



## MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# ÁVILA DE LOS CABALLEROS

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## ÁVILA DE LOS CABALLEROS

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid  
[www.igme.es](http://www.igme.es)  
NIPO: 657-08-007-4  
ISBN: 978-84-7840-749-1  
Depósito legal: M-54820-2008

---

Fotocomposición: JPM Graphic, S.L.  
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Ávila de los Caballeros-531), han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S.A. (ENADIMSA), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

### **Dirección y supervisión:**

F. Bellido Mulas (IGME)  
F. Junco Aguado (ENADIMSA)

### **Autores**

#### **Mapa Geológico**

L.M. Martín Parra (EGEO, S.A.). Rocas Ígneas y Metamórficas  
J. Martínez-Salanova (EGEO, S.A.). Terciario y Cuaternario  
F. Moreno (IGME). Cuaternario

#### **Mapa Geomorfológico**

F. Moreno (IGME)

#### **Mapa Hidrogeológico**

E. Contreras López (INGEMISA)

### **Memoria**

L.M. Martín Parra. (Introducción, Metasedimentos, Tectónica, Petrología, Historia Geológica)  
J. Martínez-Salanova. (Introducción, Terciario, Cuaternario, Tectónica Alpina, Historia Geológica)  
F. Moreno. (Geotectónica, Geomorfología)  
E. Contreras. (Hidrogeología, Patrimonio Natural Geológico)  
A. Iglesias (ENADIMSA) (Recursos Naturales)  
D. Martín Herrero (INTECSA) (Geotecnia)

#### **Asesoría en Geología Estructural**

F. González Lodeiro (UNIV. GRANADA)

#### **Análisis Químicos y Laboratorio**

ENADIMSA





# Í N D I C E

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ANTECEDENTES	10
1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO	12
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	16
2.1. MATERIALES PREORDOVÍCICOS	16
2.1.1. Esquistos y paragneises con intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos, ortogneises biotíticos bandeados y ortogneises leucocráticos (Precámbrico) (16)	16
2.1.2. Esquistos con intercalaciones de areniscas, cuarcitas, cuarcitas anfibólicas y niveles porfíroides. CAPAS DEL MEDIANA (Cámbrico inferior Precámbrico) (17)	17
2.2. CRETÁCICO SUPERIOR	18
2.2.1. Areniscas y gravas en Facies Utrillas (18)	18
2.3. Terciario	21
2.3.1. Oligoceno	21
2.3.1.1. Arcosas, cantos y bloques (19)	21
2.3.1.2. Areniscas cementadas por carbonatos (20)	21
2.3.1.3. Arcosas, cantos y arcillas rojas (21)	22
2.3.1.4. Arcosas y arcillas (22)	22
2.3.1.5. Calizas micríticas y margas (23)	24
2.3.2. Mioceno	24
2.3.2.1. Bloques, cantos y arcosas (24)	24
2.4. CUATERNARIO	25
2.4.1. Pleistoceno-Holoceno	25
2.4.1.1. Glacis (25)	25
2.4.1.2. Coluviones (26)	25
2.4.2. Pleistoceno	25
2.4.2.1. Aluvial-Coluvial (27)	25
2.4.2.2. Terrazas (28)	25

2.4.3. Holoceno.....	26
2.4.3.1. Conos aluviales (29) .....	26
2.4.3.2. Llanura de inundación (30).....	26
2.4.3.3. Fondos de valle (31).....	26
2.4.3.4. Zonas de encharcamiento (32) .....	26
2.4.3.5. Depósitos antrópicos (33).....	26
<b>3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA .....</b>	<b>27</b>
3.1. OROGENIA HERCÍNICA .....	27
3.1.1. Primera fase de deformación ( $D_1$ ).....	27
3.1.2. Segunda fase de deformación ( $D_2$ ) .....	28
3.1.3. Tercera fase de deformación ( $D_3$ ).....	29
3.1.4. Fases de replegamiento tardías ( $D_4$ y $D_5$ ) .....	30
3.1.5. Fracturación tardihercínica.....	30
3.2. TECTÓNICA ALPINA.....	34
3.3. NEOTECTÓNICA .....	35
<b>4. GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>36</b>
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA .....	36
4.1.1. Análisis geomorfológico .....	36
4.1.1.1. Estudio morfoestructural.....	36
4.2. ESTUDIO DEL MODELADO .....	37
4.2.1. Formas poligénicas .....	37
4.2.1.1. Superficies de erosión .....	37
4.2.1.2. Otras formas poligénicas.....	38
4.2.2. Formas fluviales.....	39
4.2.3. Formas de ladera .....	40
4.2.4. Formas periglaciares .....	40
4.2.5. Formas lacustres .....	40
4.2.6. Formas antrópicas .....	40
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES .....	40
4.3.1. Alteritas.....	41
4.3.2. Sedimentos .....	41
4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA .....	41
4.5. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS .....	42
<b>5. PETROLOGÍA .....</b>	<b>43</b>
5.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS.....	43
5.1.1. Ortogneises biotíticos glandulares y bandeados (7).....	43
5.1.2. Ortogneises leucocráticos metagraníticos y pegmatitas foliadas (8) .....	44

