorfos de hábitos poiquilíticos, parcialmente microclinizados o con maclas de karlsbad. Son frecuentes las pertitas tipo vein, los cristales presentan abundantes inclusiones de plagioclasa subidiomorfa con maclado polisintético y bordes albíticos, de biotita y de cuarzo subidiomorfo-alotriomorfo.

La plagioclasa aparece en granos de tamaño medio, subidiomorfos a alotriomorfos, con maclado polisintético y/o simple y texturas en sinneusis. Se observan inclusiones de cuarzo en texturas mirmequiticas, y de moscovita de grano fino.

Al igual que el feldespato potásico muestra leves sericitizaciones la biotita se presenta en abundancia variable, tanto en individuos aislados como en agregados, en ambos casos con morfologías subidiomorfas. Se encuentra frecuentemente reemplazada por moscovita, clorita o prehnita. Incluye frecuentes inclusiones de circón de tamaño de grano fino y de apatito de tamaño grueso, a veces con inclusiones de circón.

En relación a los agregados biotíticos, son relativamente frecuentes los opacos primarios, subidiomorfos o alotriomorfos y de tamaño de grano medio.

Muy frecuentemente la biotita esta orientada, definiendo una fábrica planar poco penetrativa. La textura granoblástica observada en algunas muestras está definida fundamentalmente por la recrystalización y disposición orientada de la biotita.

La moscovita es, en general, secundaria, formada a expensas de los silicatos aluminicos y de la biotita, y en menor proporción de los feldespatos. A veces se observan pequeños granos idiomorfos englobados en la plagioclasa.

#### **4.1.2. Granitoide diatexítico (7)**

Esta unidad se localiza hacia la mitad occidental de la Hoja. Constituye una estrecha banda alargada en la dirección EO cuya potencia no alcanza los 1.000 m en la zona en la que presenta con mayor desarrollo. A lo largo de unos 5 km aparece como una lámina de potencia inferior a los 250 m dispuesta entre el granitoide inhomogéneo, tipo Casavieja (6>) y la granodiorita inhomogénea foliada (8).

Se trata de una roca de cuarzo feldespática porfídica de color gris-ocre a gris cuando inalterada, de dos micas con biotita dominante, muy heterogénea que con frecuencia muestra una

aparición entre granodiorita y migmatita diatexitica. Es característico de esta roca el bandeo definido por la alternancia de láminas claras y oscuras de tendencia «granítica» y «tonalítica» respectivamente. Estas láminas presentan contactos transicionales rápidos entre sí, con tamaños de grano que varían entre medio-grueso y medio-fino. El espesor varía de centí a decimétrico y cuanto este es muy reducido la roca adquiere un aspecto pseudofoliado. Las láminas suelen aparecer con una orientación E-O buzando débilmente hacia el Norte.

Esta roca presenta frecuentes megacristales, tabulares y subtabulares de feldespato de hasta 5 cm de longitud que suelen definir una fábrica subparalela a la de las láminas. También es relativamente frecuente la presencia de nódulos de cuarzo de tamaño por lo general centimétrico y de probable origen restítico.

El contacto entre estos granitoides y la granodiorita inhomogénea foliada (8) es neto intrusivo y paratransicional, y es transicional con los granitoides inhomogeneos con dos micas y silicatos aluminicos (6).

Los granitoides diatexiticos suelen presentar enclaves de migmatitas (s.l) con mayor frecuencia de tamaños centimétricos y de morfologias elipsoidales o alargadas.

### ***Petrografía***

En lámina delgada son granodioritas que presentan un tamaño de grano grueso-medio con textura heterogranular o porfídica hipidiomórfica. En ocasiones se observa una textura blasto milonítica/cataclástica con desarrollo de texturas lepidoblásticas en los componentes micáceos tanto primarios como secundarios.

Como minerales principales están cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Minerales accesorios son cordierita, sillimanita, minerales opacos, circón, apatito, titanita y rutilo como accesorios y minerales opacos, sericita, prehnita y clorita como productos de alteración.

El cuarzo es alotriomorfo e intersticial, formando agregados policristalinos con individuos de bordes ligeramente indentados.

La plagioclasa es de hábito subtabular, subidiomorfa o alotriomorfa, con maclado polisintético y/o simple. Se observan bordes de disolución y golfos de corrosión cuando está englobada por el feldespato potásico. Está variablemente sericitizada, con neoformación de moscovita.

El feldespato potásico es relativamente escaso. De hábito alotriomorfo intersticial, es poiquilítico con respecto a la plagioclasa, biotita y cuarzo. Muestra escasas perfitas de tipo film y patch. Puede estar reemplazado en los bordes por un agregado de moscovita fibroso radiada más plagioclasa y cuarzo. Con frecuencia está sericitizado y sobrecrecido por moscovitas que definen texturas lepidoblásticas.

La biotita puede estar individualizada o formando agregados, de carácter alotriomorfo, que

contienen abundantes granos subidiomorfos de circón, apatito de sección rectangular y agregados de opacos primarios subidiomorfos. Está frecuentemente alterada a moscovita con exsolución de minerales opacos secundarios o bien cloritizada, en cuyo caso puede contener inclusiones saageníticas de rutilo y exsoluciones de prehnita y epidota. En muchas ocasiones, la orientación preferente de los cristales define una fábrica planar.

La moscovita, subidiomorfa o alotriomorfa, se presenta recrystalizada en los bordes frente a feldespato potásico y plagioclasa por agregados de grano muy fino de moscovita acicular. Es un producto común de reemplazamiento sobre biotitas y feldespatos.

También es frecuente la cordierita, prácticamente pseudomorfizada en su totalidad por agregados micáceos de biotita marrón, moscovita y biotita verde.

Otros minerales accesorios son titanita alotriomorfa de tamaño fino relacionada con los agregados biotíticos y minerales opacos alotriomorfos dispersos en la mesostasis e inferiores a 150  $\mu\text{m}$ .

Entre los silicatos aluminicos y con exclusión de las micas, la sillimanita es el componente más frecuente y abundante pudiendo estar incluida en cualquier de los componentes fundamentales.

#### **4.1.3. Granodiorita inhomogénea foliada (8)**

Esta unidad aflora en dos sectores de la Sierra del Valle. Uno se sitúa en el vertice NO de la Hoja, en el puerto de Mijares y sus proximidades. El otro sector se sitúa en el vertice NE, en los alrededores de Casillas y el puerto del mismo nombre.

En ambos sectores los afloramientos se extienden más allá del límite norte de la Hoja adentrándose en la vecina Hoja de Navalunga. Aparece en contacto neto, intrusivo con los granitoides diatexiticos (7), con la granodiorita-monzogranito biotítico heterogéneo (10c), los granitos microporfídicos de dos micas, tipo Casillas (13) y leucogranito moscovítico, tipo Casillas (17).

Se trata de una granodiorita de color gris-azulado en fresco, aunque en superficies meteorizadas presenta coloraciones ocre rojizas. La característica más sobresaliente de esta roca es el desarrollo de una fábrica planar penetrativa definida por láminas centimétricas con variaciones composicionales con foliación incipiente como resultado de la deformación en estado cuasiplástica por estiramiento + aplastamiento.

De grano medio a grueso, en la mesostasis aparecen, de forma aislada, megacristales de feldespato potásico que alcanzan 4-5 cm en casos excepcionales, aunque generalmente son de tamaños menores (2-3 m), que en muchas ocasiones aparecen estirados, disponiéndose con orientaciones concordantes con la fabrica planar. Su morfología varía desde idiomorfa a xenomorfa, muy redondeados y corroidos en sus bordes.

El cuarzo se presenta de forma intersticial.

La biotita suele aparecer en agregados que no superan 0,5 cm de tamaño. Aparecen alineados, según la fábrica planar característica de la unidad.

Además de por el estiramiento y disposición de los megacristales y el alineamiento de los agregados biotíticos, la fábrica planar está bien marcada por los frecuentes enclaves microgranudos y metasedimentarios, de tamaños que varían desde centimétricos a decimétricos e incluso, en ocasiones, métricos, con morfologías husoidales a discoidales.

### ***Petrografía***

Al microscopio la roca presenta una textura inequigranular plagiodiomórfica foliada de grano medio. Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, junto a moscovita, apatito, minerales opacos, circón y allanita, como minerales accesorios y sericita, clorita, prehenita y epidota como productos secundarios.

El cuarzo aparece en agregados policristalinos de morfología irregular constituidos por individuos de bordes ligeramente indentados.

El feldespato potásico es alotriomorfo e intersticial, de hábito poiquilitico respecto a plagioclasa, biotita y cuarzo; presenta macla en enrejado, aparece variablemente albitizado y puede reemplazar parcialmente en forma de parches a núcleos sericitizados de plagioclasa.

La plagioclasa aparece en cristales subidiomorfos con núcleos variablemente reemplazados por sericita, prehenita y feldespato potásico, maclado simple o polisintético y zonado oscilatorio difuso o inexistente.

La biotita, intensamente cloritizada, se observa recrystalizada a agregados de morfología irregular, algo estirados, que definen una foliación penetrativa; aparece parcialmente reemplazada por prehenita fusiforme interfoliar y hacia los bordes por epidota-clorita. También aparece recrystalizada a moscovita y puede incluir apatitos prismáticos y con menor frecuencia circones subidiomorfos. La allanita es subidiomorfa con núcleo con zonado concéntrico y aureola metamítica.

#### **4.1.4. Leucogranito inhomogéneo (9)**

Únicamente aflora con escasa extensión en el vértice NO de la Hoja, prolongándose en la vecina Hoja de Navalunga, donde se encuentra formando pequeños cuerpos (<1 km<sup>2</sup>) asociados espacialmente a las unidades sin-tardicinemáticas de la Sierra del Valle. Esta unidad muestra contactos netos, intrusivos y de geometría irregular, con el monzogranito-granodiorita inhomogénea foliada (8). El contacto del leucogranito con el granitoide diatexitico (7) suele ser gradual o transicional muy rápido, de geometría irregular y orientación variable.

En la Hoja de Sotillo de la Adrada se encuentran como leucogranitos de grano medio y a veces porfídicos, con megacristales de hasta 3 cm de longitud, aunque pueden presentar variaciones a grano fino. Están formados fundamentalmente por cuarzo, feldespato, moscovi-

ta y biotita, encontrándose cordierita y granate en cantidades variables, aunque siempre accesorias. La cordierita aparece en cristales y agregados que alcanzan 0,5 cm de tamaño. Los cristales de granate pueden alcanzar tamaños de 0,5-0,8 cm.

Localmente se observa una fábrica planar de flujo magmático definida por la orientación de las micas y en menor proporción por la disposición de los fenocristales de feldespato.

### ***Petrografía***

En lámina delgada es una roca de tamaño de grano medio fino a medio grueso, de textura que varía entre hipidiomórfica a granoblástica, cuyos componentes principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales en proporción accesorias se encuentran: apatito, minerales opacos, cordierita, granate y sillimanita; como fases secundarias aparecen: sericita, moscovita, clorita y prehnita.

El cuarzo es de hábito alotriomorfo, en ocasiones muestra extinciones ondulantes y tendencia a formar agregados subredondeados de tamaño grueso o agregados irregulares con individuos de tamaño muy variable.

El feldespato potásico de tamaño medio-grueso, es alotriomorfo, con pertitas tipo film. Presenta texturas subpoiquilíticas, englobando granos de cuarzo, moscovita y plagioclasa alotriomorfos.

La plagioclasa de tamaño medio, suele ser de hábito subidiomorfo o alotriomorfo. Muestra maclado polisintético y zonado continuo difuso o inexistente. Incluyen cuarzo y moscovita alotriomorfos y esta intensamente sericitizada en los núcleos, con formación ocasional de moscovita.

La biotita es de tamaño medio a fino y con hábito alotriomorfo/subidiomorfo. Presenta coloraciones marrones excepto cuando reemplaza a granate (marrón verdosa). Incluye pequeños granos de minerales opacos alotriomorfos. Puede estar recristalizada a clorita « prehnita » minerales opacos o bien a moscovita.

La moscovita se encuentra, mayoritariamente, como producto de origen secundario, reemplazando a biotita y feldespato. En proporciones subordinadas forma cristales subidiomorfos de tamaño de grano fino a medio y con bordes corroídos, incluidos en feldespato potásico o dispersos en la matriz.

El granate muestra una tonalidad marrón claro, es subidiomorfo y con hábitos esqueléticos, de tamaños entre 2 y 3 mm. Está reemplazado parcialmente por biotita verdosa, corroída por cuarzo alotriomorfo y contiene agujas de sillimanita fibrolítica.

Otros minerales accesorios son opacos alotriomorfos de tamaños muy finos que se forman en microfracturas de cuarzo y feldespato y opacos subidiomorfos finos incluidos en granates.

## 4.2. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS TARDI-POSTCINEMÁTICAS

### 4.2.1. Granodioritas-monzogranitos biotíticos

Es el conjunto litológico con mayor representación cartográfica en la Hoja de Sotillo de la Adrada. Está constituido por diversas unidades cuyas composiciones respectivas son muy similares, de granodioríticas a monzograníticas, presentando pequeñas variaciones en cuanto a aspectos y rasgos texturales. Cartográficamente se han diferenciado varias unidades:

- Granodiorita-monzogranito biotítico con megacristales escasos (10a).
- Granodiorita-monzogranito biotítico con megacristales abundantes (10b).
- Granodiorita-monzogranito biotítico heterogéneo (10c).

Estas pueden considerarse variedades de una misma unidad intrusiva compleja, ya que presentan contactos entre sí transicionales y difusos.

Estas unidades, junto con otras unidades granodioríticas-monzograníticas sin representación en la Hoja, se integran en la gran masa del llamado Batolito de Ávila (BEA, 1985) que aflora en grandes extensiones en el sector del Sistema Central situado al Oeste del macizo metamórfico de La Cañada-Cebreros.

Las unidades identificadas se corresponden con las adamellitas de grano medio poco porfídicas y con las adamellitas de grano medio porfídicas descritas por APARICIO, *et al.* (1975).

En conjunto estos materiales muestran una fábrica, fundamentalmente lineal (marcada por la orientación de los megacristales y enclaves), y a veces plano-lineal, de origen primario. En algunos sectores (por ejemplo, Sierra de San Vicente) están muy afectadas por deformación dúctil, con desarrollo de foliación penetrativa y estiramiento mineral, cuyo origen ha sido atribuido a fases de deformación tardihercínicas (DOBLAS, 1989, 1992).

#### 4.2.1.1. Granodiorita-monzogranito biotítico con megacristales escasos (10a)

Los afloramientos de esta unidad ocupan gran parte de la Hoja, siendo el tipo granítico con mayor extensión cartográfica. Se extiende desde el borde sur de la Sierra del Valle (Sotillo de la Adrada) hasta la Sierra de San Vicente, y desde la depresión del Tiétar, por el Oeste, hasta prácticamente el límite Este de la Hoja.

En afloramiento fresco la roca presenta un color gris azulado, con tamaño de grano medio, medio-grueso, bastante equigranular y homogénea, con escasos megacristales feldespáticos idiomorfos a subidiomorfos, rectangulares o equidimensionales con tamaños medios comprendidos entre 2-3 cm, generalmente poco contrastados en la mesostasis, y distribución errática en el afloramiento. Excepcionalmente se observan zonas decimétricas de acumulación de megacristales. La mesostasis está constituida por cuarzo, feldespato y biotita que puede aparecer en laminillas individuales de hasta 3 mm o constituyendo agregados micáceos de hasta 1 cm; en ocasiones las biotitas definen una fábrica subhorizontal muy tenue.

Los enclaves son muy escasos, por lo general de pocos centímetros de tamaño y de naturaleza granodiorita a cuarzdiorita. Excepcionalmente se han observado enclaves restíticos de hasta 5-6 m de longitud.

Esta unidad es intrusiva en los metasedimentos que afloran entre Sartajada y Almendral de La Cañada, produciendo una aureola de metamorfismo de contacto. En relación a los granitoides sin-tardicinemáticos del Conjunto litológico de la Sierra del Valle, los contactos son intrusivos netos tanto con el granitoide inhomogéneo (16) como con el granito microporfídico de dos micas, tipo Casillas (13) y el granito de dos micas tipo El Berrocal (14), el monzogranito biotítico porfídico, tipo La Garbanza (12), los leucogranitos aplopegmatíticos «turmalina» granate (15) y los leucogranitos de dos micas con moscovita dominante (16).

## **Petrografía**

En lámina delgada son rocas de textura inequigranular hipidiomorfa de grano medio a grueso.

Como minerales principales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios están opacos, circón, apatito y ocasionalmente monacita. Minerales secundarios son sericita, moscovita, clorita, prehnita y epidota, formados como productos de alteración de feldespatos y biotita.

El cuarzo es subidiomorfo en granos simples o muy frecuentemente aparece formando agregados policristalinos con hábito alotriomorfo, a veces con extinción ondulante direccional y bordes polygonizados.

El feldespato potásico es alotriomorfo, intersticial, poiquilítico con respecto a la plagioclasa y la biotita subidiomorfas a las que incluye. Muestra perfitas tipo «film» y «vein», y ocasionalmente «pacht». A veces esta microclinizado. Se observan, en ocasiones, intercrecimientos gráficos en el contacto de cristales de feldespato potásico y plagioclasas.

La plagioclasa es subidiomorfa/alotriomorfa, de tamaño fino a grueso, con maclado polisintético y/o simple y zonado continuo u oscilatorio. Muestra frecuentes bordes albiticos alotriomorfos, así como texturas en sinneusis y flexiones en los planos de maclado, en ocasiones desarrollando maclas mecánicas.

Su núcleo se encuentra, frecuentemente, sericitizado con formación de prehnita y moscovita. Incluye biotita, minerales opacos, apatito, circón.

La biotita se presenta en placas individuales y ocasionalmente poiquilíticas o en agregados policristalinos de morfología irregular constituidas por individuos subideomorfos, con bordes alterados a moscovita. Incluye apatito.

En la mesostasis son relativamente frecuentes los apatitos de sección prismática gruesa y los circones subprismáticos.

### *4.2.1.2. Granodiorita-monzogranito biotítico con megacristales abundantes (10b)*

Aflora hacia el límite Este de la Hoja, entre los parajes de la Garbanza y Las Vegas, y hacia el límite sur de la Hoja, de SO a SE de Almendral de La Cañada, entre los parajes de Navaloso y

el Morrón, en contacto gradual difuso con la granodiorita-monzogranito con megacrístales escasos (10a) cuyos caracteres composicionales son similares a las otras variedades de granodioritas-monzogranitos biotíticos sin-tardicinemáticos. También aflora en el sector de Buenaventura, en la esquina SO de la Hoja.

El rasgo distintivo que la diferencia de estas es la abundancia de megacrístales de feldespato potásico, los cuales llegan a alcanzar tamaños de 6-7 cm siendo los más frecuentes los comprendidos entre 3 y 4 m.

A veces (por ejemplo, en Buenaventura), la disposición de megacrístales de enclaves y agregados de biotita, definen una fábrica plano-linear bien patente, indicando direcciones de flujo ígneo de orientación N-S a NE-SO, subhorizontal o de bajo ángulo.

Hacia el límite meridional de la Hoja, la granodiorita-monzogranito con megacrístales abundantes (10b) presenta una fábrica interna deformativa, que es más patente y penetrativa hacia el Sur, adquiriendo localmente aspecto de ortoneis tal y como puede observarse en distintos puntos (por ejemplo, en las pistas que ascienden desde Almendral de la Cañada a la Sierra de San Vicente, entre los parajes de El Guijo y La Grama).

En afloramiento, esta fábrica se manifiesta fundamentalmente como una superposición de dos fábricas planares o foliaciones. La menos penetrativa consiste en una foliación definida por la textura lepidoblástica de las biotitas que presenta una orientación de N 135-145° E con buzamientos entre 15 y 25° al Norte. La otra fábrica consiste también en una foliación con estructuras miloníticas, con reducción del tamaño de grano, recristalización de cuarzo y reorientación de biotitas. Así, se observan (por ejemplo, en la pista de La Grama) afloramientos con intensa deformación donde aparece muy desarrollada esta foliación, muy neta y penetrativa, con direcciones en torno a N 140-150 y buzamiento subvertical. Las dos foliaciones observadas son equiparables a los denominados por DOBLAS (1983) como planos C<sub>1</sub> y planos S, respectivamente.

### ***Petrografía***

Los caracteres microscópicos de esta unidad no difieren de aquellos observados en la granodiorita-monzogranito biotítico con megacrístales escasos (10a). Son rocas que muestran una textura inequigranular hipidiomorfa de grano medio a grueso.

Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Minerales accesorios son opacos, apatito y circón, como minerales secundarios se encuentran sericita, moscovita, clorita y prehnita, formados a partir de feldespatos y biotita.

El cuarzo aparece frecuentemente formando agregados policristalinos, con extinción ondulante direccional, formados con bordes poligonizados. En muestras de la roca deformada de la sierra de San Vicente, estos agregados granoblásticos muestran frecuentes puntos triples, con disminución de tamaño de grano, llegando a mostrar texturas protomiloníticas con tamaño de grano muy fino.

El feldespato potásico en la mesostasis es alotriomorfo e intersticial. Presenta maclas en enrejado y pertitas tipo «film», «pacth» y «vein». A veces se encuentra levemente poligonizado.

La plagioclasa es subidiomorfa/alotriomorfa, de grano medio a grueso. Presenta maclado polisintético y/o simple y zonado oscilatorio difuso y bordes de recrecimientos albiticos con zonado continuo. Son relativamente frecuentes las texturas en sinneusis y las flexiones de los planos de macla, mostrando ocasionalmente maclas mecánicas. Incluye biotita, minerales opacos, apatito y circón.

Frecuentemente el núcleo se halla intensamente sericitizado. La biotita aparece, generalmente, formando agregados policristalinos de morfología irregular formados por individuos subidiomorfos flexionados, con bordes, a veces, reemplazados por moscovita y minerales opacos, o variablemente cloritizados. Incluye granos de apatito de sección rectangular gruesa, de circón, subidiomorfo/alotriomorfo y minerales opacos alotriomorfos.

En muestras de rocas deformadas, los agregados biotíticos junto con los agregados policristalinos de cuarzo definen la fábrica planar de la roca.

#### 4.2.1.3. *Granodiorita-monzogranito heterogéneo (10c)*

Esta unidad se encuentra en el cuadrante NE de la Hoja, entre los parajes de Las Perihuelas y Canto Reventado-Cuesta de San Marcos, extendiéndose hacia el Norte dentro de la Hoja de Navalunga (556). Presenta contactos intrusivos con la granodiorita inhomogénea foliada (8), con los granitos microporfídicos de dos micas tipo Casillas (13) y con el leucogranito moscovítico, tipo Casillas (17), mostrando algunos enclaves, hasta de dimensiones hectométricas de granitoides inhomogéneos, tipo Casavieja (6). Su contacto con las otras dos unidades de granodioritas-monzogranitos tardíos cartografiados en la Hoja son por falla supuesta.

Se trata de rocas de color gris azulado en corte fresco. El tamaño de grano es fino-medio a grueso. A escala de afloramiento presentan heterogeneidades texturales importantes, con bandeados más o menos difusos, con abundancia variable de megacristales feldespáticos y variaciones en el tamaño de grano. Son muy frecuentes las zonas decimétricas con acumulados de megacristales, que pueden llegar a estar «autosoportados», en general de gran tamaño (hasta 7-8 cm de longitud) y subidiomorfos. En muchas ocasiones muestran una acusada disposición orientada. Contrastando con los acumulados perortósicos, hay términos donde el contenido en megacristales es muy bajo, con individuos dispersos, xenomórficos y redondeados.

Las rocas de esta unidad pueden mostrar fábricas planares, subhorizontales o de ángulo tendido, a veces de origen estrictamente primario, definidas por la orientación de los megacristales de feldespato potásico, o de origen mixto, con los megacristales algo estirados y desarrollo de una foliación incipiente definida por la disposición orientada de la biotita que aparece como agregados «filiformes».

Localmente se han observado abundantes enclaves metasedimentarios restíticos de hasta 50 cm, de grano fino a muy fino y enclaves monominerales de cuarzo restítico de hasta 10 cm de tamaño.

En algunos sectores (por ejemplo, las Pizarras-Canto del Berrueco, en la Hoja vecina de Navalunga), se han reconocido afloramientos muy ricos en cordierita, que aparece como prismas

subidiomorfos de hasta 1,5 cm variablemente retrograda a agregados micáceos. También se han identificado pequeños agregados centimétricos de sillimanita.