5.2.	ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS.....	45
5.2.1.	Tonalitas y cuarzodioritas (9).....	45
5.2.2.	Adamellitas de grano medio-grueso biotíticas (10), con facies con anfíbol y allanita (11) y facies porfídicas (12) .....	46
5.2.3.	Leucogranitos de grano grueso porfídicos, con biotita. Tipo Puerto de Villatoro (13) .....	50
5.2.4.	Leucogranitos de grano fino biotíticos (14).....	51
5.2.5.	Leucogranitos de grano fino de dos micas (15) .....	52
5.3.	ROCAS FILONIANAS .....	53
5.3.1.	Pórfidos granítico-adamellíticos (1) .....	53
5.3.2.	Leucogranitos de grano fino y aplitas (2) .....	55
5.3.3.	Microdioritas (3) .....	56
5.3.4.	Cuarzo (4) .....	57
5.3.5.	Diques de tendencia sienítica (5) .....	57
5.3.6.	Diques de tendencia lamprofídica (6).....	59
5.4.	METAMORFISMO .....	60
5.4.1.	Metamorfismo regional .....	60
5.4.2.	Metamorfismo de contacto .....	63
5.5.	CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS .....	63
<b>6.</b>	<b>HISTORIA GEOLÓGICA .....</b>	<b>72</b>
<b>7.</b>	<b>GEOLOGÍA ECONÓMICA .....</b>	<b>76</b>
7.1.	HIDROGEOLOGÍA .....	76
7.1.1.	Climatología .....	76
7.1.2.	Hidrología Superficial.....	76
7.1.3.	Características Hidrogeológicas.....	77
7.2.	RECURSOS NATURALES .....	84
7.2.1.	Minerales metálicos y no metálicos.....	84
7.2.1.1.	Minerales metálicos.....	84
7.2.1.2.	Minerales no metálicos.....	91
7.2.2.	Rocas industriales .....	91
7.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES .....	94
7.3.1.	Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares .....	94
7.3.1.1.	Área I.....	95
7.3.1.2.	Área II .....	95
7.3.1.3.	Área III .....	96
7.3.1.4.	Área IV.....	96

**8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO** ..... 98

8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS..... 98

8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS ..... 98

8.2.1. Dique de sienita de San Bartolomé de los Pinares ..... 98

8.2.2. Alteraciones ferruginosas en el borde N del Valle de Amblés ..... 99

8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN..... 99

**9. BIBLIOGRAFÍA** ..... 100

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Ávila de los Caballeros (Fig. 1.1) se encuadra en las estribaciones del Sistema Central, abarcando parte del S de la Sierra de la Paramera y del N de la Sierra de Ávila. Sus cotas más elevadas se encuentran al SO, superando los 1.800 m y las más bajas al SE, en el fondo del estrecho valle del río Gaznata, con 820 m. Una parte de la Hoja está ocupada por la depresión del Valle de Amblés, de dirección ONO. Esta depresión tiene una superficie mucho más aplanada que los relieves circundantes, con cotas que oscilan entre los 1.000 y los 1.150 m.

El curso de agua principal es el río Adaja, perteneciente a la red hidrográfica del Duero, que discurre por el Valle de Amblés y sale de la Hoja junto a la ciudad de Ávila, encajándose a su paso por ella. Afluentes del Adaja son el río Chico y el río Fortes o de Clementes. El Gaznata es el otro río importante de la Hoja, pero en este caso sus aguas pertenecen a la red hidrográfica del Tago, (Fig. 1.1).

Toda la Hoja se encuentra incluida, administrativamente, en la Provincia de Ávila.

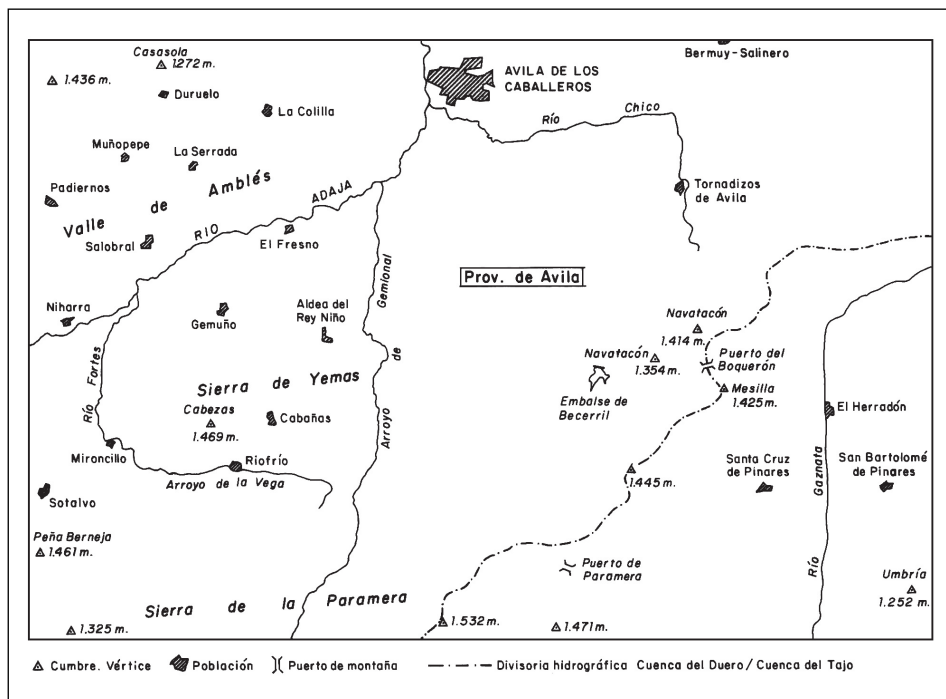


Figura 1.1. Esquema geográfico de la Hoja de Ávila.

La población más importante es Ávila de los Caballeros, capital de la provincia. Otras localidades que se encuentran en la Hoja son: Muñopepe, La Serrada, La Colilla, Padiernos, Salobral, El Fresno, Niharra, Gemuño, Aldea del Rey Niño, Sotalbo, Mironcillo, Riofrío, Cabañas, Bernuy-Salineru, Tornadizos de Ávila, El Herradón, Santa Cruz de Pinares y San Bartolomé de Pinares.

## 1.2. ANTECEDENTES

Como antecedentes bibliográficos cabe citar alguno de los trabajos clásicos de la geología de esta zona, como los de DE PRADO (1862), MARTÍN DONAYRE (1879) o DE LAS BARRAS (1903).

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. Una revisión más actualizada del conocimiento de los sectores central y oriental del mismo se puede encontrar en el trabajo de BELLIDO *et al.* (1981) realizado con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. El trabajo de CAPOTE y VEGAS (1968) se ocupa de los afloramientos metamórficos de la provincia de Ávila, definiéndolos y realizando una revisión sistemática de los mismos.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios se trata conjuntamente para todo el Sistema Central o para amplios sectores del mismo en los trabajos de CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), CAPOTE *et al.* (1977) y FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCO (1985).

Los trabajos más importantes que de un modo general estudian la tectónica del Sistema Central Español son los de CAPOTE *et al.* (1981), UBANELL (1980, 1981 a), CAPOTE *et al.* (1982), CAPOTE (1983, 1985), MACAYA *et al.* (1991), este último centrado principalmente en el sector central y oriental del mismo, y Díez Balda *et al.* (1990) en el cual se establecen dos grandes dominios estructurales para el autóctono de la Zona Centro Ibérica, cuyo límite divide en dos al Sistema Central. Además de éstos, cabe destacar los trabajos de GARZÓN *et al.* (1976) sobre la fracturación de un segmento del Sistema Central, BABIN (1976, 1977 a y b, 1978) que estudia la tectónica y su relación con el metamorfismo y plutonismo en el área vecina de Piedrahíta-El Barco de Ávila-Béjar, UBANELL (1981 a y b, 1982) y UBANELL y DOBLAS (1988) sobre la fracturación tardihercínica y el significado tectónico de los diques en el Sistema Central. Es también de interés el trabajo de VEGAS *et al.* (1990) en el cual establece un modelo de deformación distribuida, rotación de bloques y engrosamiento cortical para la formación del Sistema Central.