### **Petrografía**

La textura es inequigranular hipidiomorfa de tamaño de grano medio a medio-grueso. En las muestras más deformadas la textura puede ser granoblástica de grano medio, presentándose entonces las fases minerales principales levemente flexionadas, kinkadas o poligonizadas. En todo caso, la fabrica deformativa no es muy intensa, y no suele conllevar blastesis mineral, sino que se limita a retocar la paragenesis ígnea primaria. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como accesorios cuenta con minerales opacos, apatito, circón y ocasionalmente monacita, siendo sericita, clorita, moscovita, minerales opacos, prehnita y cantidades subordinadas de epidota, y los productos de retrogradación de la paragénesis ígnea primaria.

El cuarzo forma agregados policristalinos, a veces totalmente recrystalizadas, con abundantes puntos triples.

El feldespato potásico puede formar megacristales o formar parte de la mesostasis, siendo intersticial y de hábito poiquilítico con respecto a la plagioclasa, biotita y cuarzo. Con frecuencia se observan maclas en enrejado (microclina). Los bordes de grano pueden estar alterados a agregados sericíticos.

La plagioclasa presenta tamaños de grano medios a gruesos y hábito subidiomorfo. El maclado polisintético característico muestra, en ocasiones, maclas según la ley de la periclina. El zonado contínuo y oscilatorio suele ser poco acentuado. Las texturas en sinneusis son relativamente frecuentes. Incluye biotitas subidiomorfas/alotriomorfas y cuarzo alotriomorfo. El núcleo esta variablemente sericitizado con neoformación de prehnita y ocasionalmente moscovita.

La biotita aparece fundamentalmente como agregados de morfología irregular formados por individuos subidiomorfos o alotriomorfos, con frecuentes flexiones de los planos de exfoliación. Incluye apatito, circón y minerales opacos de grano fino. A veces se encuentra alterada a clorita, moscovita y prehnita.

#### **4.2.2. Monzogranito biotítico porfídico ± cordierita (11)**

Esta unidad corresponde a un pequeño cuerpo de extensión menor a 2 km<sup>2</sup> que aflora en el sector de Arroyo Lugar, entre los parajes de Garrapatos y Sancho, aparentemente intrusivo en la granodiorita-monzogranito con megacristales escasos (10a) que constituye el fondo litológico de la Hoja. Es una roca de color gris algo azulado en afloramiento fresco, de tamaño de grano medio a grueso, cuya característica más notables es la abundancia de megacristales de feldespato potásico, que pueden alcanzar tamaños de 4-5 cm de longitud, aunque el tamaño más frecuente es 2-3 cm. Son de subidiomorfos a alotriomorfos, redondeados, a veces con bordes muy corroidos. El cuarzo es intersticial, en agregados que llegan a superar 1

cm de tamaño; ocasionalmente se observa algún individuo aislado subidiomorfo. La biotita se dispone en «grumos» o agregados de hasta 1 cm, e incluso excepcionalmente mayores.

En las superficies de alteración destacan pseudomorfos de cordierita prismática de 1-1,5 cm retrogradadas a material ocre.

Aunque en algún afloramiento parece insinuarse cierta fábrica planar de origen primario definida por la disposición alineada de los agregados de biotita y de los megacrístales feldespáticos, por lo general, la fábrica es prácticamente isotropa, con orientación errática de los megacrístales.

El monzogranito biotítico porfídico presenta contactos netos con los leucogranitos aploplegmáticos con turmalina y granate (15) y con el leucogranito de dos micas con moscovita dominante (16), que emplaza sobre el primero como cuerpos de morfología subtabular.

### ***Petrografía***

Al microscopio, es una roca de textura inequigranular hipidiomorfa, de grano medio a grueso. De composición monzogranítica, sus componentes principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran minerales opacos, apatito y circón.

Además aparecen clorita, moscovita, sericita, minerales opacos y prehnita como productos de la alteración de feldespatos, biotita y cordierita, que no se encuentra fresca en las láminas estudiadas.

El cuarzo es policristalino, alotriomorfo e intersticial, formando agregados policristalinos irregulares constituidos por individuos de bordes indentados a pequeña escala.

El feldespato potásico aparece como megacrístales individualizados o formando parte de la mesostasis, como cristales aislados, o como agregados irregulares policristalinos, siendo de carácter intersticial, alotriomorfo, en ocasiones con macla de karlsbad, exoluciones perfiticas bien desarrolladas, tipo «braided» y abundantes inclusiones de cuarzo alotriomorfo, y plagioclasa, biotita y moscovita subidiomorfas. Muestra un leve punteado sericítico.

La plagioclasa forma cristales alotriomorfos o subidiomorfos de tamaños medios o gruesos que frecuentemente se agrupan en sinneusis. Muestra el maclado polisintético característico. El zonado es continuo o bien en parches hacia el núcleo y continuo hacia el borde. Esta intencionalmente reemplazada por sericita y moscovita y a veces prehnita.

La biotita se halla en individuos subidiomorfos o alotriomorfos, de tamaño medio, que con frecuencia están flexionados. En ocasiones se halla reemplazada por clorita ± prehnita o hacia los bordes por moscovita y minerales opacos. Incluye apatito y circón subidiomorfos o alotriomorfos.

Dispersos en la matriz podemos encontrar circones subprismáticos de tamaño de grano fino.

### 4.2.3. Monzogranito biotítico porfídico, tipo la garbanza (12)

Esta unidad incluye un conjunto de pequeños cuerpos monzograníticos de dimensiones generalmente hectométricas, que se hallan relacionados espacialmente con diques de pórfidos graníticos-granodioríticos, con los que llegan a mostrar contactos graduales aunque muy rápidos, como los observados en los afloramientos de El Canto Gordo de Mesa, en Minga Morena-Risco de las Cuevas, etc.

A escala de afloramiento, el contacto pórfido-monzogranito es en ocasiones intrusivo, neto. En otras zonas, el contacto es gradual, pasando de una a otra litología en una distancia de pocos centímetros. Cuando el contacto es relativamente neto, los megacristales próximos a este aparecen orientados subparalelos a él, orientación que va siendo menos acusada conforme aumenta la distancia al contacto. A veces, algunos megacristales, e incluso enclaves, restíticos se incluyen en ambas litologías.

Las rocas de esta unidad presentan variaciones texturales, desde términos de texturas porfiroides con matriz microcristalina a términos de textura granuda porfídica con términos intermedios que se caracterizan por texturas en «dos tiempos».

Los términos de textura granuda porfídica son de tamaño de grano medio a grueso, con abundantes megacristales de feldespato de hasta 9-10 cm de longitud, siendo el tamaño más frecuente entre 3-4 cm. Presentan morfologías idiomórficas. El cuarzo es intersticial, formando agregados policristalinos de morfologías irregulares, aunque también se observan individuos xenomórficos de tamaño de grano medio. La biotita es relativamente abundante en individuos aislados y agregados de hasta 1,5 cm de tamaño cuya disposición orientada puede definir una fábrica planar de dirección N 30-35 E, subvertical. La biotita también aparece como inclusiones en los megacristales o blindando a estos. Son frecuentes los enclaves microgranudos de composición intermedia, de dimensiones centi y decimétricas, redondeados y/o elipsoidales. También existen enclaves restíticos de origen paraderivado, con estructuración interna y bordes netos y/o difusos. Los términos de los tiempos y porfiroides se caracterizan por una mesostasis de tamaño de grano medio-fino a fino donde destacan granos de cuarzo «estallados» de hasta 1 cm y megacristales de feldespato potásico de hábito subidiomorfo a alotriomorfo, rectangulares o redondeados, cuyos tamaños varían entre 3,5 cm y 5 cm, siendo los más comunes en torno a los 2 cm. Con frecuencia muestran bordes corroidos y pequeñas inclusiones de biotita. Variablemente orientados en general, pueden definir localmente fábricas plano-lineares de flujo ígneo. Las biotitas aparecen en individuos aislados con secciones basales de hasta 5 mm. Pueden estar orientados definiendo una foliación aparentemente deformativa. Los enclaves son frecuentes, generalmente microgranudos, redondeados o de bordes irregulares, a veces elongados en concordancia con la fábrica definida por la biotita.

#### **Petrografía**

En lámina delgada son rocas de composición monzogranítica de textura porfídica idiomorfa de tamaño de grano medio a medio-grueso. La mineralogía principal está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; como minerales accesorios están apatito, circón y minerales opacos. Los productos secundarios son sericita, clorita, moscovita, minerales opacos y clinozoisita.

El porfidismo está muy bien contrastado, por una matriz de tamaño medio a fino en la que destacan fenocristales de cuarzo y feldespatos con abundantes texturas mirmequíticas y gráficas.

El cuarzo forma agregados policristalinos alotriomorfos o monocristales subredondeados de tamaño de grano milimétrico.

El feldespato potásico es alotriomorfo, con pertitas vein, macla en enrejado y frecuentes intercrecimientos gráficos de cuarzo. También puede dar lugar a fenocristales con macla en enrejado y zona externa alotriomorfa con inclusiones mirmequíticas y gráficas de cuarzo.

La plagioclasa es subidomorfa con maclado simple y/o polisintético, zonado continuo u oscilatorio difuso y borde albítico alotriomorfo. Ocasionalmente forma texturas en sinneusis. Presenta flexiones en los planos de maclado, e incluso maclas mecánicas. Incluye biotita subidomorfa y esta intensamente sericitizada, con neoformación de moscovita a veces con clinozoisita.

La biotita es individualizada subidomorfa o constituye agregados policristalinos sin morfología propia. Está recrystalizada parcialmente en los bordes de grano a clorita o a moscovita, cuarzo y minerales opacos, y presenta fracturas rellenas por minerales opacos. Incluye apatito, circón y minerales opacos. Puede mostrar flexiones en los planos de exfoliación e incluso kinkados.

#### **4.2.4. Granitos microporfídicos de dos micas, tipo Casillas (13)**

Aflora en la mitad septentrional de la Hoja, en las laderas de la Sierra del valle, localizándose el afloramiento más extenso en el sector de Castillas-Sotillo-Piedralaves. Este afloramiento sobrepasa el límite de la Hoja prolongándose hacia el Norte dentro de la Hoja de Navaluenga. También aunque con menor extensión, este granito se localiza hacia el límite Este de la Hoja, en los parajes conocidos como el Guijo y el Tudón de la Sola, continuando dentro de la vecina Hoja de Arenas de San Pedro.

El litotipo de esta unidad es una roca de textura porfídica característica, con megacristales tabulares de feldespato potásico (que llegan a alcanzar 4-5 cm de longitud) muy abundantes, «autosoportados» en la mesostasis. Aunque esta es la variedad más común, localmente pueden observarse cambios texturales a términos de tendencia más equigranular y de tamaño de grano menor. Por lo general, la fábrica primaria es isótropa, sin mostrar orientaciones planares o lineares definidas, aunque de forma muy localizada se ha observado una fábrica plano-linear marcada de flujo igneo.

Los contactos de esta unidad, tanto en relación a la granodiorita-monzogranito con megacristales escasos (10a), como al granitoide inhomogéneo de dos micas tipo Casavieja (6) y a las granodioritas-monzogranitos inhomogéneos (8) que forman parte del conjunto Litológico de la Sierra del Valle, son intrusivos muy netos. Con relativa frecuencia se observan enclaves pertenecientes a estas unidades, de hasta varios metros de tamaño, englobados en el granito microporfídico de dos micas.

## **Petrografía**

Al microscopio son rocas de tamaño medio-groeso de textura inequigranular hipidiomorfa con cierta tendencia al plagidiomorfismo. Los minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios están minerales opacos, apatito y circón y, ocasionalmente sillimanita. ADARO-JEN (1981) señalan la presencia muy esporádica de cordierita. Las fases secundarias son sericita, moscovita, clorita, minerales opacos y prehnita, formadas como productos de alteración de feldespatos y biotita.

El cuarzo forma agregados policristalinos de geometría irregular constituidos por individuos de borde algo indentados. En las variedades plagidiomórficas está totalmente recristalizado, formando un mosaico de tamaño de grano fino con abundantes puntos triples.

El feldespato potásico presenta tamaños de grano medio y adopta hábitos alotriomorfos intersticiales. Muestra macla en enrejado y de karlsbad, pertitas tipo patch e inclusiones de cuarzo alitriomorfo fino, biotita, moscovita y plagioclasa subidiomorfas o alotriomorfas de tamaños finos o medios. También puede formar fenocristales rectangulares de bordes indentados con la matriz, con maclas de karlsbad y en enrejado e inclusiones de biotita, moscovita y plagioclasa subidiomorfas de tamaños finos o medios, además de cuarzo alotriomorfo y escasos minerales opacos alotriomorfos finos. Está levemente sericitizado.

La plagioclasa, de tamaños medios a gruesos, es subidiomorfa o alotriomorfa, con maclado polisintético, zonados continuo u oscilatorio muy difusos e inclusiones de moscovita subidiomorfa recristalizada paralela a directrices estructurales de la plagioclasa, cuarzo alotriomorfo y biotita alotriomorfa fina. Está variablemente reemplazada por sericita, moscovita, prehnita. En las facies plagidiomorfas, la plagioclasa puede además estar maclada según la ley de la periclina, contener inclusiones de cuarzo en texturas mirmequíticas y formar agregados en sinneusis.

La biotita puede aparecer en cristales individualizados subidiomorfos o alotriomorfos, levemente reemplazados por moscovita o por clorita y con inclusiones de circón, apatito de sección rectangular gruesa y minerales opacos alotriomorfos de tamaños medio-finos. Esta mica también forma agregados de geometría irregular junto con moscovita posiblemente primaria y subidiomorfa y minerales opacos primarios alotriomorfos.

Aparte de en estos agregados, puede haber alguna moscovita subidiomorfa o alotriomorfa de grano medio y sin mantener ninguna relación con la biotita.

Con carácter accesorio, además de los minerales mencionados como inclusiones, hay frecuentes minerales opacos primarios alotriomorfos y muy escasa sillimanita fibrolítica incluida en cristales de moscovita y en menor proporción en cristales de plagioclasa.

### **4.2.5. Granito de dos micas, tipo el berrocal (14)**

Aflora en un «sotck» circunscrito de aproximadamente 5 km de diámetro, localizado en la esquina SE de la Hoja, en los parajes de Ujarra y la Dehesa del Berrocal, extendiéndose a la Hoja adyacente de Mérida (580).

Es una roca de color crema claro con un característico moteado producido por la oxidación de biotitas, de grano medio a grueso, con textura a veces de tendencia equigranular, a veces porfídica, con megacristales idiomorfos de feldespato potásico de hasta 3,5 cm de longitud, bien contrastados en la mesostasis. El cuarzo es intersticial. La moscovita, por su abundancia y tamaño (hasta 0,5 cm), domina sobre la biotita, que está frecuentemente alterada a clorita y/o moscovita. Precisamente un rasgo característico de esta unidad es que se encuentra afectada por una alteración penetrativa y constante que se manifiesta en afloramiento por la desestabilización de la biotita y de los feldespatos.

Presenta contactos intrusivos, netos con la granodiorita-monzogranito con megacristales muy escasos (10a) y aparentemente transicional con los leucogranitos de dos micas con moscovita dominante (16). El stock de El Berrocal, parece cortar el dique granofídico (2) (ADARO-JEN, 1981), al menos en las zonas de borde (lomo del Cuchillar-Canto Colorado).

### ***Petrografía***

Composicionalmente, es un granito (ss) biotítico-moscovítico. La textura es inequigranular hipidiomorfa de tamaño de grano medio-grueso. La mineralogía principal está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotítica y moscovita. Los minerales accesorios son apatito, circón y minerales opacos, aunque también se pueden encontrar ocasionalmente corindón y andalucita.

El cuarzo forma agregados policristalinos de tamaño de grano grueso con individuos de bordes levemente suturados y ligera extinción ondulante direccional, o bien constituye escasos monocristales subredondeados de tamaño de grano medio.

El feldespato potásico es alotriomorfo e intersticial, parcialmente microclinizado y sericitizado. Puede formar fenocristales subidiomorfos con macla en enrejado, pertitas de tipo string, escasas inclusiones de plagioclasa alotriomorfa y ligera tendencia a la poligonización y a la sericitización. En los contactos entre cristales de feldespato potásico nuclea plagioclasa alotriomorfa intergranular.

La plagioclasa es alotriomorfa o subidiomorfa, con maclado polisintético y/o simple flexionado (en ocasiones muestra maclas mecánicas) e inclusiones de minerales opacos alotriomorfos de tamaño de grano fino. Está parcialmente reemplazada por sericita  $\pm$  moscovita.

La biotita, que se encuentra en cantidades equiparables a la moscovita, está generalmente individualizada. Es subidiomorfa o alotriomorfa, e incluye abundantes circones alotriomorfos de tamaño fino y escasos minerales opacos y apatitos de sección rectangular alargada. Está intensamente recrystalizada a moscovita de tamaños variables más minerales opacos.

La moscovita es subidiomorfa o alotriomorfa, de tamaño de grano fino o medio, y procede en su mayoría del reemplazamiento de la biotita aunque también hay algún cristal individualizado. Todas las micas están fuertemente flexionadas. También se encuentran pequeñas cantidades de moscovita incluidas en las plagioclasas.

#### 4.2.6. Leucogranitos aplopegmatíticos con turmalina y granate (15)

Aflora en el cuadrante SO de la Hoja, en cuerpos tabulares subhorizontales, de contactos muy sinuosos que se relacionan especialmente con los afloramientos de metasedimentos de Navamorcuende. Únicamente aparece un afloramiento aislado, sin relación aparente con el conjunto metasedimentario, al norte de La Ilesuela.

Son leucogranitos texturalmente muy heterogéneos, con variaciones desde tipos aplíticos a tipos de grano muy grueso, pegmatíticos.

Otro rasgo característico es la relativa abundancia de turmalina, que aparece como agregados radiales aciculares de varios centímetros de diámetro, o en individuos prismáticos cuya sección basal puede superar 1 cm de diámetro. En algunos afloramientos se han observado estructuras en peine, formadas por numerosos prismas ortogonales desarrollados en el endocontacto de los leucogranitos con los metasedimentos.

La moscovita puede aparecer en agregados de hasta 3 cm de tamaño la biotita se halla en individuos aislados o agregados laminares, intensamente cloritizados, o en agregados de grano fino de biotita+turmalina, que puedan alcanzar 2-3 cm. Los feldespatos pueden alcanzar 3-4 cm de tamaño, mostrando estructuras mirmequíticas. La abundancia de granate, de hasta 0,5 cm de diámetro y de color rojo translúcido, es variable y subordinada a la de turmalina.

Localmente (por ejemplo, en el Arroyo del Cardizal) estos tipos pueden pasar de forma gradual a un granito biotítico, porfídico de grano medio a grueso, con megacristales subidiomorfos de feldespato potásico algo orientados de hasta 5-6 cm. El cuarzo presenta una tonalidad grisácea, en individuos de hasta 1,5 cm, de formas redondeadas, a veces con cierta tendencia al idiomorfismo. Los prismas de turmalina son, en esta variedad, más escasos que en el litotipo.

#### **Petrografía**

Son rocas de composición leucogranítica, con textura granoblástica de grano fino a grueso, cuyos componentes principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. Como minerales en proporción accesorias están turmalina, granate, biotita, minerales opacos, circón. Fases secundarias son moscovita, clorita, sericita, albita.

El cuarzo es de hábito alotriomorfo en agregados policristalinos con individuos de bordes suturados. En ocasiones muestra extinción ondulante no direccional.

El feldespato potásico se presenta en individuos alotriomorfos de bordes lobulados, con macla en enrejado (microclina) y escasas pertitas de tipo «patch» y «film». Ocasionalmente muestra maclas karlsbad. A veces está levemente sericitizado y parcialmente albitizado. Puede reemplazar parcialmente a cristales de plagioclasa. La plagioclasa es alotriomorfa/subidiomorfa, con maclado polisintético y simple y no está zonada. Suele estar intensamente sericitizada y reemplazada en parte por moscovita. Puede desarrollar un fino borde albitico alotriomorfo relativamente fresco.

La moscovita es alotriomorfa, de bordes corroidos, en ocasiones interdigitada con clorita o biotita y a veces reemplazada por sericita.

La clorita es alotriomorfa, con escasas inclusiones de circón subidiomorfo o alotriomorfo, minerales opacos primarios y minerales opacos secundarios interfoliares.

Con carácter accesorio se encuentran minerales opacos alotriomorfos y circón alotriomorfo o subidiomorfo dispersos en la matriz. También se encuentran biotita intensamente cloritizada y turmalina de grano fino, subidiomorfa o idiomorfa, con zonado concéntrico ocasional, además de escasos granates subidiomorfos que muestran, al igual que la turmalina, pequeñas inclusiones alotriomorfas de cuarzo.

#### **4.2.7. Leucogranito de dos micas con moscovita dominante (16)**

Esta litología alfora en un conjunto de cuerpos que no suelen sobrepasar 1 km<sup>2</sup> de extensión que se hallan dispersos en la mitad meridional de la Hoja, en los parajes de Garrapatosa, Prado Colmenas-Grama, Arroyo de Valdelaso, Canto Gordo de la Mesa, Cerro del Aguila-Solana de la Hoya, Cerro Sastre y en la confluencia de los arroyos de la Tarica y de la Vega del Santo. También aparece un pequeño cuerpo aislado entre Cenicientos y Sotillo de la Adrada, en la Loma Sornillejo.

Son leucogranitos de dos micas, cuyo tamaño de grano varía de grueso-muy grueso a fino, variaciones que aparecen localmente como diferenciaciones texturales y/o composicionales de morfología laminar, que definen bandeados centi y decimétricos con mayor o menor contenido en biotita. Uno de los rasgos característicos de esta unidad es la abundancia de agregados, con frecuencia superiores a 1 cm, de biotita que se halla parcial o totalmente reemplazada por clorita y moscovita.

Algunos de los cuerpos leucograníticos (por ejemplo, Arroyo de Valdelaso) presentan una fábrica deformativa similar a la observada en la granodiorita-monzogranito biotítico con megacristales abundantes (10b) que los encajan, y que se manifiesta como una superposición de dos foliaciones, una en torno a N 135-145 con buzamientos tendidos al Norte y otra, más penetrativa, de dirección N 140-150 y buzamiento subvertical.

Consisten en leucogranitos biotítico-moscovíticos de tamaño de grano medio a grueso, con texturas inequigranulares hipidiomorfas. Localmente presentan zonas con fuerte deformación dúctil, que dan lugar a texturas protomiloníticas de grano fino. La mineralogía principal está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son fundamentalmente opacos indiferenciados, y ocasionalmente granate. Entre los productos secundarios se encuentran sericita, clorita, minerales opacos y moscovita.

El cuarzo forma agregados policristalinos alotriomorfos. El feldespato potásico es intersticial y contiene escasas inclusiones gráficas de cuarzo, pertitas «film» y «braided» y macla en enrejado ocasional. La plagioclasa, subidiomorfa o alotriomorfa, muestra maclado polisintético, ausencia de zonado e intensa sericitización.

La biotita es escasa y alotriomorfa, de tamaño de grano fino, y está parcialmente reemplazada por clorita o moscovita.

La moscovita forma fenocristales subidiomorfos que reemplazan casi totalmente a cristales de biotita, incluyendo intercrecimientos de minerales opacos. Sus planos de exfoliación están flexionados. También hay moscovita subidiomorfa sin aparente relación con reemplazamientos de biotita.

Como minerales accesorios, hay opacos de carácter primario y alotriomorfos dispersos en la matriz, y gregados subprismáticos formados por un entramado de pequeños cristales subidiomorfos y alotriomorfos de moscovita y biotita verde, que quizás sean pseudomorfos sobre antiguos cristales de cordierita.

El granate es muy escaso, de tamaños entre 0,5 y 1 mm, subidiomorfo y con inclusiones alotriomorfas de moscovita y cuarzo.

En las zonas afectadas por deformación dúctil intensa, la textura es protomilonítica. Se observa una matriz de grano fino formada por un agregado porfidoclástico de cuarzo y plagioclasa más feldespato potásico alotriomorfo e intersticial. En esta matriz se aprecian restos de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita con morfologías ahusadas y bordes indentados con la matriz. Los fenocristales de cuarzo tienen extinción ondulante direccional y texturas en mortero. Los de plagioclasa muestran una leve sericitización, maclado polisintético, ausencia de zonado y poligonización incipiente. Los de feldespato potásico presentan pertitas film y braided, macla en enrejado y poligonización incipiente. Más escasos son los fenocristales de moscovita, intensamente flexionados, y en ocasiones poligonizados. Tienen morfologías ahusadas, con recristalización hacia los bordes de un agregado muy fino de moscovita. Con carácter accesorio, hay fenocristales de biotita, reemplazada parcialmente por moscovita y recristalizada a un agregado de microlitos de biotita verdosa; también accesorios son minerales opacos alotriomorfos, dispersos en la matriz.