El primer trabajo general sobre granitoides en el Sistema Central es el de APARICIO *et al.* (1975) si bien se centra principalmente en su sector Centro-Este. GARCÍA DE FIGUEROA *et al.* (1980) caracterizan y agrupan en tres series las rocas plutónicas existentes en un área que comprende las provincias de Salamanca, Zamora, N de Cáceres y O de Ávila. Por su parte, FRANCO (1980) hace un estudio de los granitoides en un amplio sector situado al O de Ávila, y BARRERA *et al.* (1981) realizan un estudio fundamentalmente geoquímico de los granitos tardihercínicos hespéricos. Son de destacar también los trabajos de UBANELL (1977), BEA (1982, 1985, 1989) y BEA y MORENO-VENTAS (1985 a y b) sobre los granitoides de la Sierra

de Gredos, tanto desde el punto de vista de su caracterización, como petrogénesis y evolución geoquímica y el de UGIDOS *et al.* (1989).

La problemática de los ortogneises glandulares ha sido estudiada de manera global en los trabajos de NAVIDAD (1978 a y b, 1979) y PEINADO (1985).

El estudio de la disposición y emplazamiento relativo de las rocas filonianas así como su caracterización ha sido el objeto de varios trabajos de diferentes autores, entre los que cabe destacar a UBANELL (1982) y BEA y CORRETGE (1986).

Los datos geocronológicos sobre rocas ígneas hercínicas o antehercínicas del Sistema Central son escasos y plantean en algunos casos problemas de interpretación o correlación. Estos datos se pueden encontrar en los trabajos de MENDES *et al.* (1972), VIALETTE *et al.* (1986), SERRANO PINTO *et al.* (1988), IBARROLA *et al.* (1988) y BISCHOFF *et al.* (en prensa).

El metamorfismo en el Sistema Central ha sido estudiado de manera global por HEIM (1952), FUSTER *et al.* (1974), LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET y NAVIDAD (1985) principalmente. Es también de interés el trabajo de KILMURRAY (1978) sobre la presencia de distena en un amplio sector del Sistema Central.

En relación más directa con el área de la Hoja se encuentran además de los trabajos de FRANCO (1980) y UBANELL (1982); los de CAPOTE (1971, 1973), en los cuales se estudian los afloramientos metamórficos de Ojos Albos, la Cañada y Sierra de Yemas, desde el punto de vista estructural y estratigráfico principalmente, y el de UBANELL (1971) sobre el primero de estos afloramientos. FUSTER y MORA (1970) estudian el metamorfismo regional en el afloramiento de la Cañada. El afloramiento de la Sierra de Yemas es estudiado por GARCÍA DE FIGUEROA *et al.* (1983) dentro de un trabajo más amplio cuyo objetivo es la caracterización petrológica del "Complejo laminar Pegmatoide" ("Serie del Álamo").

Sobre la problemática filoniana en el área de la Hoja cabe destacar los trabajos de UBANELL (1976) y UBANELL *et al.* (1984) sobre los diques de tendencia sienítica del sector de El Herradón de Pinares y los de NUEZ *et al.* (1982) y VILLASECA *et al.* (1983) sobre los diques de tendencia lamprofídica en la Sierra de la Paramera. Cabe destacar también, por su proximidad a la Hoja, el trabajo de UBANELL y ROSALES CALVO (1981) sobre el mismo tema.

SOCIMEP (1984) realiza un trabajo sobre un área situada en las proximidades de Ávila, con especial incidencia en la alteración de granitos y diques de pórfido.

Es de destacar también la realización recientemente de algunas hojas geológicas a escala 1:50.000 (MAGNA) en zonas colindantes, HERNÁNDEZ SAMANIEGO *et al.* (1982), ÁLVARO *et al.* (1991), BELLIDO *et al.* (1991, a, b y c), que contribuyen a un mayor conocimiento de estos materiales.

Las silicificaciones y alteraciones de las adamellitas y pórfidos de Ávila han llamado la atención de diferentes autores, no sólo por su interés como rocas ornamentales, sino por el interés sobre su origen. Se han barajado dos propuestas en la literatura geológica sobre la zona: a) Origen hidrotermal: UBANELL *et al.* (1978), MARFIL *et al.* (1980) y b) Origen edáfico:



ARENILLAS (1976), ARENILLAS y SAAVEDRA (1983), SOCIMEP (1984) y SAAVEDRA *et al.* (1985).

Sobre los afloramientos de areniscas en facies Utrillas la primera referencia precisa es la de UBANELL *et al.* (1978), no considerándose la de ARENILLAS (1976), ya que los afloramientos de La Colilla y de Ávila que éste autor interpretaba como de origen detrítico, corresponden a adamellitas y pórfidos intensamente alterados, como el mismo autor rectifica en un trabajo posterior (ARENILLAS y SAAVEDRA, 1983).

GARZÓN (1972) hace referencia por primera vez al carácter quebrado de los bordes del valle de Amblés, poniendo así de manifiesto el origen tectónico de la depresión.

De los materiales terciarios que se encuentran en el Valle de Amblés son escasos los trabajos que lo estudian: INIFIG (1978), GARZÓN (1980), GARZÓN *et al.* (1981), SOCIMEP (1984).

Acercas del yacimiento de vertebrados de Los Barros hay que citar los trabajos de GARZÓN y LÓPEZ MARTÍNEZ (1978), donde se describe por primera vez, y los de SACRISTAN (1986, 1988), que estudia los micromamíferos, BUSCALIONI (1986) los cocodrilos y JIMÉNEZ *et al.* (1988), las tortugas.

### 1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

Los materiales que componen la Hoja, se agrupan en dos grandes conjuntos netamente diferentes. Uno constituido por las rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Macizo Hercínico de edades Precámbrico-Cámbrico inferior las rocas metamórficas, y Carbonífero superior a Pérmico inferior las rocas ígneas (en su mayoría granitoides) que las intruyen y otro por los sedimentos mesozoicos (mínimamente representados), terciarios y cuaternarios correspondientes al sector E del Valle de Amblés (ver esquema morfoestructural de la Hoja).

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, metamórficos e ígneos que afectan a los materiales Precámbricos-Cámbricos. Estos se enclavan dentro de la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) y también dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (Fig. 1.2). Las características estratigráficas más significativas de esta región, según estos autores son:

- Precámbrico constituido por gneises tipo “Ollo de Sapo” y similares y por esquistos y grauvacas (Complejo esquisto-grauváquico) en series muy potentes, cuya edad abarcaría en parte el Cámbrico inferior.
- Ordovícico de carácter transgresivo, con conglomerados en la base.
- Silúrico constituido por pizarras negras principalmente, con intercalaciones de cuarcitas, y en ocasiones calizas y lilitas.
- Devónico inferior poco potente, al igual que el Westfaliense superior y Estefaniense.