#### **4.2.8. Leucogranito moscovítico, tipo Casillas (17)**

Aflora en las inmediaciones de Casillas, al Oeste de esta población, en la Sierra del valle, formando un cuerpo circunscrito de unos 4-5 km<sup>2</sup> cuyo extremo septentrional se prolonga en la Hoja de Navalunga.

El contacto de este leucogranito con el granito microporfidico de dos micas (13) con el que aparece asociado espacialmente, es siempre intrusivo, neto, a veces muy irregular.

Se trata de una roca muy clara relativamente homogénea y formada por cuarzo, feldespatos, moscovita y biotita en cantidades muy subordinadas, siendo algo mayores en zonas próximas al contacto.

Generalmente, presenta una textura subporfidica de fenocristales de feldespato de hasta 1,5 cm de longitud. La moscovita puede presentarse en cristales de tamaño algo menores, individualizados en la leucostasis que los engloba. El contenido en biotita es muy variable, en ocasiones se halla prácticamente ausente. En algunas zonas existe una importante alteración (piritización, moscovitización y caolinización) que afecta casi a la totalidad de la masa leucogranítica.

## **Petrografía**

En lámina delgada presenta una textura granular de grano medio-fino. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico plagioclasa y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran apatito, minerales opacos y circón. sericita y, ocasionalmente, clorita, aparecen como minerales secundarios formados a expensas de feldespatos y biotita. En muestras de esta unidad procedentes de la Hoja de Navalunga se ha identificado, además, fluorita.

La mesostasis está formada por un mosaico de cuarzo alotriomorfo a subidiomorfo, feldespato potásico subidiomorfo o alotriomorfo parcialmente microclinización y con escasas pertitas patch y plagioclasa subidiomorfa o alotriomorfa con maclado polisintético flexionado, en ocasiones con macla mecánica, sin zonación débilmente sericitizada y con recristalización de prehnita. También suele incluir cristales alotriomorfos o subidiomorfos de apatito y granos alotriomorfos de fluorita.

También aparecen incluidas en la mesostasis de la roca escasos minerales opacos primarios, moscovitas alotriomorfas flexionadas, tanto en individuos como en agregados, con formación de minerales opacos secundarios a favor de los planos de exfoliación. La biotita se presenta, ocasionalmente, como inclusiones subidiomorfas de tamaño fino en cristales de plagioclasa.

### **4.3. ROCAS FILONIANAS**

Los granitoides anteriormente descritos se encuentran atravesados por diques de diversa naturaleza, algunos de los cuales también intruyen en los materiales metamórficos del afloramiento de la Sierra de San Vicente.

Los diques de pórfidos graníticos y granodioríticos son posiblemente los rellenos filonianos más antiguos de la Hoja junto con, probablemente, los diques de granófiros (UBANELL, 1981b; UBANELL y DOBLAS, 1987; DOBLAS y UBANELL, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992). Estas dos familias se disponen, en general, con rumbos próximos a E-O (ENE-OSO a ONO-ESE), localizándose casi en su totalidad en la mitad meridional de la Hoja. Contrastando, en la mitad septentrional son muy abundantes los diques pegmatíticos de direcciones variables, generalmente entre N 60 y N120 E.

Es destacable la ausencia en la Hoja de diques de carácter alcalino (sienitas, diabasas y lampróficos) a diferencia de otros sectores adyacentes.

Los diques de cuarzo, algunos de ellos ricos en barita y sulfuros B.P.G.C., se disponen con orientaciones NNE-SSO/N-S y NE-SO.

#### **4.3.1. Porfidos graníticos y granodioríticos (1)**

A diferencia de otros sectores del Sistema Central (por ejemplo, Sierra de La Paramera) los diques de pórfido que se han cartografiado en la Hoja (por ejemplo, en la Sierra de la Higue-

ra) suelen presentar escasa continuidad longitudinal, alcanzando excepcionalmente 2,5 km, sin que den lugar a resaltes morfológicos apreciables. Los espesores varían entre métricos a decamétricos.

Aparecen intruyendo exclusivamente a las distintas variedades de granodioritas-monzogranitos biotíticos (10a, b y c) que constituyen el fondo litológico de la Hoja, mostrando en ocasiones, contactos igualmente netos e intrusivos con el monzogranito biotítico porfídico, tipo la Garbanza (12), Otras veces, sin embargo, los contactos son graduales, muy rápidos entre esta unidad y el pórfido.

Algunos de estos diques, por ejemplo, en la zona de Veldelaso, están fuertemente deformados, observándose una fábrica planar coherente con la que presenta el monzogranito encajante.

La composición de estos diques es, en su mayoría, monzogranítica aunque, de forma ocasional, se encuentra alguno de tendencia más granodiorítica. Texturalmente, pueden presentar heteromorfismo con estrechas zonas centimétricas de bordes enfriados, pobres en fenocristales, y zonas centrales donde son abundantes los cristales grandes idiomorfos de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita. Los fenocristales de feldespato pueden alcanzar 7-8 cm de longitud. A veces los fenocristales y megacristales pueden estar orientados, con orientaciones subparalelas al contacto, definiendo un flujo ígneo.

La matriz varía en tamaño de grano, desde términos de grano muy fino, prácticamente afaníticos a térmicos granudos de grano fino o fino-medio.

### ***Petrografía***

Estas rocas muestran al microscopio una textura profídica, muchas veces seriada. Entre los fenocristales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. En la matriz granoblástica de grano muy fino a fino, se encuentran esos minerales como componentes principales, además de apatito, circón y opacos, y ocasionalmente, moscovita. Como minerales accesorios aparecen clorita, sericita, moscovita y epidota.

El cuarzo forma fenocristales subidiomorfos o redondeados con golfos de corrosión. A veces los fenocristales muestran bordes indentados con los componentes de la matriz.

El feldespato potásico forma fenocristales subidiomorfos con maclado en enrejado y pertitas «film».

La plagioclasa se presenta como fenocristales en general subidiomorfos con zonado continuo y oscilatorio difuso, maclado polisintético y/o simple, y núcleos parcialmente reemplazados por sericita y moscovita.

La biotita forma fenocristales idiomorfos a subidiomorfos, a veces flexionados. Muestra frecuentes inclusiones de apatito, circón y minerales opacos y puede estar reemplazada por clorita, opacos y moscovita.

### 4.3.2. Granofiro (2)

Aparecen formando un haz que se extiende desde los alrededores de Paredes de Escalona, en la vecina Hoja de Métrida hasta los afloramientos metamórficos de la Sierra de San Vicente, en su proximidad a Almendral de la Cañada, con longitudes que pueden sobrepasar varias decenas de kilómetros y espesores decamétricos (hasta 150 m, según UBANELL, 1981b).

El haz se dispone con una dirección próxima a E-O, formando un arco en la Sierra de la Higuera, aparentemente interrumpido por el granito de dos micas de El Berrocal (14).

Son diques cuya traza se sigue fácilmente en foto aérea al dar resaltes morfológicos, en ocasiones, evidenciando desplazamientos relativos de fracturas NNE-SSO, NE-SO y NO-SE. En algunos tramos de la traza, se observan incurvaciones y cierta sinuosidad que pueden tener el mismo origen que el establecido para las geometrías de plegamiento observada en los diques de pórfido de Cebreros-Hoyo de Pinares (BELLIDO, *et al.*, 1990) por UBANELL (1981b) y UBANELL y DOBLAS (1987), según el cual se habrían generado en relación a una compresión E-O.

El dique de mayor longitud no presenta, deformación dúctil en contraste con los afloramientos de la Hoja de Métrida, deformación dúctil, a excepción de algunos tramos, donde se observa fábrica planar de dirección dominante N 130-N 135.

Son rocas de color blanquecino, de grano medio-fino, a medio, sin minerales máficos, de composición cuarzo feldespática, con cantidades variables de moscovita estando la biotita, por lo común, ausente. En general muestran una textura homogénea, a veces se observa de forma esporádica cristales algo más gruesos de cuarzo y/o feldespato que raramente alcanzan 1 cm de tamaño. Una característica común de estas rocas es el aspecto textural micrográfico, el cual se distribuye de forma heterogénea (ADARO-JEN, 1981).

#### **Petrografía**

Son rocas de textura granular cuyos componentes principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita. Como minerales accesorios se observan minerales opacos y, ocasionalmente, biotita y apatito.

Entre los componentes de origen secundario se observan sericita y minerales opacos y ocasionalmente, feldespato potásico.

El cuarzo, alotriomorfo, se encuentra formando un agregado granular de tamaño de grano fino formado por cuarzo alotriomorfo, plagioclasa alotriomorfa con maclasa polisintético, feldespato potásico alotriomorfo con escasas perfitas patch y moscovita alotriomorfa o subidomorfa formando agregados policristalinos de tamaño variable. Con carácter accesorio hay sericita reemplazando a feldespatos y minerales opacos alotriomorfos dispersos. De forma ocasional aparece biotita, en cristales alotriomorfos de tamaño de grano muy fino y reemplazados casi en su totalidad por clorita.

En alguna muestra deformada, se ha observado una textura porfídica-porfidoclastica y definida por fenocristales de tamaño de grano medio de plagioclasa, y en menor cantidad, de cuarzo.

zo y moscovita, insertados en una matriz de grano muy fino de composición similar, con escaso feldespato potásico. Los fenocristales de plagioclasa muestran, con frecuencia, una recristalización ahusada, con colas de presión de moscovita, plagioclasa y cuarzo. Los fenocristales de cuarzo tienen morfologías ahusadas, en ocasiones sigmoidales, y suelen ser policristalinos, con los bordes indentados con los componentes de la matriz.

### **4.3.3. Aplitas y leucogranitos (3)**

Se incluyen aquí el conjunto de diques, de escaso desarrollo longitudinal, de aplitoides y leucogranitos, cuya diferencia esencial con los granofinos es el aspecto textural y la presencia de biotita de cantidades variables. La potencia varía desde métrica a decamétrica.

Se encuentran con relativa frecuencia en el cuadrante NE de la Hoja, en las laderas de la Sierra del Valle, donde se disponen con direcciones errática, de NNO-SSE a ESE-ONO.

También se observan numerosos diques de leucogranitos en las inmediaciones del borde norte del stock de granitos de dos micas de el Berrocal, aunque pueden aparecer de forma aislada en toda la extensión de la Hoja, sin mostrar una orientación preferente.

Los términos aplíticos son de grano fino, a veces con biotita muy subordinada, y de textura relativamente homogénea. Los términos leucograníticos tienen tamaño medio a grueso. La biotita está en numerosas ocasiones desestabilizada a moscovita. En algún caso define una fábrica planar. Excepcionalmente se han observado megacristales aislados de feldespato de hasta 3 cm. De forma ocasional (por ejemplo, en el Encinar de la Parra, muy próximo al granito de dos micas de El Berrocal y alejado de los leucogranitos aplopegmatíticos con turmalina y granate (15) de Navamorcuende), se han identificado prismas de turmalina de hasta 2 cm de longitud y pequeños cristales de tamaño muy fino de granate.

### ***Petrografía***

Son rocas de tamaño de grano medio a fino formadas por un agregado granular paratritomorfo de cuarzo y feldespatos. El cuarzo es alotriomorfo, formando agregados policristalinos.

El feldespato potásico presenta macla en enrejado, pertitas tipo vein y film, y más raramente de tipo patch. Con frecuencia está sericitizado y, a veces, albitizado en los bordes.

La plagioclasa, alotriomorfa, tiene maclado polisintético y/o simple y no está zonada. Puede estar parcialmente alterada a sericita; en ocasiones se encuentra reemplazada en el núcleo por feldespato potásico.

Las biotitas son escasas y subidiomorfa o alotriomorfas. Forman agregados intersticiales con respecto a cuarzo y feldespatos o agregados con morfología subredondeada, formados por biotita verde y marrón. También se observan individuos de biotita marrón de sección rectangular muy alargada, reemplazada en los bordes por moscovita de grano fino. Incluye escasos minerales opacos primarios y circón alotriomorfo.

La moscovita, alotriomorfa/subidiomorfa forma agregados policristalinos de tamaño variable que suelen estar flexionados.

Excepcionalmente, en alguna muestra se han observado granos alotriomorfos de tamaño muy fino de turmalina y granates de tamaños inferiores a 1 mm, subidiomorfos/alotriomorfos, de hábito esquelético y con inclusiones alotriomorfas de cuarzo.

#### **4.3.4. Cuarzo (4)**

Los diques de cuarzo muchos de ellos con barita y sulfuros B.P.G.C., aparecen como rellenos de fracturas tardihercínicas, si bien existen discrepancias en cuanto a la edad tardihercínica o alpina del relleno filoniano (CABALLERO, *et al.*, 1992; LILLO, *et al.*, 1992).

Los de mayor desarrollo aparecen en una banda de fracturas NE-SO que se extiende desde La Grama, próxima al límite sur de la Hoja, hasta Sotillo de la Adrada. Con cierta frecuencia aparecen también en el borde SE de la depresión del Tiétar entre ésta y Almendral de La Cañada.

En general presentan potencias métricas, si bien excepcionalmente algún afloramiento puede ser de orden decamétrico. Aparecen como rellenos masivos, a veces bandeados, laminares de brechas cementadas, oquerosos, etc.

La alteración hidrotermal asociada varía desde ligeras rubefacciones hasta alteraciones más intensas, con silicificación y argilitización de los granitos encajantes.

#### **4.4. METAMORFIMO**

Las rocas metamórficas que afloran en la Hoja de Sotillo de La Adrada muestran rasgos que indican una evolución metamórfica monocíclica, ligada a la Orogénia Hercínica, sin que se hayan encontrado evidencias de metamorfismo regional más antiguo.

Los afloramientos metamórficos muestran asociaciones minerales características propias de condiciones de metamorfismo regional de grado medio-alto, que localmente alcanzó condiciones que sobrepasaron el límite de estabilidad de la moscovita, con estabilización de ortosa-sillimanita (MARTÍN PARRA, *et al.*, *in litt.*), similar al experimentado en otras zonas del Sistema Central (ARENAS, *et al.*, 1991).

El climax metamórfico tuvo lugar en las condiciones termobarométricas correspondientes a la zona de alta temperatura de la facies de las anfibolitas, sin que se llegasen a superar rangos de presión intermedios.

La intensa recristalización ligada al máximo térmico regional, a la que se superponen los efectos del metamorfismo de contacto, ha obliterado en gran parte los paragénesis previas, conservándose únicamente algunas fases relictas como granates. Por comparación con otras áreas del Sistema Central y afloramientos metamórficos próximos a la Hoja, se considera que

el metamorfismo regional se desarrolló en tres fases principales, denominadas M1, M2 y M3 (BELLIDO, *et al.*, 1981; VILLASECA, 1983; ARENAS, *et al.*, 1991).

La etapa inicial (M1) fue contemporánea con la primera fase de deformación hercínica (D1) y gran parte de la segunda (D2). De esta etapa únicamente se conservan granates sincinemáticos y sillimanita. Localmente, aparecen granates previos a la foliación principal S2 (CASQUET, 1975).

En áreas vecinas del afloramiento de La Cañada-Cebreros se han citado minerales M1, tales como distena, estauroлита y granate (LÓPEZ RUIZ, *et al.*, 1975; BELLIDO, *et al.*, 1991b) «blindados» en otros minerales M2. Las condiciones termobáricas de esta etapa son equivalentes a las facies de las anfibolitas (alta temperatura,  $\approx 700$  °C, 5 kb).

La migmatización comenzaría a finales de la D2, con las mayores tasas de fusión en el pico térmico, que se debió alcanzar inmediatamente después de D3.

Durante la tercera etapa M3, se produce una retrogresión térmica y bórica, a la vez que se produce el emplazamiento de granitoides dando lugar a formación de cordierita, andalucita y texturas granoblásticas en los metasedimentos pelítico arenosos. En las etapas más tardías se produce la neoformación de micas blancas y clorita.

## 5. GEOCROLOGÍA

En relación a este apartado se han recogido los siguientes antecedentes:

En sectores más orientales del Sistema Central se han datado cuerpos graníticos hercínicos desde 344 m.a. a 275 m.a., es decir, desde el Viseense hasta el Pérmico inferior (IBARROLA, *et al.*, 1987). Por otra parte, el Plutón de La Cabrera, unidad tardía posttectónica y postmeta-mórfica, ha sido datado en 287-310 m.a. (VIALETTE, *et al.*, 1981).

Se puede establecer a partir de estos datos que, en el sector de Guadarrama, la fase 2 hercínica es anterior a 344 m.a., y que la fase se desarrollaría entre 344 m.a. y 310 m.a., más próxima a la primera de esas edades puesto que, como apuntan los autores, existe la posibilidad de que el emplazamiento de la adamellita de Villacastín esté relacionado con el desarrollo de las estructuras de dicha fase de deformación.

En sectores más próximos han sido datadas la Granodiorita de Hoyos, presenta en las Hojas de Piedrahita y Navatalgordo y las Granodioritas subuautóctonas del Complejo Anatético de Peña Negra (CAPN), obteniéndose una edad para la primera entre 301 m.a. y 323 m.a., y para la segunda de 310 m.a. (PEREIRA, *et al.*, 1992). Estas rocas son consideradas por los autores como sincinemáticas con la fase 2 y con la edad de la máxima producción anatética, por lo que admiten que ésta se habría desarrollado entre 320 m.a. y 310 m.a.

La diferencia de edades para la fase entre los sectores de Guadarrama y Gredos es atribuida por los autores citados al carácter migratorio de la deformación a lo largo de la cadena hercínica.

Sobre los materiales prehercínicos existentes en la zona, que constituyen el protolito del CAPN, se ha efectuado una datación (PEREIRA, *et al.*, 1992) y se ha obtenido una edad mínima de  $528 \pm 14$  m.a. para la ortogneis de La Almohalla y las migmatitas mesocráticas y pelíticas, lo que estaría implicando la existencia de actividad magmática y metamórfica de edad fini-cadomiense.

También han sido datadas las rocas básicas del Prado de las Pozas, al SO de esta zona, y se ha obtenido una edad para ellas de  $416 \pm 21$  m.a. (PEREIRA, *et al.*, 1992). Sin embargo, esas rocas no son comparables a las que afloran en esta Hoja, pues aquí los contactos entre las rocas básicas y las graníticas son habitualmente graduales y muestran estructuras típicas de mezcla de magmas, mientras que aquellas están cortadas por diques graníticos y muestran contactos netos y formas angulosas típicos de rocas encajantes.

También existen dataciones radiométricas de filones básicos norteados análogos a los presentes en esta Hoja, y para el dique de Plasencia-Alentejo, que los distintos autores consideran relacionados con la fracturación previa a la apertura del Atlántico Norte (TEIXEIRA, 1981; FERREIRA y MACEDO, 1979; SHERMERHORN, *et al.*, 1978; SCHOTT, *et al.*, 1981).

Las edades obtenidas oscilan entre los 223 m.a. y 200 m.a. para los diques norteados, y entre 160 m.a. y 200 m.a. para el dique de Plasencia, que intruiría mediante diversos pulsos magmáticos durante el jurásico inferior y medio.

La edad de los diques E-O y la de la etapa principal de episienitización en la sierra de Guadarrama, han sido determinada en 267 m.a. (CABALLERO, *et al.*, 1992) y 226 m.a., respectivamente (CASQUET, *et al.*, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992) y corresponden a períodos de fracturación o reactivación del basamento.

Por último, señalar los datos radiométricos publicados en HERREROS, *et al.* (1993) que datan en  $274 \pm 6$  m.a. Una zona milonítica desarrollada sobre el plutón de Navadjos (17), en las proximidades de esta localidad, situada hacia la zona central de la Hoja de Navatalgordo.

## 5.1. DATACIONES RADIOMÉTRICAS

En relación a la Hoja de Sotillo de la Adrada, la edad de emplazamiento del granito de El Berrocal obtenida por el método Rb/Sr por PÉREZ DEL VILLAR, *et al.*, *in litt.* (en PÉREZ DEL VILLAR, *et al.*, 1993) es de  $300 \pm$  m.a., con una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,713 \pm 0,002$ .

Directamente relacionadas con las rocas plutónicas de esta Hoja son las dos isocronas Rb-Sr realizadas sobre la unidad del Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos que afloran en la Hoja de Navatalgordo. Las dos facies datadas de esta unidad, ambas representadas en la Hoja de Sotillo de la Adrada, son las siguientes:

- Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos con megacrístales muy abundantes y;
- Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio, facies más común de la unidad.

La isocrona de la facies con megacrístales muy abundantes indican una edad de  $295 \pm 35$  m.a., con una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0,709231 \pm 0,003246$  y una MSDW de 3.

La isocrona correspondiente a la facies común indica una edad de  $305,9 \pm 4,8$  m.a. con una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de  $0,708312 \pm 0,000452$  y una NSWA de 0,186.

El elevado margen de error obtenido en la datación de la facies con megacrístales muy abundantes ( $\pm 35$  m.a.) se interpreta como probablemente relacionado a la presencia de material restítico. Por su parte, la isocrona correspondiente a la facies común presentó un excelente ajuste.

En relación a los datos bibliográficos de geocronología de granitoides en el Sistema Central, referidos en el apartado anterior, las edades obtenidas para las dos facies de la unidad tardi-postcinemática datado en la Hoja de Navatagordo y representadas en la Hoja de Sotillo de la Adrada, están comprendidas dentro de las edades determinadas para los cuerpos graníticos hercínicos (344-275 m.a.), dados en sectores orientales del sistema Central y son coherentes con la edad determinada (287-310 m.a.) para la unidad tardía en La Cabrera (VIALETTE, *et al.*, *op. cit.*).

## 6. GEOQUÍMICA

### 6.1. INTRODUCCIÓN

En la Hoja de Sotillo se han podido identificar tres grupos de rocas ígneas composicionalmente diferentes:

- Un conjunto **granodiorítico-monzogranítico** que abarca las muestras con un contenido en  $\text{SiO}_2$  entre aproximadamente 67 y 70% y que es el más abundante.
- Un grupo **leucogranítico**, constituido por las muestras que presentan un contenido en  $\text{SiO}_2$  mayor de 74%.
- Un tercer grupo de composición **diorítica**, que está representado por una sola muestra y cuyo contenido en  $\text{SiO}_2$  es inferior a 60%.

Hay que mencionar que estos grupos composicionales están bien definidos, no habiendo ninguna muestra entre 59 y 63% ni entre 71 y 74% de  $\text{SiO}_2$ .

Los resultados analíticos de elementos mayores, traza y tierras raras se presentan en las tablas adjuntas.

### 6.2. GRANITOIDES HERCÍNICOS SIN-TARDICINEMÁTICOS (CONJUNTO LITOLÓGICO DE LA SIERRA DEL VALLE)

#### 6.2.1. Granitoides diatexiticos (7) e inhomogéneos, tipo Casavieja (6)

Se han estudiado cuatro muestras, tres del granitoide inhomogéneo, tipo Casavieja y una de granitoide diatexitico, todas ellas pertenecientes al conjunto granodiorítico. Desde el punto de vista de la saturación en alumnio, estas muestras se agrupan en dos pares: las dos menos silícicas son extraordinariamente peraluminicas (LR-9066: ISA=1,6, y LR-9616: ISA=1,5), mientras que las dos más silícicas tienen este carácter mucho menos acusado (ISA en torno a 1,1). Desde el punto de vista de la tipología, las dos muestras más aluminicas se proyectan en el

diagrama tipológico para rocas con 64-70% de sílice (BEA, *et al.*, *in litt.*), en el campo Vb, mientras que las dos más silíceas lo hacen en el campo de los granitos Va (figura 6.4).

**Elementos Mayores:** en el diagrama de variación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  queda reflejado también este hecho, puesto que se observa una tendencia paralela a la de las otras muestras, pero para valores más altos de Al. Esta diferencia en el contenido en Al se observa también en otros elementos, de forma que las dos muestras más aluminicas son también más ricas en Ti, Fe, Mg y Mn y más pobres en Na y K que las otras dos (figuras 6.5 y 6.6).

En cuanto a los **elementos traza**, estas rocas se caracterizan por una disminución prácticamente generalizada de los contenidos a medida que aumenta el contenido en sílice; únicamente el Pb da una tendencia claramente positiva y algunos pocos elementos no muestran variación. Especialmente notable es el enriquecimiento en Cr, Ni, Cu de las muestras menos silíceas y, en concreto, la muestra más básica (LR-9616) es la que presenta los valores más altos de Nb y una de las más ricas en Y, Ga y Ta. Las concentraciones de Zr, sin embargo, son bajas en todas las rocas. El U y el Th presentan concentraciones moderadamente elevadas (figuras 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10).

Los espectros condriticos de Tierras Raras son paralelos entre sí, con una fraccionación bastante continua y poco acusada. Definen el típico perfil pelítico, similar al definido por las granodioritas de las otras facies (figura 6.11b).

### 6.2.2. Granodiorita inhomogénea foliada (8)

Se trata de una granodiorita moderadamente peraluminosa y afinidad «S», que en el diagrama tipológico para rocas con 64-70% de sílice se proyecta en el campo de los granitos Va (figura 6.4).

Desde el punto de los **elementos mayores** no se aprecia ninguna diferencia respecto a la granodiorita de la facies de fondo (figuras 6.5 y 6.6).

En los **elementos traza**, sin embargo, se destaca la mayor riqueza en algunos elementos (Ba, Sr, Sc, Cr, Ni, Cu, Nb, U, Th y sobre todo en Ta y Mo) mientras que otros (Zr, Hf, Y y Sn) están empobrecidos (figuras 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10).

En el espectro de **tierras raras** de esta muestra, la diferencia esencial respecto a los espectros de las granodioritas de fondo, es su mayor fracción MREE/HREE, que se traduce en un significativo empobrecimiento en tierras raras pesadas (figura 6.11a).

## 6.3. GRANITOIDES HERCÍNICOS TARDI-POSTCINEMÁTICOS

### 6.3.1. Granodioritas-monzogranitos biotíticos (10a, b y c)

Las muestras de esta facies pertenecen en su totalidad al conjunto granodiorítico. Se trata de rocas moderadamente peraluminosas que en el diagrama tipológico de BEA, *et al.*, para rocas

con 64-70% de SiO<sub>2</sub> se proyectan, en su mayor parte, en el campo de los granitos «S». Sin embargo, las dos muestras más silíceas de esta facies se proyectan en el diagrama tipológico de los mismos autores para rocas con SiO<sub>2</sub> > 70%, en el campo de los Granitos «I». Este fenómeno, de rocas poco silíceas que presentan afinidad «S» mientras que rocas más silíceas (y obviamente relacionadas espacialmente con las anteriores) presentan afinidad «I», encuentra su explicación más lógica en la descarga progresiva de restitas con la evolución magmática (figuras 6.3 y 6.4).

### Símbolos de los gráficos de la Hoja de Sotillo de La Adrada

Granodioritas-monzogranitos biotítico (10a, b y c)	Círculos blancos
Leucogranitos de dos micas con moscovita dominante (16)	Cuadros blancos
Monzogranito biotítico porfídico con cordierita (11)	Cuadros negros
Granitoide inhomogéneo, tipo Casavieja (6)	Círculos negros
Granodiorita inhomogénea foliada (8)	Estrellas
Granitos microporfídicos de dos micas, tipo Casillas (13)	Triángulos destrórgos
Monzogranito biotítico porfídico, tipo La Garbanza (12)	Triángulos
Leucogranitos aploplegmatíticos con turmalina y granate (15)	Triángulos invertidos
Granófiros (2)	Triángulos levórgos
Pórfidos (1)	Cruces

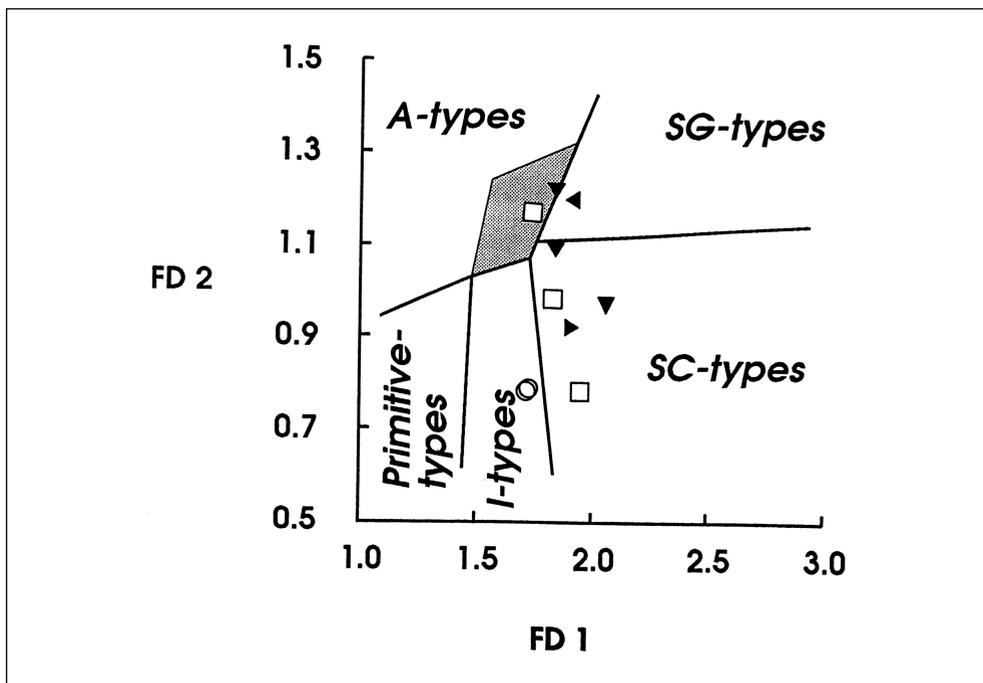


Figura 6.3. Proyección de las rocas del conjunto leucogranítico de la Hoja de Sotillo de La Adrada en el diagrama tipológico para rocas con SiO<sub>2</sub> > 70%.

$$FD1 = 10 * [0,1601 * ASI - 0,0354 * ICA + 0,048 * K / (Na + K) - 0,026 * Fe / (Fe + Mg)]$$

$$FD2 = 10 * [0,0061 * ASI - 0,0434 * ICA + 0,0145 * K / (Na + K) + 0,1236 * Fe / (Fe + Mg)]$$

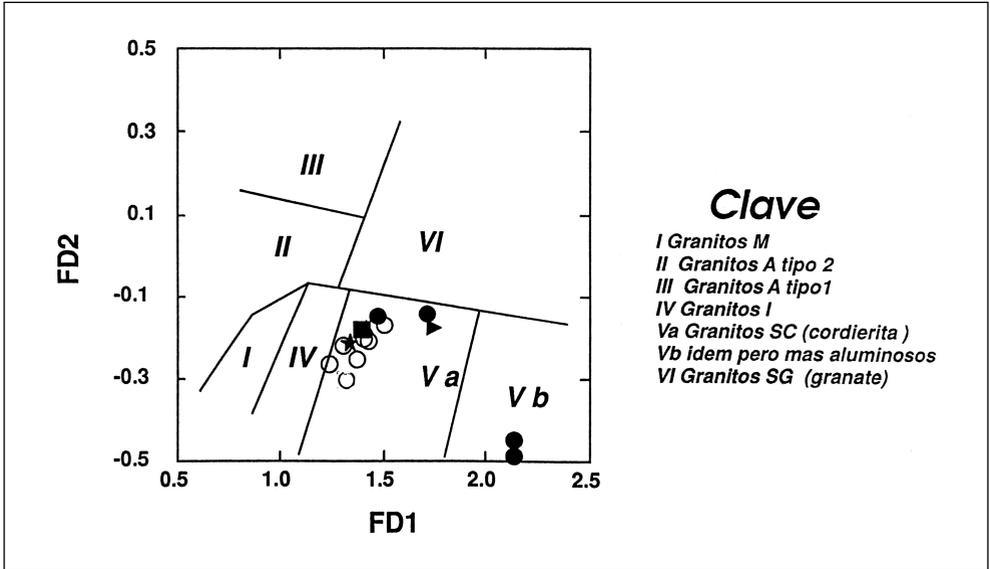


Figura 6.4. Proyección de las rocas del conjunto granodiorítico de la Hoja de Sotillo de La Adrada en el diagrama tipológico para rocas con SiO<sub>2</sub> entre 64% y 70%.

$$FD1 = 10 * [0,1099 * ASI - 0,0850 * ICA + 0,0892 * K / (Na + K) + 0,0127 * Fe / (Fe + Mg)]$$

$$FD2 = 10 * [-0,0591 * ASI - 0,0533 * ICA + 0,0091 * K / (Na + K) + 0,0906 * Fe / (Fe + Mg)]$$

Desde el punto de vista de los **elementos mayores**, las unidades granodioríticas-monzograníticas se caracterizan por elevados contenidos de Ti, Ca, Na y K, hecho que refleja la mineralogía rica en feldespatos y biotita de estas rocas. En el diagrama de variación SiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> estas rocas definen una tendencia lineal, con un alto grado de correlación de disminución de P con el aumento de SiO<sub>2</sub> que es característico de granitos peraluminosos ricos en Ca (BEA, *et al.*, 1992) (figuras 6.5 y 6.6).

Respecto a los **elementos traza**, son de destacar los altos valores de Li, que en algún caso pueden superar las 200 ppm. También presentan valores elevados de Rb, Cs, Ta, Sn y Pb, que muestran un progresivo incremento hacia las rocas más silíceas. Las concentraciones de Sr y Ba son moderadas, presentando una excelente correlación negativa con la sílice. Lo mismo ocurre con la mayoría de los elementos de transición, así como Ga, Nb e Y, si bien la correlación que presenta este último es mala. El Zr y el Hf decrecen con la diferenciación, aunque no de una manera tan clara. El U y el Th, por su parte, no muestran en esta facies una tendencia definida (figuras 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10).

Las mencionadas características geoquímicas son compatibles con un proceso de diferenciación magmática en la que la cristalización de plagioclasa y biotita han jugado un papel importante.

Desde el punto de vista de las **tierras raras**, los espectros de todas las muestras son muy similares entre sí, excepto una que no presenta anomalía negativa de Eu. Los espectros son

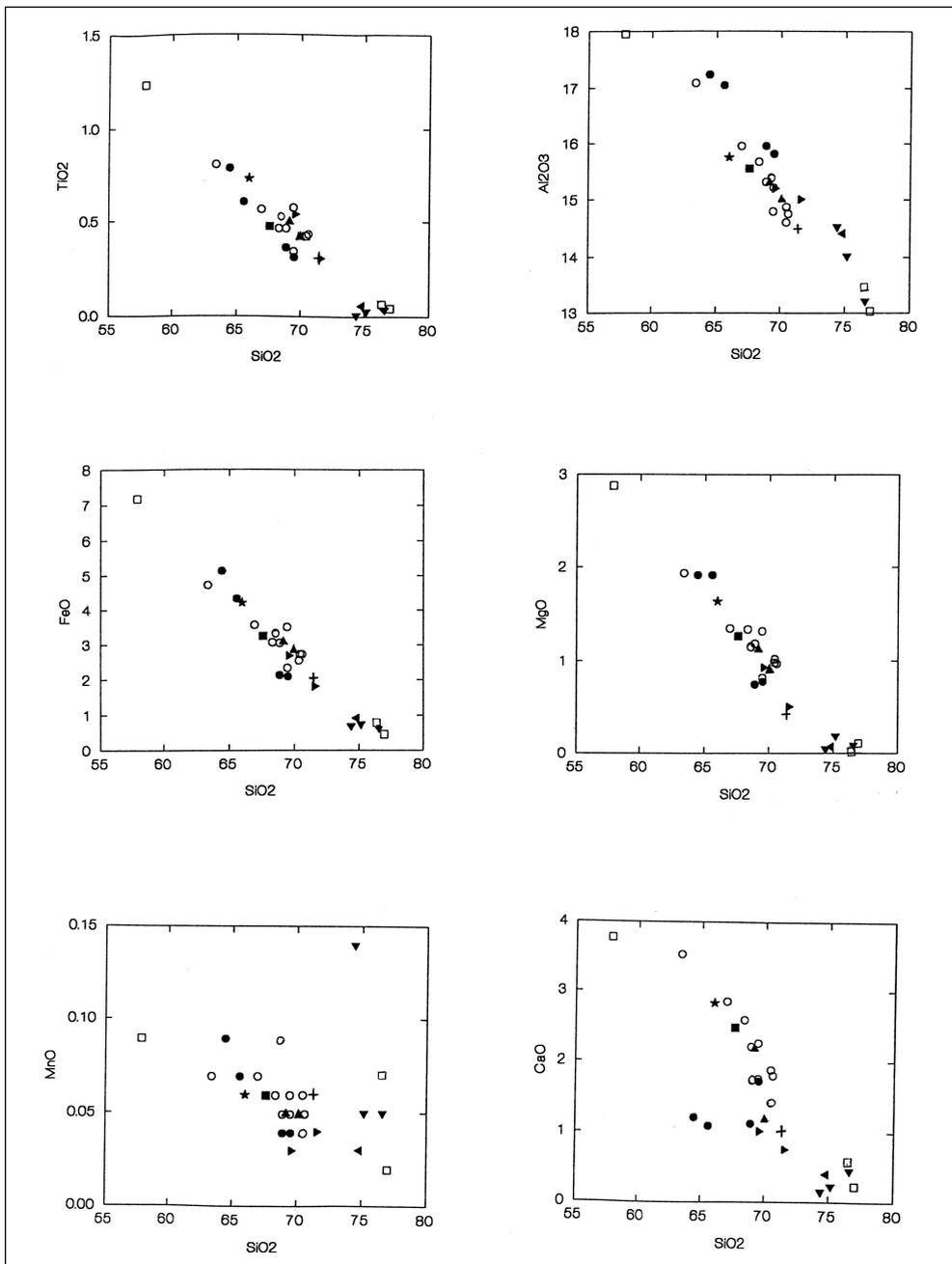


Figura 6.5. Diagramas de HARKER: elementos mayores de muestras de la Hoja de Sotillo de la Adrada (1 de 2).

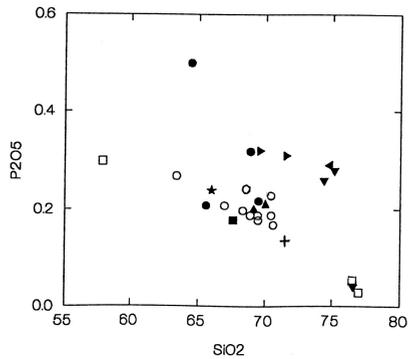
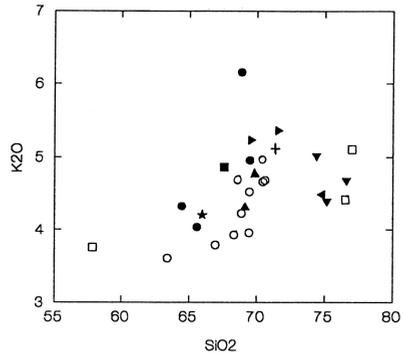
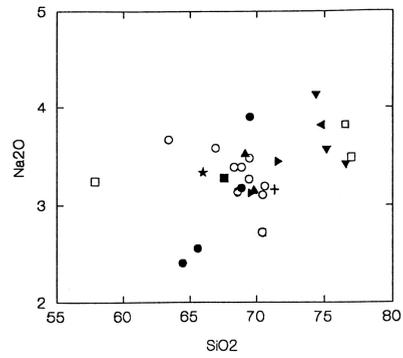


Figura 6.6. Diagramas de HARKER: elementos mayores de muestras de la Hoja de Sotillo de la Adrada (2 de 2).

continuos y moderadamente fraccionados desde las tierras raras ligeras (LREE) hasta las tierras raras pesadas (HREE), mostrando una anomalía de Eu negativa y pequeña. Las LREE están a un nivel de aproximadamente 100 veces el condrito y presentan pendiente negativa hasta las tierras raras medias (MREE). Las HREE están a un nivel de aproximadamente 10 veces el condrito y presentan una fraccionación MREE/HREE muy pequeña. Este tipo de espectro es muy similar al característico de las rocas pelíticas, indicando, por tanto, un probable origen de estas rocas por anatexis de materiales sedimentarios (figura 6.12a).

### 6.3.2. Monzogranito biotítico porfídico con cordierita (11)

Se trata de una granodiorita peraluminosa de clara afinidad «S» (véase diagramas tipológicos, figura 6.4) que con respecto a las granodioritas-monzogranitos biotíticos (10), destaca por ser algo más pobre en Na, Cr y ni y más rica en K, Ba, Zr y Hf (figuras 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10).

Todas las demás características geoquímicas, incluida la composición de tierras raras, son prácticamente idénticas a las que presenta la facies de fondo (figura 6.11a).

### 6.3.3. Monzogranito biotítico porfídico, tipo La Garbanza (12)

Composicionalmente, este tipo litológico se incluye en el conjunto granodiorítico. Presenta una acusada similitud geoquímica con las granodioritas-monzogranitos biotíticos (10a, b y c), según se observa en los diagramas tipológicos (figura 6.4) y de Harker (figuras 6.5 y 6.6). Únicamente Y, Zr y Hf presentan contenidos algo más altos y Sn y Mo algo más bajos (figuras 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10).

Su espectro normalizado de tierras raras no difiere de los espectros de los distintos tipos de granodioritas-monzogranitos (figura 6.12b).

### 6.3.4. Granitos microporfídicos de dos micas, tipo Casillas (13)

Se han estudiado dos muestras, que representan el extremo más ácido del conjunto granodiorítico-adamellítico. Se trata de rocas peraluminosas que en el diagrama tipológico para rocas con 64-70% de sílice, se proyectan en el campo Va (figuras 6.3 y 6.4).

**Elementos mayores:** comparadas con las muestras más ácidas de la facies de fondo, las muestras de tipo Pedrobernardo son algo más silícicas y aluminicas y también más ricas en K y P y más pobres en Ca. Estas características indican una afinidad «S» más acusada (figuras 6.5 y 6.6).

En cuanto a los **elementos traza**, es de destacar que, respecto a las granodioritas de la facies de fondo, estas dos muestras presentan contenidos más bajos de Sr, Ba, Sc, V, Y, Zr, Hf y más altos en Rb, Zn, Ga, Nb, Mo, Tl, U y sobre todo en Th, característica esta última que apunta la presencia de monacitas ricas en Th (figuras 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10).

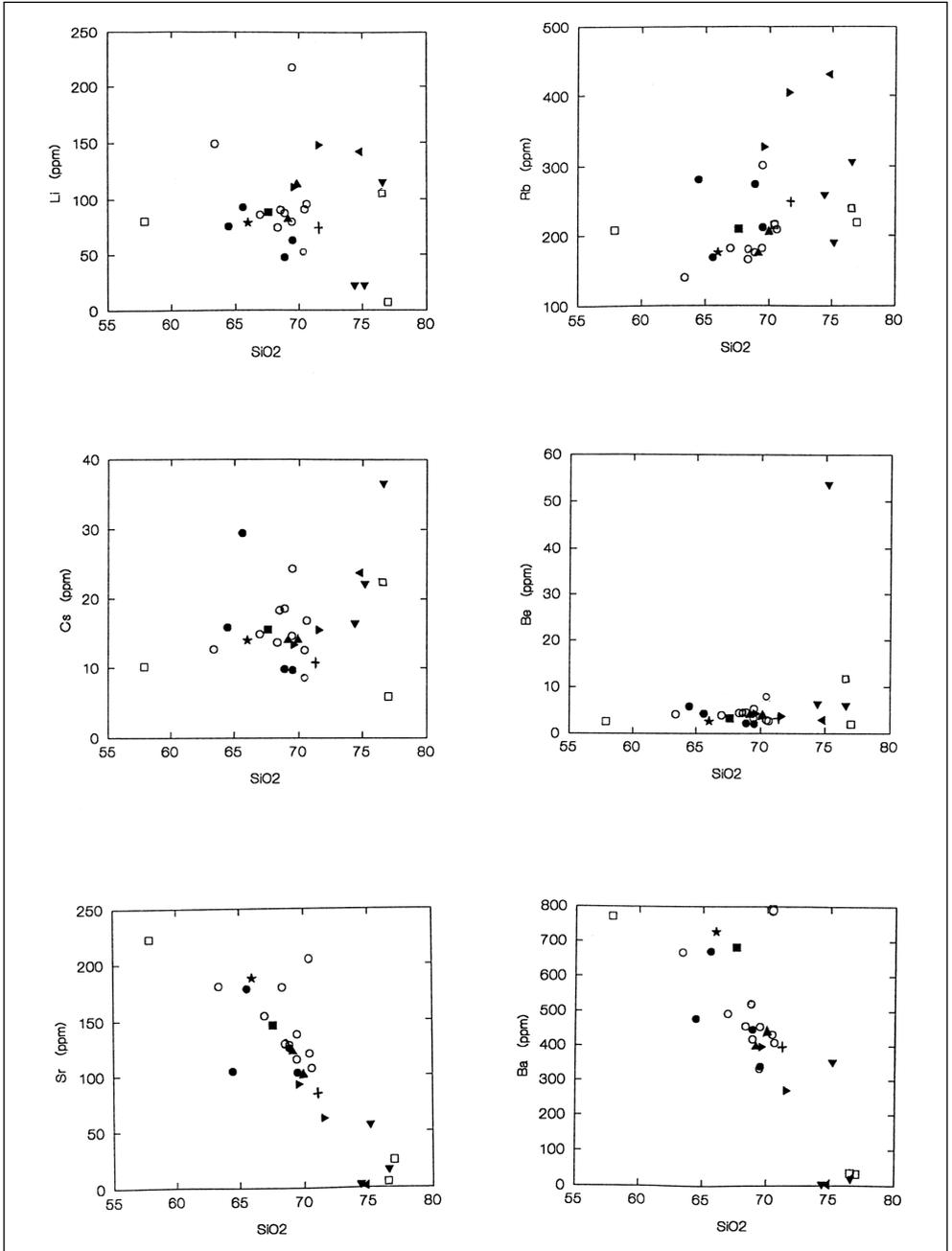


Figura 6.7. Diagramas de HARKER: elementos traza de muestras de la Hoja de Sotillo de la Adrada (1 de 4).

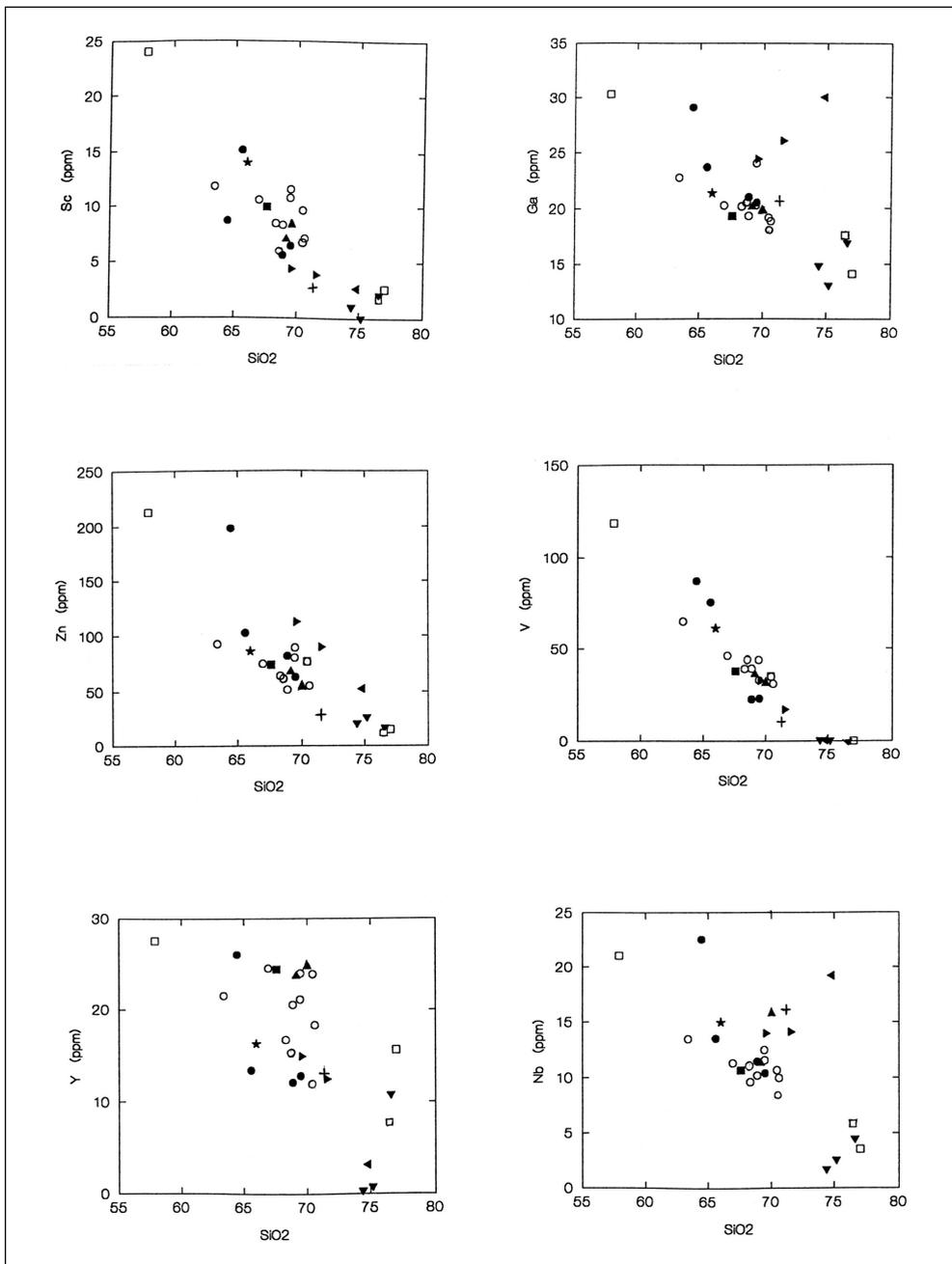


Figura 6.8. Diagramas de HARKER: elementos traza de muestras de la Hoja de Sotillo de la Adrada (2 de 4).