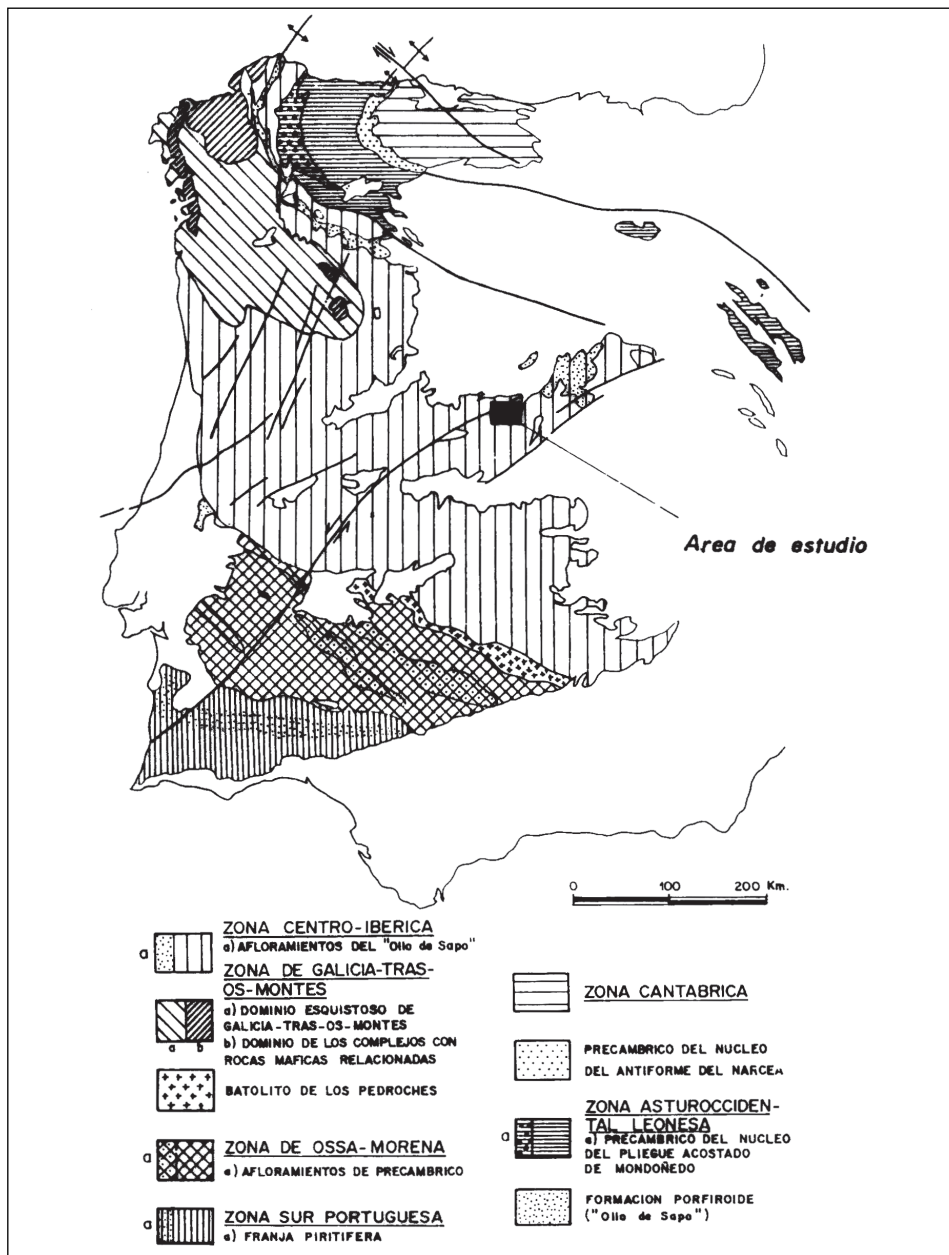


Figura 1.2. Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) según MARTÍNEZ CATALÁN (1981) y FARIAS *et al.* (1987).

En nuestro caso sólo estarían representados los materiales Precámbrico-Cámbricos.

BELLIDO *et al.* (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada, en la que la presente Hoja se encontraría en su Dominio Occidental. Este estaría caracterizado por:

- Presencia de series ordovícicas y preordovícicas, predominando las segundas (únicas representadas en la Hoja de Ávila).
- Grado metamórfico variable de alto a bajo, predominando este último (en general, aunque en esta Hoja, predomina el primero).
- Gran extensión de los cuerpos granitoides.

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen, a su vez, el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales denominados de O a E: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón, siendo sus límites cabalgamientos cuya posición coincide sensiblemente con los del trabajo anterior.

La presente Hoja pertenecería totalmente al Complejo de Gredos.

El Complejo de Gredos se caracterizaría por:

- Existencia de un Ordovícico discordante, sobre un conjunto esquistograuváquico potente, similar al de Salamanca, en el que se reconoce un tramo inferior con porfiroides (equivalente a la Formación Monterrubio de DÍEZ BALDA, 1980) y otro superior con niveles carbonatados (equiparable a la Formación Aldeatejada de DÍEZ BALDA, 1980).
- Existencia de gneises oclares de tipo “Ollo de Sapo” bajo la Serie esquistograuváquica.
- Metamorfismo en general de baja presión, aunque hay relictos de presiones medias. Mayor extensión de las zonas de grado bajo.
- Gran extensión de las rocas plutónicas tardías.
- Localmente existen ortogneises muy deformados y algún plutón de granitos orientados de dos micas.

DÍEZ BALDA *et al.* (1990) diferencian en el autóctono de la Zona Centro-Ibérica, considerando como tal el área definida para la misma por JULIVERT *et al.* (1972) con la excepción de la Zona de Galicia-Tras-os-Montes definida por FARIAS *et al.* (1987); dos dominios tectónicos diferentes teniendo en cuenta las estructuras mayores de primera fase hercínica:

1. Dominio de los Pliegues Recumbentes.
2. Dominio de los Pliegues Verticales.

El Dominio de los Pliegues Recumbentes se caracteriza por la existencia de gneises glandulares en la parte baja de la secuencia, y formaciones detríticas infra-ordovícicas con dolomías y calizas intercaladas sobre las cuales descansa discordantemente el Ordovícico inferior.

El Dominio de los Pliegues Verticales ocupa la mayoría de la Zona Centro-Ibérica y se caracteriza por la presencia de gran cantidad de rocas precámbricas con una discordancia que separa dos grandes unidades (BOUYX, 1970; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986), ausencia del Cámbrico medio y superior y naturaleza transgresiva del Ordovícico. En términos estructurales se caracteriza por la presencia de estrechos sinclinales definidos por la Cuarcita Armoricana y anchos antiformes ocupados por rocas pre-ordovícicas.

En el Sistema Central debido a la gran abundancia de granitoides tardihercínicos es difícil trazar el límite entre ambos dominios, pero DÍEZ BALDA *et al.* (1990) lo trazan al O del afloramiento de la Cañada y al E del de El Muñico, por lo cual podría pasar por el límite O de la Hoja de Ávila.