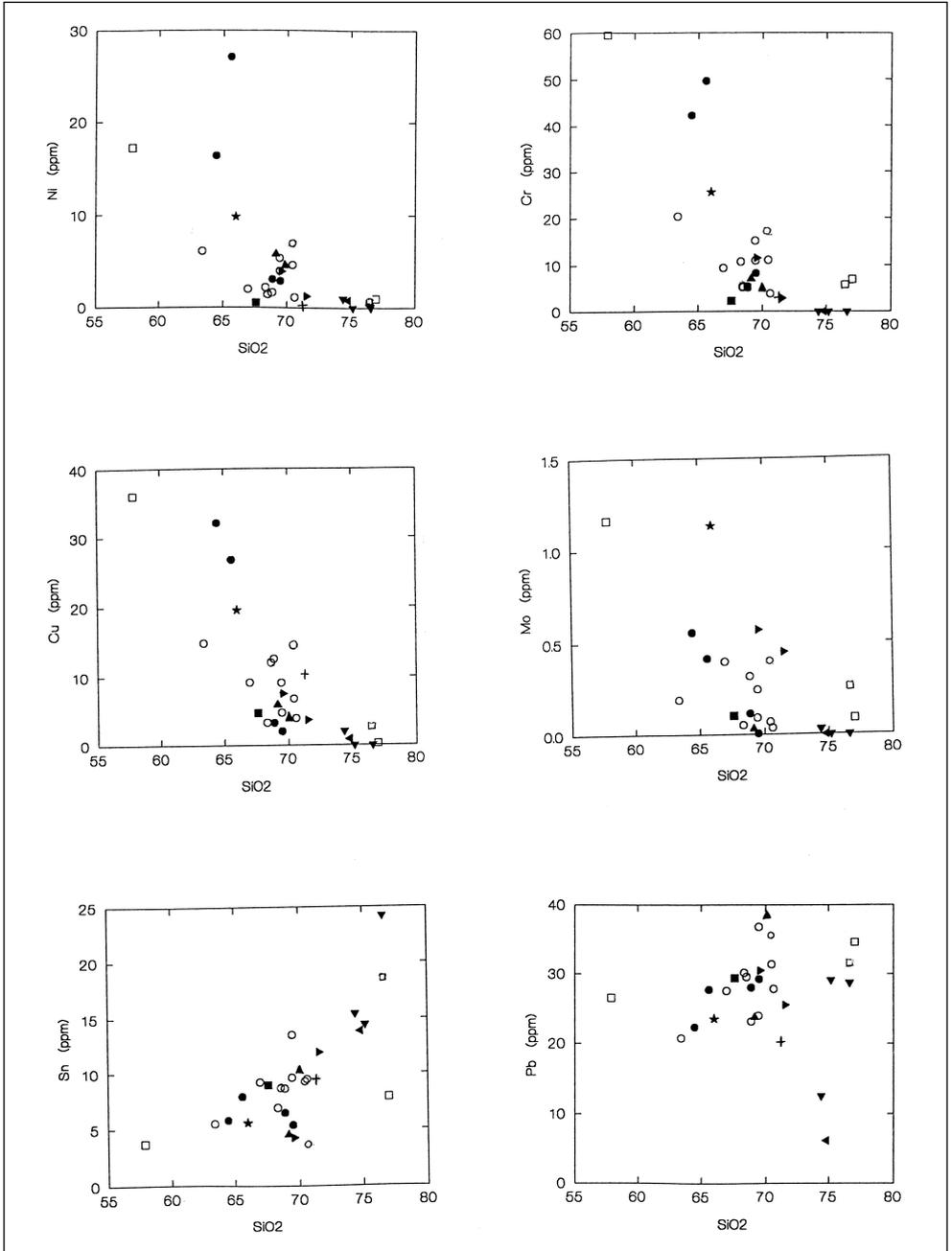


Figura 6.9. Diagramas de HARKER: elementos traza de muestras de la Hoja de Sotillo de la Adrada (3 de 4).

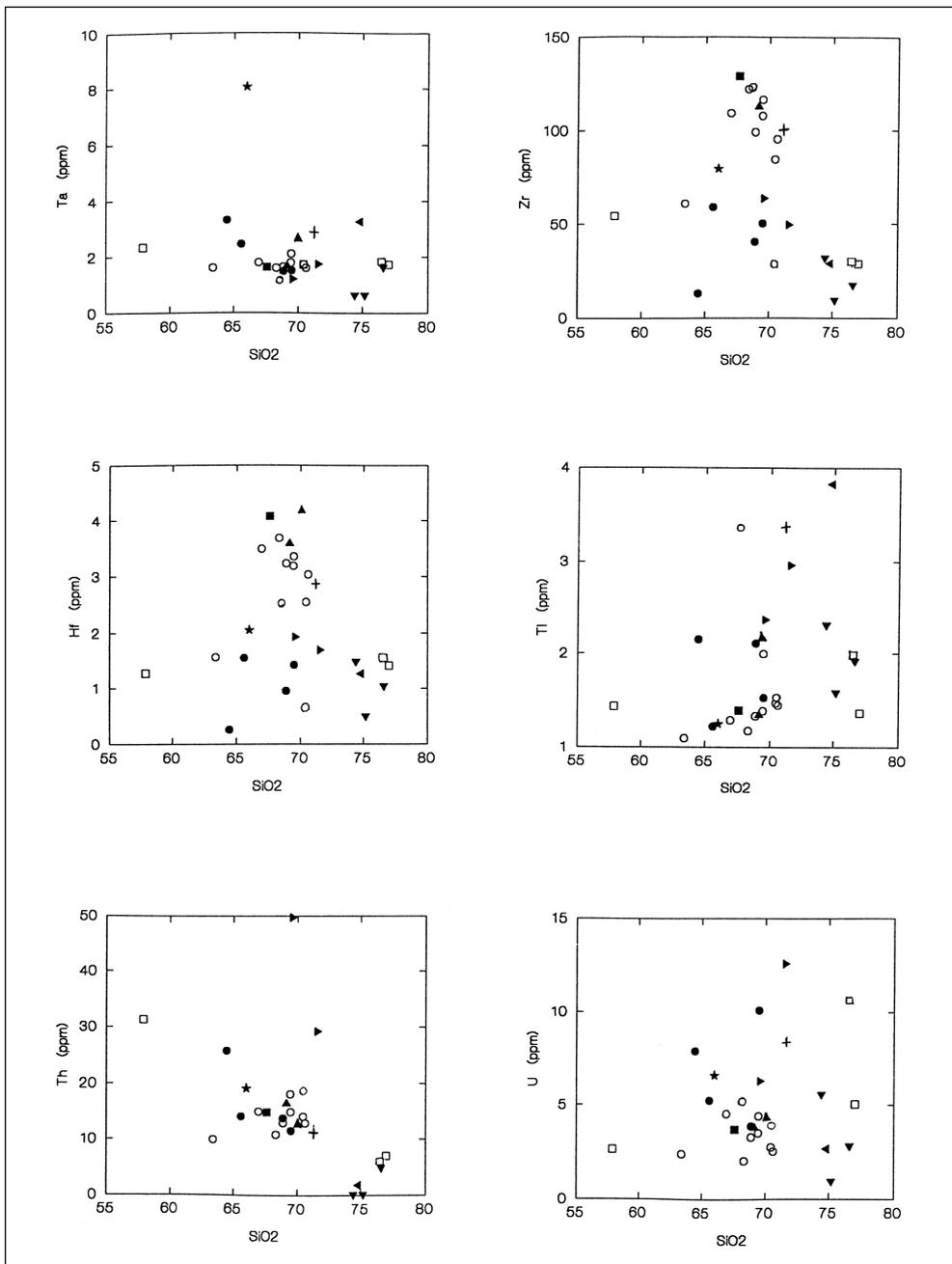
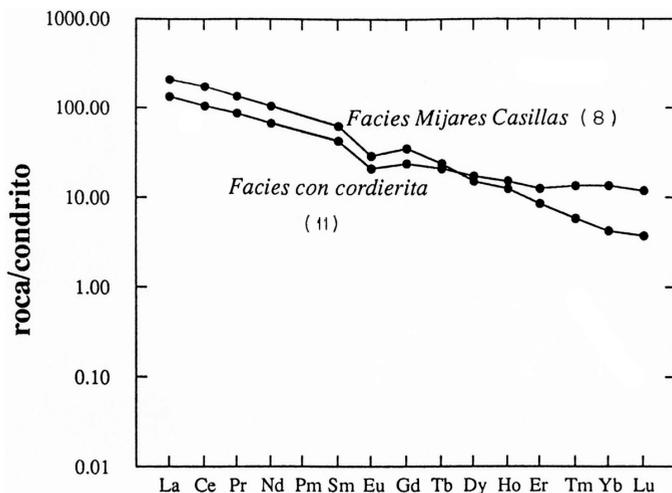
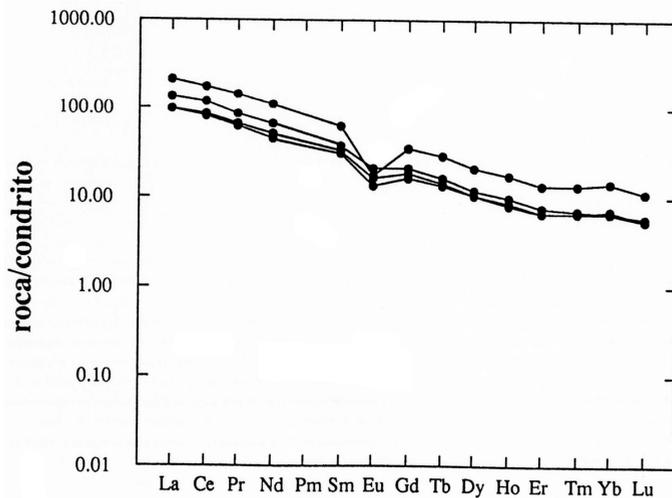


Figura 6.10. Diagramas de HARKER: elementos traza de muestras de la Hoja de Sotillo de la Adrada (4 de 4).

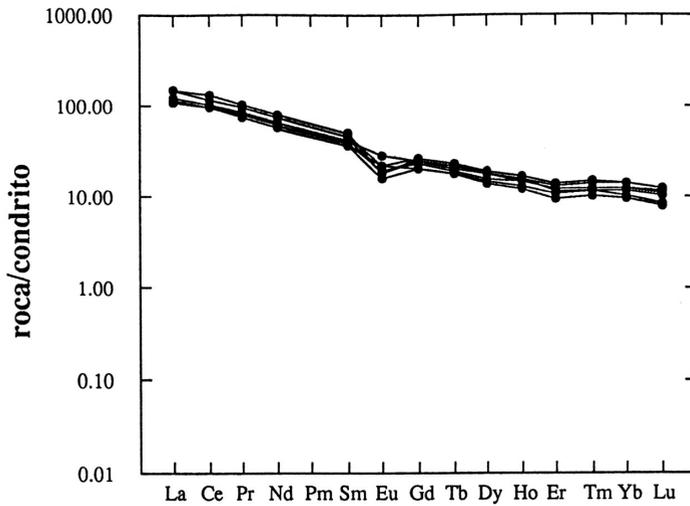


a)

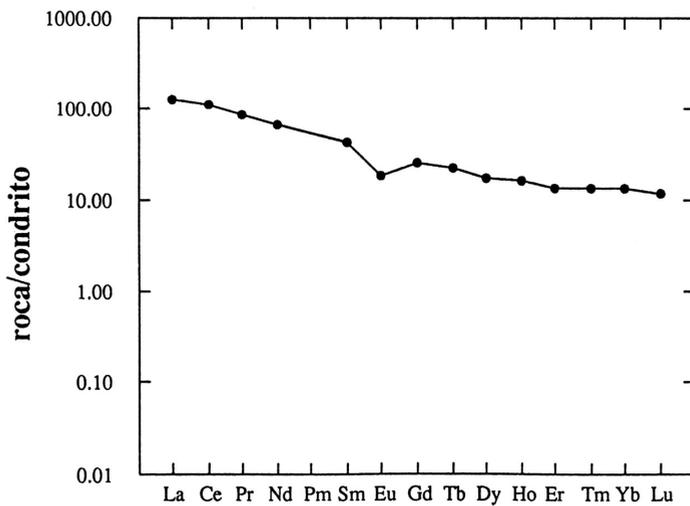


b)

Figura 6.11. Espectro normalizado de Tierras Raras de los granitoides sin-tardi cinemáticos del Puerto de Mijares (Sierra del Valle). a) Granodiorita inhomogénea foliada (8) (para comparación se ha representado LS-9044, que corresponde a monzogranito biotítico porfídico con cordierita, 11). b) Granitoides inhomogéneos, tipo Casavieja (6) y granitoides diatexiticos (7).

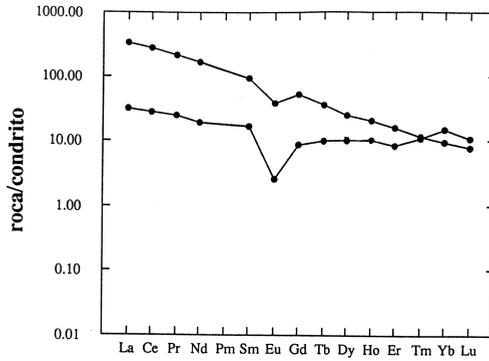


a)

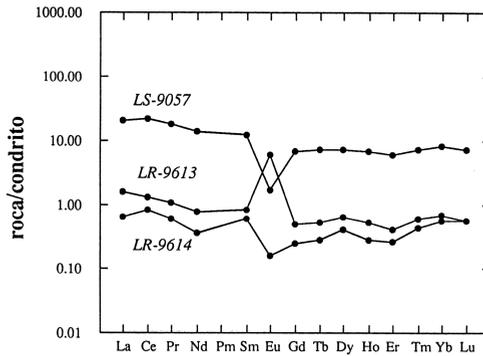


b)

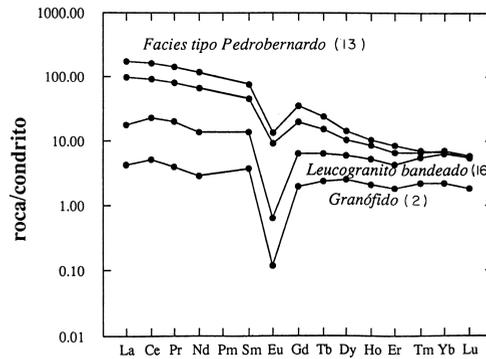
Figura 6.12. Espectro normalizado de tierras Raras de los granitoides tardi-postcinemáticos en la Hoja de Sotillo de la Adrada. a) Granodioritas-monzogranitos biotíticos (10a, b y c). b) Monzogranito biotítico porfídico, tipo La Garbanza (12).



a)



b)



c)

Figura 6.13. Espectro normalizado de tierras Raras de los granitoides tardi-postcinemáticos en la Hoja de Sotillo de la Adrada. a) Leucogranito de dos micas con moscovita dominante (16). b) Leucogranitos apoplegmáticos con turmalina y granate (15). c) Granitos microporfídicos de dos micas, tipo Casillas (13) y granófico (2) (para comparación se ha representado la muestra LR-9622, de la unidad 16).

Respecto a las **tierras raras**, también los espectros son muy similares a los definidos en la facies de fondo, aunque con una fraccionación MREE/HREE más acusada y una anomalía negativa de Eu más pronunciada, lo que probablemente se deba a un mayor grado de evolución magmática (figura 6.13c).

### 6.3.5. Leucogranitos aplopegmatíticos con turmalina y granate (15)

Se trata de tres muestras muy silíceas, extremadamente diferenciadas, que pertenecen al conjunto leucogranítico. Son rocas con una clara afinidad «S» que en el diagrama tipológico para  $\text{SiO}_2 > 70\%$  se proyectan en los campos «SC» y «SG» (figura 6.3).

Desde el punto de vista de los **elementos mayores**, estas rocas se caracterizan por altos contenidos de Al, Mn, Na y P, como corresponde a un producto extremo de diferenciación (figuras 6.5 y 6.6).

En cuanto a los **elementos traza**, presentan contenidos moderados de Li y Rb, bastante altos en Sn y muy altos en Cs. Una de las muestras presenta también un enriquecimiento notable en Be. Por otra parte, estas muestras están extraordinariamente empobrecidas en Sr, Ba, elementos de la primera serie de transición Y, Nb, Zr y Th (figuras 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10).

Los espectros de **tierras raras** son muy diferentes entre sí, de esta forma, la muestra LS-9057 es la que presenta los mayores contenidos, la anomalía negativa de Eu más pronunciada y su fraccionación LREE/HREE es muy pequeña. La muestra LR-9614, sin embargo, presenta un extraordinario empobrecimiento, con niveles inferiores al condrítico. Presenta además un perfil muy irregular, una pequeña anomalía negativa de Eu y no muestra fraccionación LREE/HREE. Por último, la muestra LR-9613 presenta un perfil casi plano y está a nivel condrítico para todos los elementos excepto para el Eu, que presenta una anomalía positiva. Estos tres perfiles pueden corresponder a tres diferentes estadios de evolución magmática donde la muestra LS-9057 es la menos diferenciada. La presencia de una anomalía positiva de Eu en una muestra se explica por un efecto de muestreo en la facies pegmatítica en la que los feldspatos están sobrerrepresentados (figura 6.13b).

### 6.3.6. Leucogranito de dos micas con moscovita dominante (16)

Se han analizado tres muestras, una de ellas (LS-9064) se obtuvo de un afloramiento con deformación dúctil. Esta muestra presenta evidencias de metasomatismo hidrotermal, con una composición aparente que la incluiría en el grupo diorítico, debido al acusado empobrecimiento relativo en sílice y mayores proporciones en elementos poco móviles (Al, Ti, Zr, etc.).

Respecto a la proyección de estas muestras en los diagramas de Elementos Mayores, es de destacar que las muestras de esta unidad (a excepción de la LS-9064) ocupan los extremos de la tendencia decrecientes en Ti, Al, Fe, Mg, Ca (figuras 6.5 y 6.6). En cuanto a los álcalis, tanto en Na como en K, muestran contenidos relativamente altos.

La distribución de Elementos Traza se caracteriza por mostrar una tendencia negativa prácticamente generalizada con la sílice (figuras 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10). Únicamente los contenidos de Sn, Pb y U muestran tendencias ligeramente positivas, y solo Rb, Be, Ta y Te presentan contenidos relativamente constantes en los tres casos. Las concentraciones del resto de elementos traza disminuyen al aumentar la sílice, y como ya ocurría con algunos elementos mayores, las muestras inalteradas ocupan, en el caso de Sc, V, Cu, Zn y Ga las posiciones más extremas de la tendencia negativa formada por todas las rocas analizadas en esta Hoja.

Los espectros condríticos de las tres muestras ponen de manifiesto que la abundancia de REE es diferente en los tres casos. Así, la muestra LR-9622 presenta la anomalía negativa en Eu muy acusada. También existen diferencias en el grado de fraccionación, y los espectros de las muestras inalteradas presentan una fraccionación LREE/HREE continua muy poco acusada, mientras que en el tramo MREE-HREE la pendiente llega a hacerse incluso positiva. Este tipo de perfil es típico de una fraccionación de granate (figura 6.13a).

### **6.3.7. Porfido granítico (1)**

Desde el punto de vista de Elementos Mayores y Trazas, esta litología aparece como un término algo más diferenciado que las granodioritas-monzogranitos biotíticos (10a, b, c) y que el monzogranito biotítico porfídico, tipo La Garbanza (12) (figuras 6.5 y 6.6).

En el espectro de Tierras Raras, también se acusa una mayor diferenciación, con valores más próximos a los valores condríticos que los valores de dichas unidades, siendo la anomalía en Eu mucho más acusada.

### **6.3.8. Granofiro (2)**

Las características geoquímicas de la única muestra estudiada de este tipo son también muy similares a las de los leucogranitos de Navamorcuende y leucogranito bandeado. De éstos se diferencia, sobre todo, por un mayor enriquecimiento en U (figura 6.9). El espectro condrítico de esta muestra es idéntico al del leucogranito bandeado pero más bajo, a niveles prácticamente condríticos (figura 6.13c).

## **7. GEOMORFOLOGÍA**

### **7.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA**

La Hoja de Sotillo de la Adrada se encuentra situada en la zona central de la península Ibérica, en la vertiente meridional del ámbito geográfico del Sistema Central español.

El relieve de la Hoja presenta dos áreas claramente diferenciables. La parte septentrional está ocupada por las estribaciones montañosas de la zona más oriental de la Sierra de Gredos, mientras que la meridional pertenece a la zona de enlace del relieve montuoso con la depresión del Tajo.

Tabla 1. Contenido en elementos mayores de las muestras de la Hoja de Sotillo de La Adrada

SiO2	LR-9615	LR-9618	LR-9621	LR-9624	LR-9611	LR-9612	LS-9023	LS-9042	LS-9049	LS-9086	LR-9601	LR-9605	LR-9616	LS-9005
	68.88	70.61	70.45	63.39	69.44	68.76	66.96	68.33	69.47	65.59	69.50	68.88	64.46	71.29
TiO2	0.47	0.44	0.43	0.81	0.58	0.51	0.57	0.47	0.35	0.61	0.32	0.37	0.79	0.31
Al2O3	15.33	14.77	14.62	17.11	14.81	15.12	15.97	15.69	15.23	17.07	15.83	15.97	17.26	14.22
FeO	3.08	2.75	2.76	4.75	3.54	3.29	3.60	3.10	2.37	4.36	2.12	2.16	5.17	2.37
MgO	1.19	0.98	0.99	1.94	1.32	1.02	1.35	1.34	0.83	1.92	0.79	0.76	1.92	0.43
MnO	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.08	0.07	0.06	0.05	0.07	0.04	0.04	0.09	0.06
CaO	2.23	1.82	1.90	3.55	2.28	1.73	2.87	2.61	1.77	1.11	1.74	1.14	1.23	1.09
Na2O	3.40	3.21	3.12	3.68	3.28	3.18	3.59	3.40	3.49	2.56	3.91	3.19	2.41	3.22
K2O	4.24	4.70	4.68	3.62	3.97	4.76	3.80	3.94	4.54	4.05	4.97	6.17	4.34	5.17
P2O5	0.19	0.17	0.19	0.27	0.19	0.22	0.21	0.20	0.18	0.21	0.22	0.32	0.50	0.16
P.p.C.	0.78	0.56	0.71	0.72	0.50	1.18	0.71	0.70	1.46	1.59	0.56	0.86	0.94	1.25
SUMA	99.84	100.06	99.91	99.91	99.97	99.85	99.70	99.84	99.74	99.14	100.00	99.86	99.11	99.57
LR-9625	LR-9609	LR-9620	LS-9064	LS-9059	LR-9622	LS-9065	LR-9613	LR-9614	LS-9057	LR-9617	LR-9619	LR-9623	LS-9006	
	74.74	70.42	77.00	57.86	67.60	66.00	75.18	74.41	76.60	69.64	71.63	69.15	70.16	
SiO2	0.06	0.43	0.05	1.24	0.48	0.73	0.03	0.01	0.04	0.54	0.31	0.50	0.48	
TiO2	14.41	14.89	13.05	17.97	15.57	15.76	14.02	14.53	13.22	15.20	15.01	15.30	15.19	
FeO	0.92	2.58	0.49	7.21	3.28	0.71	4.22	0.70	0.64	2.69	1.82	3.08	2.98	
MgO	0.07	1.03	0.12	2.89	1.27	0.06	1.63	0.19	0.09	0.93	0.51	1.12	0.88	
MnO	0.03	0.04	0.02	0.09	0.06	0.07	0.06	0.14	0.05	0.03	0.04	0.05	0.05	
CaO	0.40	1.46	0.24	3.79	2.50	0.59	2.84	0.15	0.45	1.02	0.76	2.19	1.15	
Na2O	3.82	2.73	3.50	3.26	3.29	3.81	3.34	4.14	3.43	3.13	3.45	3.52	3.17	
K2O	4.49	4.98	5.12	3.77	4.88	4.42	4.21	4.40	4.69	5.23	5.36	4.31	4.73	
P2O5	0.29	0.23	0.03	0.30	0.18	0.05	0.24	0.28	0.04	0.32	0.31	0.20	0.29	
P.p.C.	1.05	0.63	0.67	0.72	0.57	0.60	0.68	0.84	0.84	0.84	0.86	0.63	1.01	
SUMA	100.28	99.42	100.29	99.10	99.68	100.34	99.71	99.54	100.09	99.57	100.06	100.05	100.09	

Tabla 2. Contenido en elementos traza de las muestras de la Hoja de Sotillo de La Adrada (1 de 2)

	LR-9615	LR-9618	LR-9621	LR-9624	LR-9611	LR-9612	LS-9023	LS-9042	LS-9049	LS-9066	LR-9601	LR-9605	LR-9616	LS-9005
Li	88,010	95,906	91,222	149,639	79,942	93,150	86,494	74,867	217,939	93,453	63,201	48,148	76,072	121,390
Rb	176,824	210,044	217,592	141,111	183,254	188,250	183,116	166,987	302,255	169,849	212,927	274,945	281,591	201,630
Cs	18,688	16,958	12,714	12,827	14,754	19,560	15,014	13,796	24,529	29,609	9,832	9,970	15,986	15,230
Be	4,720	2,909	3,084	4,334	3,500	6,750	4,141	4,637	5,481	4,486	2,269	2,406	6,040	6,530
Sr	128,921	107,873	121,219	181,529	116,023	122,010	155,196	180,389	138,785	179,066	103,911	126,187	105,434	100,350
Ba	423,607	412,835	436,466	670,591	337,537	527,810	497,504	461,575	459,648	673,755	343,524	451,899	482,918	451,370
Sc	8,411	7,213	9,748	11,914	10,872	5,740	10,690	8,559	11,650	15,225	6,537	5,698	8,793	8,140
V	39,567	31,364	35,165	65,199	44,299	40,220	46,601	39,413	33,283	75,519	23,420	23,010	87,298	30,450
Cr	5,317	4,041	11,228	20,518	15,315	5,010	9,553	10,883	11,105	49,830	8,410	5,593	42,423	5,890
Ni	1,729	1,204	4,746	6,248	5,499	1,490	2,071	2,278	4,087	27,221	2,985	3,165	16,444	4,230
Cu	12,724	4,031	6,895	14,986	9,249	12,470	9,309	3,396	4,840	26,896	2,133	3,364	32,228	4,690
Zn	52,526	56,017	77,511	93,466	81,067	61,280	75,744	64,875	90,054	103,524	63,887	82,716	199,021	55,420
Ga	19,404	18,942	19,243	22,794	20,347	21,330	20,328	20,233	24,082	23,718	20,585	21,073	29,128	19,870
Y	20,660	18,427	24,002	21,652	21,241	14,290	24,659	16,852	24,099	13,563	12,951	12,245	26,189	20,430
Nb	10,325	10,088	10,788	13,586	12,590	11,570	11,431	9,749	11,670	13,628	10,518	11,565	22,625	16,560
Ta	1,664	1,633	1,753	1,636	1,812	1,390	1,815	1,620	2,127	2,470	1,534	1,508	3,336	2,440
Zr	99,549	95,804	85,238	61,283	108,053	128,690	109,448	122,336	116,644	59,427	50,625	40,791	13,431	156,210
Hf	3,243	3,048	2,565	1,575	3,199	2,560	3,507	3,699	3,369	1,565	1,435	0,966	0,276	4,120
Mo	0,324	0,041	0,073	0,195	0,096	n.a.	0,405	0,056	0,250	0,422	0,010	0,118	0,561	n.a.
Sn	8,786	9,621	9,423	5,637	9,759	9,000	9,373	7,064	13,664	8,081	5,509	6,601	5,952	12,520
Ti	1,340	1,454	1,477	1,106	1,394	3,200	1,297	1,184	2,006	1,231	1,533	2,119	2,161	2,150
Pb	23,347	28,029	31,574	20,932	24,180	28,640	27,753	30,337	37,001	27,903	29,446	28,228	22,522	39,510
U	3,368	2,621	2,838	2,991	3,578	5,310	4,605	2,118	4,473	5,312	10,162	3,946	7,954	4,210
Th	13,165	13,124	14,326	10,117	18,379	55,690	15,264	11,037	15,146	14,382	11,743	14,024	26,024	13,550

Tabla 3. Contenido en elementos traza de las muestras de la Hoja de Sotillo de La Adrada (2 de 2)

	LR-9625	LR-9609	LR-9620	LS-9064	LS-9059	LR-9622	LS-9065	LR-9613	LR-9614	LS-9057	LR-9617	LR-9619	LR-9623	LS-9006
Li	141,806	51,785	7,824	81,157	88,791	105,579	78,823	22,300	22,370	115,484	110,515	147,390	81,259	64,59
Rb	430,163	216,086	219,795	208,933	210,767	236,787	176,179	190,301	258,817	306,124	327,164	404,158	174,711	255
Cs	23,820	8,635	6,025	10,316	15,667	22,304	14,039	22,243	16,466	36,601	13,366	15,487	13,964	11,63
Be	2,929	8,091	2,214	2,829	3,507	11,702	2,723	53,675	6,460	6,118	4,269	3,727	3,98	4,51
Sr	1,835	205,577	24,875	223,802	146,928	4,881	187,993	55,853	3,259	16,088	92,481	61,839	122,089	88,56
Ba	3,539	795,388	35,435	774,669	685,560	34,637	728,223	355,292	5,149	19,918	398,810	271,622	399,001	398,78
Sc	2,688	6,793	2,689	24,137	10,046	1,889	14,020	0,059	1,078	2,123	4,393	3,887	7,048	3,7
V	0,444	35,385	0,601	118,961	38,127	0,532	61,106	0,443	0,655	0,133	32,597	17,079	35,976	15,68
Cr	0,000	17,323	7,133	59,694	2,450	5,849	25,650	0,000	0,000	0,000	11,468	2,856	6,992	2,96
Ni	0,782	7,149	1,081	17,289	0,621	0,318	9,851	0,000	0,989	0,000	3,934	1,239	5,821	0,37
Cu	0,852	14,517	0,367	36,216	4,829	2,555	19,568	0,000	2,032	0,000	7,500	3,622	5,868	10,22
Zn	52,407	77,519	15,720	213,943	74,826	14,029	86,326	26,367	20,650	16,848	112,496	89,782	67,606	39,83
Ga	30,006	17,929	14,175	30,362	19,377	17,480	21,354	13,059	14,849	16,960	24,382	26,028	20,112	20,17
Y	3,157	12,067	15,702	27,722	24,525	7,774	16,345	0,796	0,360	10,786	14,980	12,520	23,712	12,53
Nb	19,232	8,491	3,603	21,135	10,794	5,853	15,018	2,567	1,710	4,486	14,008	14,141	11,331	16,83
Ta	3,253	1,750	1,762	2,362	1,658	1,824	8,052	0,641	0,641	1,626	1,196	1,738	1,656	3,15
Zr	28,785	29,002	29,139	54,747	129,369	29,464	79,933	9,445	31,797	17,410	63,678	49,430	112,439	100,42
Hf	1,260	0,678	1,424	1,285	4,093	1,546	2,050	0,501	1,486	1,041	1,931	1,691	3,584	2,82
Mo	0,000	0,410	0,090	1,169	0,106	0,256	1,133	0,000	0,029	0,000	0,569	0,450	0,03	n.a.
Sn	13,897	3,625	7,952	3,770	9,096	18,572	5,653	14,497	15,451	24,197	4,283	11,985	4,549	9,59
Ti	3,822	1,553	1,371	1,442	1,399	1,968	1,250	1,582	2,308	1,920	2,365	2,958	1,339	3,21
Pb	6,140	35,764	34,796	26,688	29,582	31,748	23,631	29,214	12,633	28,826	30,546	25,622	23,833	20,88
U	2,707	3,937	5,103	2,717	3,782	10,623	6,630	0,967	5,596	2,847	6,300	12,619	3,812	7,99
Th	1,772	18,842	7,132	31,439	15,153	5,616	19,323	0,157	0,153	4,879	49,719	29,281	16,529	11,85

Tabla 4. Contenido en tierras raras de las muestras de la Hoja de Sotillo de La Adrada

La	LR-9615	LR-9618	LR-9621	LR-9624	LR-9611	LR-9612	LS-9023	LS-9042	LS-9049	LS-9066	LR-9601	LR-9605	LR-9616	LS-9005
	26.21	25.74	28.75	28.28	35.48	35.90	33.84	26.95	32.13	31.76	23.05	23.21	49.45	25.47
Ce	57.65	56.70	62.42	60.52	77.89	92.58	72.10	56.59	67.91	75.24	51.07	53.28	110.67	60.18
Pr	7.13	6.76	7.61	7.44	9.46	11.26	8.79	6.84	8.33	8.27	5.82	6.49	13.45	7.17
Nd	27.32	25.50	29.09	28.07	35.34	48.72	33.49	25.99	30.93	30.40	21.64	24.30	50.73	25.65
Sm	5.83	5.48	6.32	6.15	7.43	9.88	6.79	5.47	6.57	5.86	4.60	5.11	9.60	6.11
Eu	1.04	0.90	1.02	1.59	1.00	0.68	1.23	1.18	1.20	1.25	0.79	0.94	1.00	0.80
Gd	4.43	4.08	4.73	4.72	5.29	7.18	5.24	4.02	4.88	4.19	3.36	3.65	7.05	5.14
Tb	0.68	0.64	0.73	0.77	0.80	0.75	0.81	0.62	0.78	0.58	0.50	0.52	1.01	0.77
Dy	3.94	3.59	4.52	4.35	4.34	3.08	4.66	3.44	4.49	2.93	2.65	2.59	5.42	3.99
Ho	0.79	0.70	0.88	0.86	0.84	0.51	0.66	0.66	0.88	0.55	0.49	0.46	0.96	0.72
Er	1.90	1.67	2.04	1.89	1.89	1.25	2.21	1.49	2.06	1.23	1.11	1.09	2.20	1.94
Tm	0.31	0.28	0.34	0.28	0.30	0.16	0.37	0.25	0.34	0.18	0.17	0.17	0.36	0.32
Yb	2.00	1.83	2.27	1.64	1.97	0.99	2.23	1.48	2.18	1.11	1.16	1.09	2.41	2.03
Lu	0.28	0.43	0.30	0.21	0.27	0.14	0.31	0.20	0.31	0.15	0.14	0.16	0.29	0.28
La	LR-9625	LR-9609	LR-9620	LS-9064	LS-9059	LR-9622	LS-9065	LR-9613	LR-9614	LS-9057	LR-9617	LR-9619	LR-9623	LS-9006
	1.07	33.17	7.24	77.51	32.33	4.33	51.22	0.38	0.15	4.90	40.69	23.40	31.45	19.08
Ce	3.32	73.62	16.42	173.68	69.39	14.54	106.94	0.84	0.50	13.20	101.46	59.25	68.05	42.62
Pr	0.39	8.91	2.32	19.81	8.38	1.85	12.76	0.10	0.06	1.71	13.49	7.83	8.38	5.14
Nd	1.35	33.22	8.57	76.23	31.32	6.52	49.31	0.35	0.17	6.47	54.95	31.55	31.70	18.53
Sm	0.57	6.43	2.51	13.82	6.79	2.01	9.59	0.12	0.09	1.86	11.24	6.78	6.67	3.94
Eu	0.01	1.41	0.14	2.06	1.31	0.04	1.64	0.01	0.09	0.09	0.79	0.54	1.08	0.66
Gd	0.40	4.40	1.76	10.17	5.15	1.28	7.04	0.10	0.05	1.38	6.99	4.10	5.15	3.19
Tb	0.08	0.59	0.35	1.27	0.81	0.22	0.85	0.02	0.01	0.26	0.84	0.55	0.80	0.49
Dy	0.65	2.89	2.43	6.06	4.61	1.48	3.97	0.16	0.10	1.81	3.66	2.62	4.52	2.57
Ho	0.12	0.49	0.54	1.09	0.93	0.29	0.70	0.03	0.02	0.38	0.59	0.48	0.92	0.49
Er	0.31	1.01	1.33	2.41	2.20	0.72	1.40	0.07	0.04	0.98	1.40	1.12	2.18	1.20
Tm	0.06	0.14	0.27	0.28	0.37	0.15	0.15	0.02	0.01	0.18	0.18	0.17	0.35	0.16
Yb	0.38	0.78	2.28	1.52	2.28	1.02	0.70	0.11	0.09	1.29	1.08	1.13	2.24	0.93
Lu	0.05	0.10	0.26	0.20	0.32	0.14	0.10	0.01	0.01	0.18	0.14	0.15	0.31	0.13

Esta segunda zona corresponde al valle del Tiétar, así como a algún relieve adyacente al principal del Sistema.

En la zona Norte, las cotas más altas son las de los vértices Gamonosa (1.915 m), Alcarabán (1.756 m) y Mogote (1.375 m) en la parte noroccidental, Sarnosa (1.530 m) en la centro septentrional, y Jabalinera (1.339 m), Lagunillas (1.270 m) y Cuesta (1.255 m) en la nororiental. Se observa, por tanto, un progresivo declive, hacia el Este, en la alineación serrana de la Sierra de Gredos.

La parte Sur de la Hoja, se caracteriza por una topografía más suave, marcada por la presencia del valle del río Tiétar, que transcurre entre los relieves septentrionales y los de la sierra de La Higuera, al SE de la Hoja.

El drenaje de la red fluvial, en el ámbito estudiado, se produce hacia la cuenca del Tajo, siendo el colector principal el río Tiétar. Transcurre con dirección NO-SE, recogiendo las aguas de escorrentía de las vertientes meridionales de la sierra de Gredos, y de las septentrionales de la sierra de La Higuera.

## 7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

### 7.2.1. Estudio morfoestructural

Geomorfológicamente, en la región donde se ubica la Hoja pueden reconocerse una serie de grandes conjuntos, más o menos homogéneos, en cuanto a los parámetros de topografía, clima y geología, y con características geomorfológicas comunes.

De forma simplificada, y a nivel del conjunto del Sistema Central, pueden resumirse en:

- Sierras culminantes.
- Depresiones terciarias externas a la cadena.
- Depresiones internas.
- Piedemontes serranos.
- Relieves intermedios.

En el ámbito de la Hoja de Sotillo de la Adrada, y en función de esta clasificación, puede asignarse la parte septentrional a la unidad de sierras culminantes.

La parte meridional de la Hoja, correspondería a piedemonte meridional y depresiones externas, con la particularidad de la presencia de un relieve montuoso asociado al borde de la cadena (sierra de La Higuera).

#### 7.2.1.1. Zona septentrional (sierra de Gredos)

Esta unidad corresponde a los relieves montuosos más orientales de la sierra de Gredos.

Queda incluida dentro del apartado de las sierras culminantes reseñadas en el apartado correspondiente a unidades fisiográfico-geomorfológicas regionales.

Se localiza en la zona septentrional de la Hoja, y constituye una alineación serrana desarrollada en sentido Oeste-Este, con cotas que pueden alcanzar los 1.900 m en la parte occidental, y que evolucionan en suave declive hacia el Este.

Son frecuentes en esta unidad la presencia de morfologías de cabeceras torrenciales, así como las **crestas (1)** y **alineaciones morfológicas con control estructural (4)**, fundamentalmente tramos rectilíneos en la red de drenaje.

Al igual que en la práctica totalidad de la Hoja, aparecen abundantes morfologías de berrocal, asociadas a las áreas graníticas.

Pequeños retazos de superficie de erosión en la zona de cumbres, así como algunos depósitos aluvial-coluvial y canchales, junto con las morfologías de incisión de la red, constituyen los rasgos morfológicos más notables de la unidad.

#### 7.2.1.2. *Zona central (valle del Tiétar)*

Al Sur de la unidad anterior, se localiza una zona más deprimida, correspondiente al valle del río Tiétar, que discurre con dirección sensiblemente NE-SO.

Las características morfológicas de esta unidad vienen marcadas por la presencia de amplias zonas ocupadas por superficies de erosión y depósitos fluviales del Tiétar.

En la zona occidental, se aprecian morfologías de **fallas (3)**, mientras que en la parte central de la unidad, y en el enlace con la sierra de Gredos, se localizan formas atribuidas a abanicos rocosos.

#### 7.2.1.3. *Zona meridional*

Al Sur de la unidad anterior, predominan las formas montuosas no muy acusadas, relacionadas con la sierra de La Higuera. En esta zona es notable la presencia de morfologías positivas, provocadas por la existencia de **diques (5)**, intercalados en la serie. Las crestas y **cuestas (2)**, generadas a favor de niveles más resistentes son también frecuentes.

Existen áreas, relativamente extensas, donde los depósitos de alteración del granito alcanzan un desarrollo notable, así como zonas con morfologías coluvionares y de aluvión-coluvión.

### 7.2.2. Estudio del modelado

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la Hoja, agrupadas en función de su génesis. Entre paréntesis se señala el número correspondiente para cada morfología citada en la leyenda del Mapa Geomorfológico.

### 7.2.2.1. *Formas de ladera*

En el ámbito de la Hoja, se reconoce un proceso generalizado de regularización de vertientes, más patente en la zona meridional de la misma.

En relación con algunas laderas, se reconocen morfologías de depósito correspondientes a **coluviones (7)**. En algunas zonas elevadas de la parte septentrional, se han cartografiado algunos **canchales (6)**, posiblemente influidos en su génesis por procesos periglaciares.

Se han señalado también en la cartografía, en algunas vertientes de la sierra de Gredos, las zonas en las que se localizan procesos de **caída de bloques (8)**, que pueden alcanzar dimensiones métricas.

### 7.2.2.2. *Formas fluviales*

Entre las morfologías con depósito de génesis fluvial, se han diferenciado los **fondos de valle (9)**, siendo el del río Tiétar el que alcanza un mayor desarrollo. En alguna zona de este fondo, se ha reconocido la presencia de **cicatrices de acreción lateral (10)** y morfologías de **meandro abandonado (13)**.

El Tiétar presenta dos niveles de **terrazas (11)**, bien desarrolladas en el tramo más occidental de su trazado, a partir de la zona situada al Sur de Casavieja. Se sitúan a +2 m y +4-6 m sobre el cauce actual, estando limitadas por **escarpes (12)**.

Sobre todo en la zona de enlace entre los relieves de la Sierra de Gredos, y el valle del Tiétar, se reconocen morfologías de **conos de deyección (15)**, que pueden alcanzar un desarrollo notable, como en el situado en el borde centrooccidental de la Hoja, en el área de El Guijo, de amplitud kilométrica.

Relacionadas con algunos fondos de valle se han observado algunas áreas de drenaje deficiente, generadas por desbordamiento de cauces, que dan lugar a **áreas endorreicas o semiendorreicas (14)**. En ocasiones, pueden alcanzar extensión considerable, como las situadas entre Fresnedilla e Higuera de las Dueñas y la ubicada al SO de Casavieja.

En relación con las formas erosivas de génesis fluvial, cabe destacar la existencia de un proceso de **incisión lineal (16)**, generalizado en toda la Hoja y que, localmente, provoca la existencia de morfologías en **garganta (17)** como la Garganta del Pajarero, entre Santa M0 del Tiétar y Casillas.

También se han diferenciado los **saltos de agua (19)**, provocados por la presencia de materiales de diferente resistencia en el sustrato, las zonas de ladera en las que se observa la existencia de procesos erosivos de **arroyada en regueros (18)**, y los **interfluvios (20)** más importantes.

En las zonas montañosas del área septentrional de la Hoja, se han distinguido zonas de cabecera en algunas cuencas de recepción, en las que los fenómenos de incisión presentan especial frecuencia y densidad, habiéndose cartografiado como **cabeceras torrenciales (21)**.

### 7.2.2.3. *Formas poligénicas*

#### **Superficies de erosión (22)**

Constituyen uno de los rasgos morfológicos más destacables en el ámbito del Sistema Central. El tema es abundantemente tratado en la bibliografía regional, si bien se evidencia una falta de acuerdo general, en relación no sólo con las edades asignadas al proceso, sino también sobre el número de superficies existentes.

Las primeras investigaciones sobre este tema, establecieron dos modelos antagónicos. Por una parte SCHWENZNER (1937), diferenciaba un nivel de cumbres y tres superficies escalonadas y encajadas en él, generadas desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario.

BIROT y SOLE (1954), sin embargo, proponían la existencia de una única superficie fundamental, cuya génesis se remontaría a tiempos mesozoicos, aunque su elaboración se habría prolongado durante el Terciario, hasta su compartimentación y desnivelación tectónica durante los movimientos alpinos.

Posteriormente, PEDRAZA (1973 y 1978), GARZÓN HEYDT (1980), GARZÓN, PEDRAZA y UBANELL (1982), CENTENO (1984) y PEDRAZA (1989), entre otros, han llevado a cabo diversos estudios relativos a los modelos climáticos, alteraciones y formas menores, que han podido actuar o estar presentes en relación con dicha/s superficie/s.

Por otra parte, la mayoría de estos autores, han tratado de conciliar los dos modelos citados, aunque, en lo esencial, han seguido manteniendo, con algunas modificaciones el modelo de superficies escalonadas.

No obstante, los trabajos de VÁZQUEZ (1989) y MORENO (1990), coinciden con el modelo de BIROT y SOLE, al presentar sendas cartografías en las que aparece una única superficie desnivelada por fracturas, junto con otra de glaciplanación, encajada en la anterior, y sobre la cual no se observan accidentes con actividad posterior a la misma.

En el área incluida en la Hoja de Navalunga, se han cartografiado morfologías correspondientes a **superficies de erosión** que, de forma general, aparecen **degradadas (22)**.

La zona más extensa se localiza en el valle del Tiétar, pudiendo asimilarse ésta a la superficie de glaciplanación citada anteriormente. En las estribaciones serranas septentrionales, se han reconocido algunas áreas, de pequeña extensión, atribuibles a la superficie inicial.

#### **Otras formas poligénicas**

En las litología graníticas se reconocen de forma general, en el área de la Hoja, morfologías de **berrocal (29)** que, en ocasiones, dan lugar a la existencia de **pináculos rocosos (24)** aislados. Localmente se diferencian **relieves dómicos (23)** en los macizos graníticos.

Aunque se trata de un proceso muy extendido en el área, se han cartografiado algunas áreas de **alteración (25)**, tipo lehm, desarrollado sobre las litologías graníticas, donde éstas alcanzan mayor desarrollo y espesor, generalmente relacionado con áreas de escasa pendiente topográfica.

En la zona de Casavieja, y procedentes de los relieves de la sierra de Gredos, se han cartografiado una serie de morfologías sin depósito, que pueden alcanzar extensión considerable, atribuidas a **abánicos rocosos (27)**.

Tanto en el área de La Adrada y Piedralaves, como en el curso más occidental del Tiétar, en la zona entre Sartajada y Buenaventura, existen unas morfologías de **glacis degradados (26)**, de amplia extensión, desarrollados hacia el valle del Tiétar.