A su vez las rocas hercínicas que afloran en la Hoja se pueden separar esquemáticamente en tres grandes grupos (ver esquema morfoestructural de la Hoja):

1. Rocas metamórficas en grado bajo. Constituyen exclusivamente el Afloramiento de Ojos Albos, y están situadas en la esquina NE de la Hoja al E de Bernuy-Salineró.
2. Rocas metamórficas en grado medio alto, entre los que se incluyen los ortogneises glandulares. Se localizan en los afloramientos de la Cañada-Tornadizos de Ávila y de la Sierra de Yemas.
3. Rocas graníticas hercínicas.

El contacto entre los grupos 1 y 2, que tiene lugar en el cuadrante NE, se realiza mediante una falla, la Falla de La Cruz de Hierro, cuyo salto en la vertical, independientemente del que pueda tener en dirección, se ha estimado (en la vecina Hoja de El Espinar, BELLIDO *et al.*, 1991, c) en 7-10 Km.

El contacto entre las rocas graníticas y las rocas metamórficas, es en la mayoría de los casos intrusivo, dando lugar a las consiguientes aureolas de metamorfismo de contacto, especialmente visibles en los materiales de bajo grado.

Los sedimentos cretácicos son materiales siliciclásticos continentales o de influencia continental; con importantes procesos de alteración edáfica. Aparecen de forma discontinua y en pequeños afloramientos en el borde norte del Valle de Amblés, inconformes sobre un zócalo fuertemente alterado.

Los depósitos paleógenos son arcosas y conglomerados, que corresponden a distintas facies proximales-medias de abanicos aluviales, pudiendo llegar a facies distales, con formación de charcas carbonatadas. Están relacionados con un relieve muy diferente al actual.

El Neógeno está representado por depósitos de grandes bloques, reflejo de la tectónica que estructuró los actuales relieves de la sierra.

Los depósitos cuaternarios están relacionados con el encajamiento de la red fluvial actual.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. MATERIALES PREORDOVÍCICOS

#### 2.1.1. Esquistos y paragneises con intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos, ortogneises biotíticos bandeados y ortogneises leucocráticos (Precámbrico) (16)

Estos materiales se encuentran representados en la Hoja en su sector E (afloramiento de la Cañada) y en el sector Centro-Oeste en el afloramiento de la Sierra de Yemas.

Forman parte de dos afloramientos metamórficos, constituidos ambos por dos conjuntos de materiales: uno ortogneísico y otro metasedimentario. Ambos están afectados por una intensa deformación y en su mayor parte por un metamorfismo regional de alto grado salvo en la esquina SE de la Hoja, donde no se sobrepasa el grado bajo y posteriormente por un metamorfismo de contacto que trastoca profundamente sus características iniciales.

Los dos afloramientos están limitados en su mayor parte por granitoides intrusivos y localmente por los materiales terciarios del Valle de Amblés. En la esquina NE de la Hoja los materiales pertenecientes al afloramiento de la Cañada entran en contacto mediante la Falla de la Cruz de Hierro con materiales de bajo grado metamórfico del afloramiento de Ojos Albos.

Están constituidos principalmente por esquistos y paragneises biotíticos de tonos oscuros con frecuentes venas de cuarzo y cuarzo-feldespáticas, con numerosas intercalaciones de metaareniscas y a veces cuarcitas, ambas feldespáticas. En menor proporción, aunque siempre presentes, se encuentran intercalaciones en delgados niveles o en boudines de rocas de silicatos cálcicos. En los contactos con los granitoides presentan a veces una intensa corneanización.

Son frecuentes también las intercalaciones de ortogneises biotíticos bandeados con algunas glándulas de feldespato de hasta 2 cm, y ortogneises leucocráticos de distintos tipos, relacionados con los cuerpos ortogneísicos mayores representados en la cartografía, y que serán descritos con ellos más adelante.

Presentan una foliación muy penetrativa recrystalizada, a veces de aspecto milonítico, que en ocasiones se observa que es el plano axial de pliegues muy apretados con una fuerte lineación de estiramiento. Son frecuentes las charnelas en venas de cuarzo disruptadas y boudinadas con la foliación principal de plano axial que a su vez las rodea.

Los materiales de carácter esquistoso presentan una textura granolepidoblástica y están constituidos principalmente por cuarzo, biotita y a menudo plagioclasa y feldespato potásico. Es frecuente también la presencia de cordierita, andalucita y a veces sillimanita. Como minerales accesorios son frecuentes la sillimanita, minerales opacos, apatito y más escasamente circón y turmalina. La moscovita a veces es abundante como mineral tardío. En la esquina SE de la Hoja no se ha observado cordierita ni sillimanita y la moscovita parece originada durante el metamorfismo regional, existiendo en cambio granate rodeado por la foliación principal.