Por último, en todo el ámbito de la Hoja, son frecuentes las morfologías con depósito asimilables a formaciones de origen mixto **aluvial-coluvial (28)**, que pueden alcanzar una extensión superficial notable.

#### 7.2.2.4. *Formas lacustres*

Corresponden a zonas de drenaje deficiente y con tendencia al encharcamiento, que dan lugar a la aparición de **áreas endorreicas o semiendorreicas (30)**. Se han asimilado a formas de génesis lacustre, cuando su relación con la red fluvial no resulta evidente. se localizan, preferentemente, en la mitad Sur de la Hoja, donde aparecen de forma dispersa.

#### 7.2.2.5. *Formas antrópicas*

Solamente se ha diferenciado, en este apartado, la presencia en la zona de una serie de áreas donde se localizan una serie de **bancales de aterrazamiento (31)** para repoblación, con indudable influencia en el paisaje.

### 7.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

#### 7.3.1. **Alteritas**

Es notoria, en el ámbito de la Hoja, la existencia de una alteración caolínica generalizada, que afecta a los materiales graníticos, dando lugar a la presencia de lehm.

En la cartografía, solamente se ha representado cuando su extensión y potencia es más importante, habitualmente relacionada con zonas de pendiente más suave. Su espesor es difícil de evaluar ante la ausencia de cortes adecuados en el terreno, aunque por el conocimiento regional puede atribuirsele espesor métrico en muchos casos.

#### 7.3.2. **Sedimentos**

Las formaciones superficiales de origen fluvial presentes en la Hoja, alcanzan un desarrollo notable, sobre todo en la parte centrooccidental de la misma, en el entorno del valle del Tiétar.

Corresponden a depósitos de fondo de valle y terrazas, que se reconocen, principalmente, en la parte más occidental del valle del Tiétar. Se han cartografiado dos niveles de terrazas, situados a +2 m y +4-6 m, sobre el cauce actual.

Tanto los depósitos de fondo aluvial, como los de terraza, están compuestos por gravas y fangos más o menos arenosos. Su potencia no es muy elevada, pudiendo estimarse en torno a los 2 m.

Otros sedimentos asociados a morfologías de origen fluvial, son los correspondientes a los conos de deyección. El más amplio, de extensión kilométrica, se localiza en la zona centrooccidental de la Hoja, en la margen derecha del Tiétar, asociado a la salida de la Garganta de las Torres.

Están compuestos por cantos que, en ocasiones, alcanzan tamaño de bloque, en matriz areno-limosa. Su espesor puede superar los 3 m en las zonas más distales.

También se han cartografiado sedimentos asociados a zonas de drenaje deficiente, endorreico o semiendorreico, compuestos por fangos arcillosos y limosos, que incluyen cantos esporádicos. Normalmente presentan una extensión reducida, y su espesor puede estimarse en torno a los 2 m como máximo.

Entre los depósitos de origen poligénico, pueden citarse los correspondientes a los glaciares degradados que se localizan en el entorno de Piedralaves. Están compuestos por cantos en una matriz arenosa y limosa, y su potencia es muy reducida, superando raramente el metro de espesor.

Los materiales relacionados con génesis mixta aluvial-coluvial, compuestos por cantos más o menos angulosos y matriz arenolimosa y arcillosa, se encuentran también ampliamente representados en el ámbito de la Hoja. Pueden alcanzar una extensión considerable, y su espesor debe situarse próximo a los dos metros.

Los depósitos correspondientes a coluviones y canchales, compuestos por cantos con más o menos matriz, tapizan frecuentemente las vertientes en la Hoja, habiéndose localizado áreas, en las laderas de la sierra de Gredos, con fenómenos de caída de bloques, que pueden alcanzar dimensiones métricas.

#### 7.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

La evolución morfológica en el ámbito de la Hoja de Sotillo de la Adrada, puede abordarse desde los tiempos finimesozoicos, en los que el Sistema Central todavía no se habría elevado, existiendo en la zona una única superficie de erosión, sobre la que se desarrollaría un importante perfil de alteración.

El desmantelamiento progresivo y profundización de dicho perfil, habría acentuado su carácter de superficie provocando, al mismo tiempo, la aparición de relieves residuales destacados, condicionados por la litología y la estructura.

Durante la tectónica alpina, y especialmente por la actuación de las fases Castellana y Neocastellana, es cuando se genera el relieve principal del Sistema Central, que adquirió una morfología de relieve escalonado, provocado por la compartimentación y desnivelación en el vertical, por bloques, de la superficie inicial.

Como consecuencia de esta disposición, en los bloques elevados se produce un proceso de desmantelamiento de la zona alterada, cuyos materiales pasan a depositarse en las áreas deprimidas. El resultado es que, las zonas más elevadas no presentan apenas capa de alteración sobre la superficie exhumada, que, sin embargo, puede conservarse, aunque degradada, en algunos bloques en los que por su posición topográfica, los procesos erosivos han sido poco importantes, o muy localizados.

En los bordes del Sistema, es reconocible una superficie de glaciplanación, posiblemente relacionable igualmente con la superficie de erosión inicial, pero cuyo desarrollo debe proseguir en tiempos más recientes.

En la Hoja de Sotillo, además de algunos retazos ubicados en cotas elevadas, sin duda relictos de la superficie inicial, el rasgo más importante es la presencia de una extensa superficie de erosión, degradada, que ocupa amplias zonas de la parte central de la Hoja.

Es apreciable la presencia de fracturas, que limitan bloques, desnivelando la superficie inicial. Posiblemente, corresponda preferentemente a la superficie de glaciplanación citada para los bordes del Sistema.

La incisión fluvial se inició desde el primer estadio de generación de relieve, instalándose una red de drenaje, muy condicionada por la fracturación, que iría aislando y reduciendo progresivamente las zonas aplanadas correspondientes a la superficie de erosión.

Este proceso, sin duda el más activo en el modelado del relieve, ha continuado hasta la actualidad, y unido principalmente a procesos de ladera, es el responsable de la creación del paisaje actualmente observable.

## 7.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Como ya se ha indicado, tanto el modelado actual, como la previsible evolución del relieve en la Hoja de Sotillo de la Adrada, se encuentra fundamentalmente relacionado con la acción de los procesos de génesis fluvial.

El río Tiétar y su red subordinada, sobre todo la procedente de los relieves septentrionales constituidos por la sierra de Gredos, presentan un intenso proceso de incisión lineal en sus cauces, que está provocando un importante proceso de vaciado erosivo en su zona de influencia.

Previsiblemente, el proceso continuará en el futuro, al menos con la misma intensidad, provocando el retroceso de las zonas de cabecera y la profundización de los cauces, con arrastre de los materiales de denudación hacia las zonas más bajas.

En la mitad meridional de la Hoja estos procesos no son tan evidentes, por lo que es previsible un predominio de los agentes de modelado de génesis de ladera y mixtos, continuando los procesos de regularización de vertientes actualmente existentes.

Debe resaltarse la posibilidad de que la influencia antrópica pueda tener una importancia notable en la evolución futura del paisaje. La presencia, sobre todo en la parte nororiental de la Hoja, de gran número de construcciones, por la condición de área residencial de temporada de la zona, puede provocar alteraciones importantes en la evolución natural del paisaje.

## 8. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja de Sotillo de Adrada son los metasedimentos de la Sierra de San Vicente, cuyos afloramientos se extienden de SE a NO, en el cuadrante SO de la Hoja.

Estos metasedimentos, consistentes en un conjunto monótono de esquistos micáceos y limolíticos con intercalaciones de metaareniscas y cuarcitas feldespáticas, y ocasionalmente, niveles de porfiroides, microconglomerados y rocas de silicatos cálcicos, se hallan afectados por las sucesivas etapas de metamorfismo regional hercínico al que se ha sobreimpuesto, localmente, el metamorfismo de contacto producido por el emplazamiento de los cuerpos intrusivos hercínicos.

Los efectos de estos metamorfismos, regional y de contacto, además de la deformación que presentan, y su escasa extensión de afloramiento, no permiten abordar su estudio desde el punto de vista estratigráfico, sin que se pueda precisar su edad, ni tampoco la paleogeografía de estos materiales.

Según MARTÍN PARRA, *et al.* (*in litt.*), autores que han estudiado este conjunto metamórfico en la Hoja vecina de Navamorcuende, serían equiparables, al menos en parte, a la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, 1980) equivalente a las Capas del río Almar de CAPOTE (1971), correspondiente, por tanto, con sedimentos de plataforma de edad Precámbrico sup-Cámbrico inf.

Durante la Orogenia Hercínica estos materiales sufren una deformación y metamorfismo de carácter polifásico. Durante la primera fase de deformación (D1), la región sufrió un fuerte acortamiento NNE-SSO generándose pliegues de gran longitud de onda cuya traza fue NO-SE a E-O y que asocian una foliación no siempre penetrativa paralela a su plano axial. Con esta fase se inicia un episodio metamórfico (M1), que alcanza su mayor desarrollo durante la segunda fase de deformación (D2), evolucionando desde facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas, llegando a alcanzar unas condiciones de presión y temperatura intermedias con formación de granate, estauroлита y localmente, distena.

La segunda fase de deformación hercínica (D2) se caracteriza por el desarrollo de una importante cizalla dúctil subhorizontal de dimensión kilométrica, que representa el colapso de una corteza engrosada que desplazó hacia el SE el bloque superior respecto del inferior.

Durante D2 finaliza el episodio metamórfico M1, iniciándose la segunda etapa de metamorfismo M2, pasando de unas condiciones de facies de anfibolitas a un régimen de menor presión y alta temperatura, con formación de sillimanita y cordierita, e iniciándose los procesos de migmatización y anatexia.

La tercera fase de deformación hercínica (D3) produjo pliegues de gran longitud de onda, decamétricos a kilométricos, y de pequeña amplitud que doblan las estructuras anteriores y a los isogradas de metamorfismo.

Es durante D3, cuando el metamorfismo M2 alcanza su clímax, con migmatización y anatexia que da lugar a la formación y emplazamiento de los cuerpos subautóctonos de los granitoides inhomogéneos y diatexiticos tardi-postcinemáticos de la sierra del Valle.

Las condiciones P-T alcanzadas durante el punto álgido de la anatexia hercínica; determinadas por PEREIRA (1992, 1993) en el complejo anatético de la Peña Negra, en la Hoja de Piedrahita (554), equivalen a una presión de 4 kb y una temperatura de 750 °C.

Tras la tercera fase de deformación hercínica, tuvo lugar una cuarta fase (D4), que se manifiesta en los granitoides tardios por orientaciones norteadas, marcadas principalmente por megacrístales de feldespato. Esta fase generó pliegues de gran longitud de onda con planos axiales subverticales, que no se asocian a estructuras penetrativas.

Al episodio metamórfico M2 le sucede una etapa M3 que tiene lugar durante las fases de deformación tardías D3 y D4, donde se produce una retrogresión termo-bárica con incremento de fase fluida, con desarrollo de una tectónica extensional (DÍEZ MONTES, *et al.*, *in litt.*). Las condiciones de máxima presión y temperatura de este episodio metamórfico fuera de unos 2 kb y 700 °C, evolucionando a menores temperaturas. Simultáneamente, se emplazaron importantes volúmenes de granitoides.

Con posterioridad a la cuarta fase de deformación sucedieron en esta región diferentes etapas de fracturación tardihercínica denominadas etapas Malagón y etapa Hiendelaencina por DE VICENTE, *et al.* (1996) o episodios Dúctil Extensional, Dúctil Transcurrente y Frágil Transcurrente, tardihercínicos (DOBLAS, *et al.*, 1990). Inicialmente se desarrollaron fallas EO con fuerte buzamiento y de carácter normal-direccional, en algunas de las cuales emplazaron los pórfidos; a continuación se desarrollaron conjuntos de fracturas de direcciones NE-SO, NO-SE y NNE-SSO, subverticales y con rellenos de cuarzo.

Las primeras manifestaciones relacionadas con el magmatismo hercínico reconocidos en la Hoja de Sotillo de la Adrada corresponden con los granitoides sin-tardi cinemáticos de la sierra del Valle (granitoides inhomogéneos de dos micas, granitoide diatexitico y granodiorita inhomogénea foliada), generados por procesos de anatexia sobre materiales mixtos para y orto-derivados, desarrollados durante el episodio metamórfico M2 (D2-D3) y emplazados en condiciones meso-catazonales coincidiendo con la fase de deformación D3 hercínica.

A continuación se emplazaron las unidades tardi-postcinemáticas, en condiciones epizonales y relacionadas con una tectónica extensional (D3-D4), que comprenden importantes volúme-

nes de granodioritas-monzogranitos biotíticos extensamente representados en la Hoja y, en menos cuantía, de granitos y monzogranitos y de granitos de dos micas y leucogranitos, unidades de intrusión posteriores a las granodioritas-monzogranitos biotíticos y emplazados en estos.

Dentro del ciclo hercínico los episodios ígneos más tardíos están representados por los rellenos filonianos tardihercínicos de pórfidos graníticos y de aplitas granofídicas, que en general, siguen direcciones dominantes en torno E-O.

Con posterioridad a los eventos deformativos, metamórficos y magmáticos asociados al ciclo hercínico, la región se vio sometida a nuevos campos de esfuerzos, en relación a la apertura del océano Atlántico y al inicio de la Orogenia Alpina, como consecuencia de los cuales se reactivó gran parte de la fracturación tardihercínica, generándose además nuevas fracturas. Al menos algunos rellenos filonianos de cuarzo se podrían relacionar con la actividad hidrotermal durante el ciclo Alpino.

Es durante el Mioceno cuando tienen lugar los máximos esfuerzos Alpinos de carácter regional, produciendo la elevación general del Sistema Central y su articulación en sierras y depresiones intramontanas.

La escasa actividad neotectónica de la región, el encajamiento de la red fluvial, los efectos del glaciario reciente son los procesos que han contribuido a perfilar dos ramos morfoestructurales actuales de este área.

## **9. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **9.1. RECURSOS MINERALES**

#### **9.1.1. Minerales metálicos y no metálicos**

##### *9.1.1.1. Aspectos generales e historia minera*

Son escasas las explotaciones de minerales metálicos dentro de la Hoja y además de escasa importancia. Como tal, sólo se puede considerar lo inventariado con los números 16 y 23 en las proximidades de Sartajada, donde existen antiguas labores subterráneas, de probable escasa entidad, en que se debió explotar algo de Pb-Zn. El resto se limita a pequeñas mineralizaciones de Pb-Zn observadas en explotaciones de barita y a un posible indicio de wolframio (punto núm. 9) en un dique de pegmatita explotado para feldespato.

Los minerales no metálicos si han sido objetivo de explotación de una manera más numerosa. En concreto han sido al menos 7 los puntos, entre Casavieja y Sotillo de la Adrada, donde se ha explotado feldespato. Las labores son en general a cielo abierto y de escasa entidad, no sobrepasando las 500 t de mineral extraído, y algunas son meros intentos de explotación. Entre todas cabe destacar la estación número 5 de mayor dimensión (3-4.000 t extraídas) y con labores subterráneas, así como la número 1. Actualmente están todas abandonadas, debiendo tener su mayor actividad en los años setenta.

Además de las citadas y según el antiguo mapa 1:200.000 de rocas industriales, se explotaron también para feldespato las canteras de aplita números 18 y 19, aunque su mayor utilización fue, y es actualmente, para árido de machaqueo.

Otro mineral industrial explotado ha sido la barita, de la cual se han inventariado 4 explotaciones. Son labores subterráneas en su mayor parte. Actualmente están abandonadas y la máxima actividad debió tener lugar durante los años setenta, existiendo una planta de concentración y molienda en Piedralaves. El producto se comercializaba fundamentalmente para cerámica y vidrio, y cargas diversas.

#### 9.1.1.2. *Tipos de mineralizaciones*

##### **Minerales metálicos**

Las mineralizaciones detectadas de Pb-Zn son de tipo hidrotermal, asociadas a filones de cuarzo-barita o barita, encajantes en granitos. Principalmente se trata de galena-blenda, con predominio de la primera, acompañados de calcopirita como subordinada. Las mayores leyes parecen darse en los filones más ricos en cuarzo (explotaciones núms. 16 y 24) y son más pobres en los de barita (indicios numos. 6, 11 y 12) y hasta tal punto que estos últimos sólo se han explotado esta sustancia.

Los filones son generalmente subverticales y de 1 a 4 m de potencia. Encajan en granodioritas-adamellititas con dirección variable, desde N-S a NEE-SOO.

##### **Minerales no metálicos**

###### *Feldespato*

Las explotaciones de feldespato se localizan en los numerosos diques de pegmatitas existentes dentro de la Hoja, especialmente en la zona de Casavieja-Piedralaves-Sotillo de la Adrada, al sur de la sierra del Valle.

Son pegmatitas de color claro amarillento, con grandes cristales de cuarzo, feldespatos (ortosa, microclina y cantidades reducidas de plagioclasa), moscovita y en algunos casos, biotita. Presentan además contenidos variables de turmalina, clorita y granates. Tienen potencias generalmente métricas (2-5 m), aunque en algunos casos llegan a alcanzar hasta 30 m. Las direcciones son muy variables, siendo las más frecuentes entre N 60 E y N 120 E. Igualmente tienen buzamientos muy variables, desde subverticales a muy tendidos, aflorando localmente como grandes masas hectométricas por efecto conjugado de buzamiento y topografía.

Según análisis obtenidos del MRI, los contenidos en K<sub>2</sub>O, oscilan entre el 2,5 y 5%, que representan leyes no muy elevadas. No obstante, algunos de estos productos se han utilizado para la fabricación de lozas feldespáticas en Manises (Valencia).

La barita se presenta en filones hidrotermales de 0,75 a 4 m de potencia. Suelen ser subverticales y encajan en granodioritas-adamellitas. Asociados a ellos se observan mineralizaciones pobres de galena-blenda. Según el MRI, el destino de esta barita ha sido la industria de cerámica y vidrio fundamentalmente.

### **9.1.2. Minerales energéticos**

#### *9.1.2.1. Aspectos generales e historia minera*

En la Hoja se realizaron importantes investigaciones para uranio por parte de la Junta de Energía Nuclear, detectándose algunas mineralizaciones de este elemento, así como diversas anomalías radiométricas y geoquímicas.

Estos resultados animaron a la JEN a realizar labores de investigación y/o explotación en algunos puntos, aunque con escasos resultados prácticos.

Se han inventariado seis de estas explotaciones, si bien sobre dos de ellas (núms. 17 y 22) existen algunas dudas sobre la sustancia investigada o explotada. En términos generales son labores de escasa entidad, siendo las más importantes las correspondientes a las estaciones números 20 y 21, encajantes en el granito de dos micas, de «El Berrocal».

#### *9.1.2.2. Descripción de los materiales*

Las mineralizaciones y anomalías de uranio más importantes están asociadas especialmente al dique aplítico que cruza la Hoja en dirección Oeste a Este, desde Almendral de la Cañada hasta su prolongación cuarzosa por el granito de «El Berrocal». En estas prolongaciones filonianas de cuarzo es donde se sitúan las principales labores, constituyendo también el propio granito de «El Berrocal» la zona potencialmente más uranífera de la Hoja.

Las mineralizaciones suelen ser fundamentalmente fosfatos de uranio como torbernita, metatorbernita y autunita. En general con contenidos pobres de U.

Existe también un indicio (núm. 13) de uranio asociado al macizo de la sierra del Valle, en su borde más meridional, en el Oeste de la Hoja. La mineralización parece presentarse como placas de metatorbernita adosada a planos de diaclasamiento.

### **9.1.3. Rocas industriales**

#### *9.1.3.1. Aspectos generales e historia minera*

La actividad extractiva de rocas industriales dentro de la Hoja no ha sido importante ni lo es en la actualidad. Habiéndose limitado a pequeñas canteras de granito para áridos cerca de las carreteras bien aprovechando la roca fresca (áridos de machaqueo) o algunos «lehms» arenosos como áridos naturales. También se han explotado puntualmente algunos granitos para la

obtención de piedra de construcción, adoquines, sillería, etc., en las proximidades de los pueblos.

Todas estas explotaciones son de escasa importancia y están abandonadas, por lo que la mayoría no se han reflejado en el mapa. Tan sólo se han inventariado 3 explotaciones de rocas graníticas de mayor entidad, de las cuales dos pertenecen a aplitas y sólo una (núm. 18) precisamente de este último material, tiene alguna actividad extractiva en la actualidad como árido de machaqueo.

El resto de explotaciones de rocas industriales se limitan dos graveras abandonadas del río Tiétar, al NO de Sartajada.

### ***Descripción de los materiales***

Las dos canteras de aplita se sitúan sobre el gran dique de estos materiales que cruza la Hoja en dirección W-E, desde Almendral de la Cañada hasta el granito de «El Berrocal». Las canteras están localizadas en zonas fracturadas, más favorables para el arranque. Según el MRT en estas canteras debieron hacer algún intento previo de explotación para feldespato, por ello se han incluido también como indicio de esta sustancia.

Las graveras explotaron el aluvial reciente del río Tiétar, compuesto fundamentalmente por gravas y arenas de naturaleza granítica. Su utilización debió ser como áridos naturales después de una primera clasificación.

## Minerales metálicos, no metálicos y energéticos

Número	Coordenadas UTM		Sustancia	Término municipal	Morfología	Mineralogía	Observaciones
	X	Y					
1 (60 MRI)	339.500	4465.450	Fd	La Adrada (Ávila)	Filón/Peg.	Fd-Q-Moscovita	Inactiva. Cielo abierto. Subterránea
2 (47 MRI)	354.550	4464.500	Fd	Piedralaves (Ávila)	Filón/Peg.	Fd-Q-Moscovita Turmalina	Inactiva. Cielo abierto
4	353.000	4461.400	Fd	Piedralaves (Ávila)	Filón/Peg.	Q-Fd-Moscovita	Inactiva. Cielo abierto
5	358.800	4461.400	Fd	La Adrada (Ávila)	Filón/Peg.	Fd-Q	Inactiva. Cielo abierto y subterránea
6 (50 MRI y 24 metalogenético)	364.200	4461.650	Ba	Sotillo de la Adrada (Ávila)	Filón/Hidrot.	Ba (Pb-Zn)	Inactiva. Cielo abierto
7 (51 MRI)	366.850	4460.950	Ba	Sotillo de la Adrada (Ávila)	Filón/Hidrot.	Baritina	Inactiva. Cielo abierto y subterránea
8	351.150	4460.400	Fd	Casaveja (Ávila)	Filón/Peg.	Fd-Q-Biot.Mosco.	Inactiva. Cielo abierto
9	363.300	4460.650	Fd-W	La Adrada (Ávila)	Filón/Peg.	Fd-Q-W (?)	Inactiva. Cielo abierto
10 (43 MRI)	350.500	4460.000	Fd	Casaveja (Ávila)	Filón/Peg.	Fd-Q-Moscov-Turm.	Inactiva. Cielo abierto
11	368.750	4457.700	Ba	Cenicientos (Madrid)	Filón/Hidrot.	Ba (Pb-Zn)	Inactiva. Subterránea y cielo abierto
12	365.350	4456.950	Ba	Higuera de las Dueñas (Ávila)	Filón/Hidrot.	Ba (Pb-Zn)	Inactiva. Subterránea y cielo abierto
16	348.300	4452.050	Ba	Sartajada (Toledo)	Filón/Hidrot.	Blenda-Galena-Q	Inactiva. Subterránea y cielo abierto
23	348.050	4453.000	Pb-Zn	Sartajada (Toledo)	Filón/Hidrot.	(Pb-Zn)	Inactiva. Subterránea
13	343.750	4456.450	V	Mijares (Ávila)	Filón/Hidrot.	Min. Secund.V	Inactiva. Subterránea y cielo abierto
17	348.375	4452.050	V	Sartajada (Ávila)	Filón/Hidrot.	Sin datos	Calicatas de investigación
20	369.900	4450.925	V	Nombela (Toledo)	Filón/Hidrot.	Min. Secund.V	Inactiva. Subterránea
21	370.400	4451.100	V	Nombela (Toledo)	Filón/Hidrot.	Min. Secund.V	Inactiva. Subterránea
22	350.050	4450.975	V	Almendral de la Cañada (Toledo)	Filón/Hidrot.	Sin datos	Trinchera investigación
24	348.950	4453.000	V	Sartajada (Toledo)	Filón/Hidrot.	Sin datos	Labores subdt. de invest.

### Rocas industriales

Número	Coordenadas UTM		Sustancia	Término municipal	Observaciones
	X	Y			
3	367.750	4463.800	Gr	Santa María Tiétar (Ávila)	Inactiva. Árido machaqueo
14 (45 MRI)	346.100	4454.975	Ari	La Iglesuela (Toledo)	Inactiva. Grava en aluvial
15	344.900	4454.100	Ari	Mijares (Ávila)	Inactiva. Grava en aluvial
18 (54 MRI)	359.975	4452.550	Apl-Fd	Higueruela de las Dueñas (Ávila)	Extracción intermitente. Árido machaqueo
19 (56 MRI)	366.450	4452.000	Apl-Fd	Cenicientos (Madrid)	Inactiva. Árido machaqueo

## 9.2. RECURSOS HIDROGEOLÓGICOS

### 9.2.1. Climatología-hidrología

El Instituto Nacional de Meteorología dispone un total de quince estaciones pluviométricas en la zona, aunque en la actualidad algunas de ellas están en desuso o funcionan intermitentemente:

Código estación	Denominación	Provincia
3360	Pelahustán	Toledo
3391	Sotillo de la Adrada	Ávila
3391E	Higuera de las Dueñas	Ávila
3392	La Adrada F El Castañarejo	Ávila
3393	La Adrada	Ávila
3394	Piedralaves Pililla Chica	Ávila
3394A	Piedralaves	Ávila
3394E	Piedralaves CF Monte	Ávila
3395	Casavieja CF	Ávila
3395E	La Iglesuela a Casavieja CPC	Toledo
3396	La Iglesuela	Toledo
3398	Almendra de La Cañada	Toledo
3398C	La Iglesuela «Arroyo Milanos»	Toledo
3400	Mijares	Ávila
3400B	Gavilanes	Ávila

Las más representativas en función de los años de control y de la fiabilidad de los datos, son las de Sotillo de la Adrada (3391), La Adrada «El Castañarejo» (3392), Piedralaves (3394A), Casavieja C.F. (3395) y Mijares (3400). A continuación se presentan los valores de precipitación media de las estaciones 3391 y 3400, en las que se registran los valores mínimos y máximos respectivamente.

#### Estación 3395. Precipitaciones medias mensuales (mm)

Mes	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Total
Media	75,3	99,1	122,1	107,0	98,0	62,4	82,6	72,1	39,8	16,3	12,6	35,8	823,1

#### Estación 3400. Precipitaciones medias mensuales (mm)

Mes	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Total
Media	145,0	196,4	196,8	156,8	147,4	111,9	129,0	89,2	47,7	14,3	13,6	57,6	1.305,7

Se puede observar como la época más lluviosa corresponde al otoño y los valores más bajos se producen en julio-agosto, presentando un mínimo acusado con respecto al resto de valores. En las zonas más altas la precipitación en forma de nieve puede ser importante durante los primeros meses del año.

No existe ningún observatorio termométrico en la Hoja ni en sus proximidades. A partir del mapa de isotermas del Plan Hidrológico se puede considerar como representativa la línea de 14 °C. La amplitud de la variación anual de la temperatura es grande, con veranos secos de temperaturas agradables e inviernos húmedos y fríos.

La totalidad de la Hoja está incluida en la cuenca hidrográfica del río Tajo, y es tributaria de su afluente el río Tiétar. Únicamente la vertiente sureste de la sierra de La Higuera drena hacia el Alberche.

El río Tiétar constituye el eje principal de drenaje y atraviesa la Hoja en dirección aproximada NE-SE. La red hidrográfica se distribuye a favor de las estructuras tectónicas, siguiendo en general las direcciones ONO-ESE y NE-SO.

No existe ninguna estación de control de caudales ni de calidad química de las aguas superficiales. En la vecina Hoja de Arenas de San Pedro (578) se controla el caudal y calidad del río Tiétar a su paso por la localidad del mismo nombre.

### **9.2.2. Inventario y usos del agua**

Como se puede deducir simplemente a partir de la observación del mapa topográfico son numerosos los manantiales situados en el área.

El ITGE no dispone de registro de puntos de agua en la Hoja, ya que no existe en la zona ningún sistema acuífero y las surgencias existentes son de escasa entidad. No obstante, este organismo en un estudio sobre «Las aguas mineromedicinales, mineroindustriales y de bebida envasadas existentes en España» (1986) recoge la existencia de un manantial de características sulfatadas en Casillas.

En la franja más superficial de alteración o en los depósitos fluviales se sitúan una serie de pozos, de escasa profundidad y de aprovechamiento muy pequeño, careciendo la mayoría de ellos de instalación de bombeo. Los manantiales se relacionan en general con las fracturas o con drenajes en la parte inferior de los depósitos superficiales, en el contacto con los macizos graníticos impermeables.

Los caudales más frecuentes suelen ser inferiores a 1 l/s y muestran variaciones estacionales importantes, lo que indica un caudal de base de poca entidad. Los niveles también presentan esta misma fluctuación.

El uso más extendido es el abastecimiento ganadero (fundamentalmente vacuno) y el regadío.

### **9.2.3. Caracterización hidrogeológica**

La mayor parte de los materiales en el área pueden considerarse como prácticamente impermeables. La circulación del agua subterránea se produce, por tanto, a favor de vías preferen-

tes como fracturas, sin evidentes conexiones profundas en los macizos graníticos o en las formaciones de alteración y depósitos aluviales (río Tiétar), coluviales, etc.

Esta impermeabilidad se refleja en la variabilidad de los caudales y niveles, que muestran una clara relación con los períodos húmedos y secos.

El flujo de las aguas subterráneas es de carácter somero y el tiempo de residencia en el medio es corto. La superficie piezométrica se adapta a la topográfica, y en general se puede asumir que la divisoria de unidades hidrogeológicas se asimila a la de las aguas superficiales. Existen flujos de tipo local influidos simplemente por diferencias de cota entre la recarga en zonas altas y la descarga en las zonas topográficas más bajas. Esto motiva, por ejemplo, que en épocas húmedas los terrenos en zonas bajas estén saturados dado el bajo coeficiente de infiltración en los materiales graníticos.

Asimismo, esta dependencia de condiciones superficiales motiva que las aguas sean bastante susceptibles a la contaminación, aunque en esta zona no existan focos importantes de vertido.

Por similitud con otras zonas de parecidas características es esperable una buena calidad general, con aguas de escasa mineralización y de tipo bicarbonatado cálcico. La actividad ganadera o agrícola puede inducir una contaminación local por nitratos u otro tipo de abonos/pesticidas.

## **10. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO**

En la Hoja de Sotillo de La Adrada se han seleccionado 4 puntos de interés geológico cuyo contenido se describe brevemente a continuación.

### ***Número 1. Turmalinización en contacto de pegmoaplitoides y metasedimentos***

En los contactos subhorizontales de cuerpos subtabulares de pegmoaplitas y metasedimentos (esquistos oscuros micáceos) se observa una acusada turmalinización, con desarrollo de niveles centi y decimétricos formados por numerosos prismas de turmalina que pueden superar 1 cm de sección basal, y varios centímetros de longitud.

Se accede desde Navamorcuende, por un camino que sale hacia el NNO.

### ***Número 2. Dique de granofiro***

Se trata de un dique de dirección aproximada E-O de leucogranito granofídico que está afectado por deformación dúctil, con desarrollo de fábrica planar penetrativa en dirección N 130-135 E. Sobreimpuesta a esta fábrica aparece una deformación frágil tardía de tipo cataclástico.

El punto de observación se sitúa en una cantera localizada en la carretera de Sotillo de la Adrada o El Real de San Vicente, a 200 m al sur del punto kilométrico K-29.

### **Número 3. Monzogranitos deformados de la sierra de San Vicente**

El monzogranito biotítico con megacristales abundantes aparece afectado por una intensa deformación dúctil, con desarrollo de fábricas deformativas planares (foliación milonítica), observándose una fábrica plano-lineal (planos S) sobre la que se superponen dos familias de planos de cizalla (planos C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>) de espaciado variable.

Se accede por una pista hormigonada que sale de Almendral de La Cañada hacia el Sur, a la fuente de Pradomanzanas. El punto de observación se sitúa a unos 300-200 m en el norte de dicha fuente.

### **Número 4. Contacto granitoide diatexitico-granodiorita inhomogénea foliada**

Se trata de un contacto, neto e intrusivo, entre el granitoide diatexitico y la granodiorita inhomogénea foliada de la sierra del Valle. El contacto se identifica morfológicamente por una rotura de pendiente en la ladera sur de la sierra. Presenta un buzamiento suave hacia el Norte, concordante con la fábrica interna en ambas unidades, que constituye un buen ejemplo de deformación en estado submagmática.

Se accede por la carretera de Ávila a Mijares. El punto de observación se sitúa aproximadamente en el punto kilométrico K-55.

## **11. BIBLIOGRAFÍA**

- ADARO-JEN (1981): *Proyecto «Río Alberche». Investigación de U en los materiales graníticos de un sector del Sistema Central. Informe previo 281/6, 2 tomos, 131 y 252 pp.*
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española, *Trab. Neóg. Cuaternario*, 5, 7-29.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARBALLO, J. M.; PEINADO, M. y TINAO, J. M. (1975): Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español, *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 88, 1-145.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L. y SANTOS, V. (1977): Los granitoides hercínicos sincinemáticos de la Sierra del Valle (Sector Oriental de Gredos, Sistema Central Español y sus relaciones con las series graníticas «Postectónicas», *Est. Geol.*, 33, 575-580.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983): Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centrooriental del Sistema Central español, *Estud. Geol.*, 39, 271-306.
- ARENAS, R.; FUSTER, J. M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MACAYA, J., MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y VILLASECA, C. (1991b): Evolución metamórfica de la región de Segovia (sierra de Guadarrama), *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4 (3-4), 195-201.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation, *Tectonophysics*, 25, 139-171.

- BABIN, R. (1978): Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de fracturación en la sierra de Gredos (región de Béjar-Piedrahita), *Bol. Geol. y Min.*, 89, 545-549.
- 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*, 280: 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. Ibér.*, 7: 219-234.
- BEA, F. (1985): Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del Batolito de Ávila (sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de Superficies, *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. Nat. de Madrid*, 79, 549-572.
- BEA, F. y CORRETGE, L. G. (1986): Petrography, geochemistry and differentiation models of lamprophyres from Sierra de Gredos, Central Spain, *Hercynica*, 11-1.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981): Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español, *Cuad. Geol. Ibér.*, 7, 15-51.
- BELLIDO, F.; CASILLAS, R.; CASQUET, C.; NAVIDAD, M.; DE PABLO MACIA, J. G.; PEINADO, M.; VILLASECA, C.; RUIZ GARCÍA, M. T.; IBARROLA, E.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; DE VICENTE, G.; FERNÁNDEZ, P.; DE PEDRAZA, J.; VILLASANTE, R.; CENTENO, J. D.; MERLO, A.; IBARROLA, E. y RIZ GARCÍA, M. T. (1991c): El Espinar, *Inst. Tecnol. Geomin. Espa. Mapa Geol. Esp.*, E=1:50.000, 20 ser, 507, 152 pp.
- BIROT, P. y SOLE, L. (1954): Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsula Iberique, *Mém. et Doc. du CNRS*, 4, 9-61.
- BISCHOFF, L.; HEINZ, H.; MULLER, P. y SCHMIDT, K. (1978): Geochimische und geochronologische untersunger 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 Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien), *Münst. Forsch. Geol. Palaönt*, 28-275.
- BRANDEBOURGER, E. (1984): Caracterisation chimico-mineralogique des granitoides de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol: un bilan preliminaire), 10 RAST Bordenaux 93.
- CABALLERO, J. M.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; LÓPEZ, J. A.; QUIREZ, E.; SIERRA, J. y TORNOS, F. (1992): La sierra de Guadarrama: un ejemplo de actividad hidrotermal recurrente en el tiempo y en espacio, *III Congr. de Esp. y VIII Cong. Latin. de Geol.*, 3, 42-45.
- CABALLERO, J. M.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; SNELLING, S. y TORNOS, F. (1992): Dating of hydrothermal events in the Sierra de Guadarrama, Iberian Hercynian Belt. Spain, *Geogaceta*, 11, 18-22.

- CABALLERO, J. M.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; PANKHURST, R. y TORNOS, F. (1993): Geocronología por el método Rb-Sr de las episenitas de la Sierra de Guadarrama. S.C.E., *Geogaceta*, 13, 16-18.
- CALVO, J. P.; DE VICENTE, G. y ALONSO ZARZA, A. M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno, *Mem. I Cong. Grupo Esp. Terc.*, 55-58.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central, *Bol. Geol. Min.*, 86 (6), 551-596.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981): la tectónica hercínica de cabalgamientos en el sistema central español, *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 455-470.
- 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. Exactas. Fis. Nat.*, 76 (2), 313-331.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990): Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico, *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 305-311.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.), *Geogaceta*, 7, 20-22.
- CASQUET, C. (1975): Metamorfismo plurifacial Hercínico de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español), *Estud. Geol.*, 31, 217-239.
- CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988): Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discursion, en E. BANDA y L. A. MENDES-VICTOR (eds.), *Proc. 5th Workshop Eur. Geotraverse (EGT) Proj.*; 65-76.
- 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. Exactas Fis. Nat.*, 79 (4), 523-548.
- DE VICENTE, G.; MARTÍNEZ, J.; CAOPITE, R. y LUNAR, R. (1986): Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema Central, *Public. Esp. Univ.*, Oporto.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; BERGAMIN, J. F.; TEJERO, R.; BABIN, R.; RIVAS, A.; ENRILE, J. L.; GINER, J.; SÁNCHEZ SERRANO, F.; MUÑOZ, A. y VILLAMOR, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 1, 284.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; GINER, J. L. y RODRÍGUEZ PASCUA, M. A. (1993): Evolución alpina del Centro peninsular. *Resumes XV Reunión de Xeol. y Min. de NO Peninsular*, 43-49.

- DÍEZ BALDA, M. A. (1980): La sucesión estratigráfica del complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca, *Estud. Geol.*, 36 (1-2), 131-138.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1986): El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas, y la estructura al sur de Salamanca. *Acta Salamanticensis, Ciencias*, 52, Edic. Universidad de Salamanca, 162 pp.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODERO, F. (1990): Structure of the Central Iberian Zone, en R. D. DALLMAYER y E. MARTÍNEZ (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Berlín.
- DÍEZ BALDA, M. A. y VEGAS, R. (1992): La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica, en J. L. GUTIÉRREZ MARCO, J. SAAVEDRA e I. RÁBANO (eds.), *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*, Universidad de Extremadura, 522-534.
- DÍEZ MONTES, A.; MUÑOZ DEL REAL, J. L. y CABRA GIL, P. (*in litt.*): Piedrahita, *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp.*, Mapa Geológico de España 1:50.000 (20 Serie).
- DOBLAS, M. (1987): Tardi-Hercinian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia, *Proc. Conf. Deformation and Plate Tectonics*, Gijón, España, 1-29.
- DOBLAS, M. (1988): SC deformed granitoids in the San Vicente Range (Central Spain), *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1(1-2), 25-35.
- DOBLAS, M. (1990a): *Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona central de Gredos y áreas adyacentes)*, Univ. Complutense Madrid, Colecc. Tesis Doct., 59/90, 465 págs.
- DOBLAS, M. (1990b): Zona de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español), *Cuad. Labo. Xeol. Laxe*, 15, 219-226.
- DOBLAS, M. (1991): Latehercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia, *Tectonophysics*, 191, 325-334.
- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983): Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos), *Estudia Geol. Salmanticensis*, 18, 27-38.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; LUNAR, R.; MAYOR, N. y MARTÍNEZ, J. (1988): Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base metal mineralization in the Spanish Central System, *Geology*, 16: 800-803.
- DOBLAS, M. y RUBIO, J. (1989): Bloqueo y dislocación anitética de superficies de «detachment» en la provincia extensional tardi-hercínica del centro peninsular, *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14, 117-122.
- DOBLAS, M. y UBANELL, A. G. (1991): Los sistemas filonianos tardihercínicos del Centro Peninsular como resultado de una deformación progresiva dentro de una zona de cizalla transcurrente dextral de escala megacontinental, *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16, 169-177.

- DOBLAS, M.; LÓPEZ-RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MAHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIA, J. M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A. y SOPENA, A. (1994): Extensional tectonics in the Central Iberian Peninsula during the Sariscan to Alpine transition, *Tectonophysics*, 238, 95-116.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPENA, A.; LÓPEZ-RUIZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L.; HOYOS, M.; LUNAR, R. y SÁNCHEZ MOYA, Y. (1994): Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of Central Spain, *Geodinámica. Acta*, 7 (1), 1-14.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; DE PABLO MACIA, J. G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Actas Com. IX Reunión sobre a Geología do Oeste Peninsular (Porto, 1985), *Mem. Mus. lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Univ. Porto*, 1, 411-431.
- FUSTER, J. M. y MORA, A. (1970): El carácter del metamorfismo en el Macizo de la Cañada (Sistema Central Español), *Est. Geol.*, 26, 317-321.
- 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 VILLASECA, C. (1987): El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del sistema Central Español, en F. BEA, A. CARNICERO, J. C. GONZALO, M. LÓPEZ PLAZA y M. A. RODRÍGUEZ ALONSO (eds.), *Libro Homenaje L. C. García de Figuerola*, Editorial Rueda, 27-35.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1958): Excursión geológica por el Bloque de Piélagos (Toledo-Ávila), *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 50, 75-95.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; UGIDOS, J. M.; BEA, F.; CARNICERO, A.; FRANCO, P.; RODRÍGUEZ, D. y LÓPEZ PLAZA, M. (1980): Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note, *Estud. Geol.*, 36 (5-6), 339-348.
- GARZÓN, M. G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R., (1976): Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español, *Studia Geol. Salmanticensia*, 10, 7-16.
- 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, Universidad Complutense de Madrid, 425.
- GARZÓN, M. G.; PEDRAZA, J. y UBANELL, A. G. (1982): Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos-Guadarrama), *Rev. Real. Acad. Cien. Fis. Natu.*, 76, 475-496.
- HEIM, R. C. (1952): Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain, tesis, *Min. Geol. Inst. Rijksuniv. Utrecht*, 1-66.

- HUERTAS, M. J. (1985): Pórfidos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama, *Cuad. Lab. Xeolóxico Laxe*, 10, 245-260.
- HUERTAS, M. J. y ABCOCHEA, E. (1991): Mecanismos de evolución magmática en los diques microdioríticos de la Sierra de Guadarrama, *Geogaceta*, 10, 93-97.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1986): Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System), *Intern. Conf. Iber. Terranes. Proj.*, 233, 31.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. 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.
- IGME (1974): *Mapa metalogenético de España*. Hoja núm. 44, 1:200.000, Ávila.
- IGME (1974): *Fichas del Mapa Metalogenético de España*. Hoja núm. 44, 1:200.000, Ávila.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:100.000, *Ins. Geol. Min. Esp.*, 1-113.
- LILLO, J.; OYARZUN, R.; LUNAR, R.; DOBLAS, M.; GONZÁLEZ, A. y MAYOR, N. (1992): Geological and metallogenic aspects of late Variscan Ba (F) (base metal) vein deposits of Spanish Central System, *Trans. Ins. Min. Met. B101*, B24-B32.
- LÓPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975): El metamorfismo de la Sierra Guadarrama. Sistema Central Español, *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 86, 1-127.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y ÁLVAREZ, F. (1991): Continuous deformation ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, hercynian orogen of central Spain, *Tectonophysics*, 191, 291-309.
- MARTÍN CARDOSO, G. (1918): Bosquejo geográfico-geológico de la Sierra de San Vicente (Toledo), *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 18, 516-523.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1971): Estudio mesotectónico de los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Prov. de Avila, Toledo), *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69, 303-327.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1988): Fase Robledo: una etapa distensiva dúctil en la Cordillera Central, *Geogaceta*, 4, 44-46.
- MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; MARQUÉS CALVO, L. A.; CONTRERAS, E.; IGLESIAS, A. y MARTÍNEZ HERRERO, D. (*in litt.*): Navamorcuende, *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp.*, Mapa Geológico de España 1:50.000 (20 Serie).

- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ SANTIN, S. (1971): L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systema Central Espagnol), *Rev. Fac. Sci. Lisboa*, 2G, 17, 345-365.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986): La discordancia intra-alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica, *Breviora Geol. Astúrica*, 27 (3-4), 27-32.
- PARGA, J. R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico, *Trab. Labo. Geol. Lage*, 37, 1-15.
- PEDRAZA, J. (1973): Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña de Cenicientos, *Bol. Geol. Min.*, 84, 1-14.
- PEDRAZA, J. (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*, tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- PEREIRA, M. D. (1989): *Migmatización diatexitica y la génesis de las granodioritas subautóctonas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra, Batolito de Avila*, tesis de licenciatura, Universidad de Salamanca.
- PEREIRA, M. D. (1992): *El Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila): Un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión*, tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 355 p.
- PEREIRA, M. D. (1992): Termobarometría de rocas con la asociación granate-cordierita-biotita, trayectorias P-T en el complejo anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila). Implicaciones sobre el metamorfismo hercínico en la Zona Centro Ibérica, *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (1-2), 131-140.
- PEREIRA, M. D.; RONKIN, V. y BEA, F. (1992): Dataciones Rb/Sr en el Complejo anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila, España central); evidencias de magmatismo pre-hercínico, *Rev. Soc. Geol. España*, 5, 129-134.
- PÉREZ DEL VILLAR, L.; SANZ, H. G.; QUEJIDO, A. J.; LALLENA, P. P.; FERNÁNDEZ-DÍAZ, M. y PARDILLO, J. (en revisión): Datación absoluta del plutón granítico de El Berrocal por el método Rb-Sr (Sierra de Gredos, provincia de Toledo, España), *Rev. Soc. Geol. España*, 111.
- PORTERO, J. M. y AZNAR, J. M. (1984): Evolución morfológica y sedimentación terciarias en el sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo), *I Congreso Español de Geología*, 3, 253-163.
- UBANELL, A. G. (1976): Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central Español) en relación con los «dicrochements» dextrales tardihercínicos, *Com. Serv. Geol. Port.*, 60, 53-68.
- UBANELL, A. G. (1977): Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español, *Bol. Geol. Min.*, 88 (5), 9-14.

- UBANELL, A. G. (1981a): Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español, *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 591-605.
- UBANELL, A. G. (1981b): Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español, *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 607-622.
- UBANELL, A. G. (1982): Estudio de la fracturación de un segmento del sistema Central Español. Universidad Complutense de Madrid, Colecc. Tesis Doct., 160/82, 217 pp.
- UBANELL, A. G.; VILLASECA, C. y NUEZ, J. M. (1984): Los pórfidos rojos sieníticos de Avila, *I Congreso Español Geología*, 3, 193-203.
- UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987a): Modelos geotectónicos de los diques E-O en el Sistema Central Español, *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, 183-191.
- UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987b): Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcuende (SW del sistema Central Español); su relación con la intrusión, en F. BEA, A. CARNICERO, J. C. GONZALO, M. LÓPEZ PLAZA y M. A. RODRÍGUEZ ALONSO (eds.), *Libro Homenaje L. C. García de Figuerola*, Editorial Rueda, 27-35.
- VEGAS, R. (1975): Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications, *Geol. Rundsch.*, 64, 266-278.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J. T. y MARCOS, A. (1986): Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central Español: modelo de deformación intracontinental distribuida, *Geogaceta*, 1, 24-25.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J. T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System, *Tectonophysics*, 184, 367-378.
- 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.; BELLIDO, F.; 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.
- VILASECA, C. (1983): *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama*, tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 1-331.
- VILASECA, C. (1985): Los granitos de la Sierra de Guadarrama, *Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.*, 79 (4), 574-587.
- VILASECA, C.; LÓPEZ GARCÍA, J. A.; NUEZ, J. y UBANELL, A. G. (1983): Contribución al estudio de los diques camptoníticos heteromorfos con subfacies oclares y de diatema asociadas. Sierra de la Paramera de Avila, *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1, 193-118.

VILASECA, C. y NUEZ, J. M. (1986): Diques captoniticos en el Sistema Central español, *Est. Geol.*, 42, 69-77.

VILASECA, C.; HUERTAS, M. J. y NUEZ, J. (1992): Magmatismo post-orogénico y anorogénico en el Sistema Central Español, *Geogaceta*, 11, 34-38.

WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L. y CHAPPELL, B. W. (1987): A- Tpe granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 407-419.





MINISTERIO  
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