Los materiales más cuarcíticos están constituidos principalmente por cuarzo y plagioclasa y en menor proporción biotita y feldespato potásico. Como minerales accesorios son frecuentes opacos, circón y apatito. A menudo existe una sericitización de plagioclasas así como de cordierita y andalucita.

Las rocas de silicatos cálcicos encontradas están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa, anfíbol y en ocasiones diópsido y en otras, granates cálcicos. Se han encontrado niveles constituidos por cuarzo, plagioclasa, anfíbol y granate bandeados, con una alternancia de bandas con granates y bandas con anfíbol. Otro tipo de roca calcosilicatada está constituido por plagioclasa, diópsido y cuarzo con algún nivelito anfibólico.

Estos materiales corresponden en parte a los gneises oscuros, micacitas y cuarcitas de los conjuntos segundo y tercero de CAPOTE y VEGAS (1968), en el afloramiento de la Cañada y a los gneises de grano fino bandeados de FUSTER y MORA (1970); así como al conjunto de las formaciones Gneises pelíticos de la Cañada y Navacarros de CAPOTE (1971) y de los tramos con micacitas y migmatitas y con esquistos y cuarcitas de GARCÍA DE FIGUEROA *et al.* (1983) en la Sierra de Yemas.

En cuanto a su edad, ha sido atribuida al Precámbrico por CAPOTE y VEGAS (1968), mientras que FUSTER y MORA (1970) le adjudican una edad pre-ordovícica y CAPOTE (1971) la sitúa en el límite Precámbrico-Cámbrico.

#### 2.1.2. Esquistos con intercalaciones de areniscas, cuarcitas, cuarcitas anfibólicas y niveles porfiroides. CAPAS DEL MEDIANA (Cámbrico inferior-Precámbrico) (17)

Son los únicos materiales del Afloramiento de Ojos Albos representados en la Hoja. Se sitúan al E de la localidad de Bernuy-Salineró en la esquina NE de la misma, al O de la Sierra de Ojos Albos-Cruz de Hierro, ocupando la posición más baja de la misma. Su denominación se debe a CAPOTE (1971). Están intruidos al O, por el macizo granítico de grano fino biotítico de Bernuy-Salineró. Por el S su contacto con los materiales del Macizo de la Cañada es mediante la Falla de la Cruz de Hierro.

Está constituida principalmente por una serie monótona de filitas grises y gris-verdosas con niveles de hasta 1 m, negros, satinados y numerosas intercalaciones de metaareniscas a veces feldespáticas. En menor proporción se observan intercalaciones de cuarcitas a veces feldespáticas y en ocasiones anfibólicas, en niveles de 5 a 20 cm, así como metacuarcitas feldespáticas y metaareniscas porfiroides; con ocelos milimétricos de feldespatos. Localmente se observan turmalinitas cuarzo-feldespáticas foliadas en niveles centimétricos.

Todos estos materiales han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado, que ha transformado a los depósitos siliciclásticos en filitas y metaareniscas y a los detrítico-carbonatados en cuarcitas anfibólicas, y posteriormente un metamorfismo de contacto debido a la intrusión de granitoides tardi a posthercínicos que recrystaliza las texturas anteriores generando andalucita.

Las filitas son de grano fino constituidas fundamentalmente por moscovita, cuarzo y biotita, y como minerales accesorios, opacos y turmalina principalmente.

Las cuarcitas anfibólicas están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasas y anfíbol y como accesorios minerales opacos, esfena, granate y circón.

Debido a la deformación y metamorfismo así como a la falta de buenos afloramientos de estos materiales no es posible interpretar su medio de sedimentación, si bien en la vecina Hoja de El Espinar BELLIDO *et al.* (1991, c) deducen un medio probablemente poco profundo, tranquilo y quizás anóxico, o al menos, en la interfase agua-sedimento.

CAPOTE (1971, 1973) adjudica a esta formación una edad pre-ordovícica. Por otra parte, sus características le hace correlacionable, al menos en parte, con la Formación Aldeatejada de DÍEZ BALDA (1986), que se sitúa por debajo del Cámbrico inferior datado, en la cual la referida autora encontró acritarcos en niveles carbonatados que pueden indicar una edad entre el Precámbrico superior y el Cámbrico inferior.

Su espesor no se puede calcular debido a la falta tanto del techo como del muro de esta formación.

## 2.2. CRETÁCICO SUPERIOR

### 2.2.1. Areniscas y gravas en facies Utrillas (18)

Esta unidad aparece solo en pequeños afloramientos al E de la ciudad de Ávila. Se caracteriza por ser areniscas de colores blancos, de granulometría media a gruesa y bastante seleccionadas.

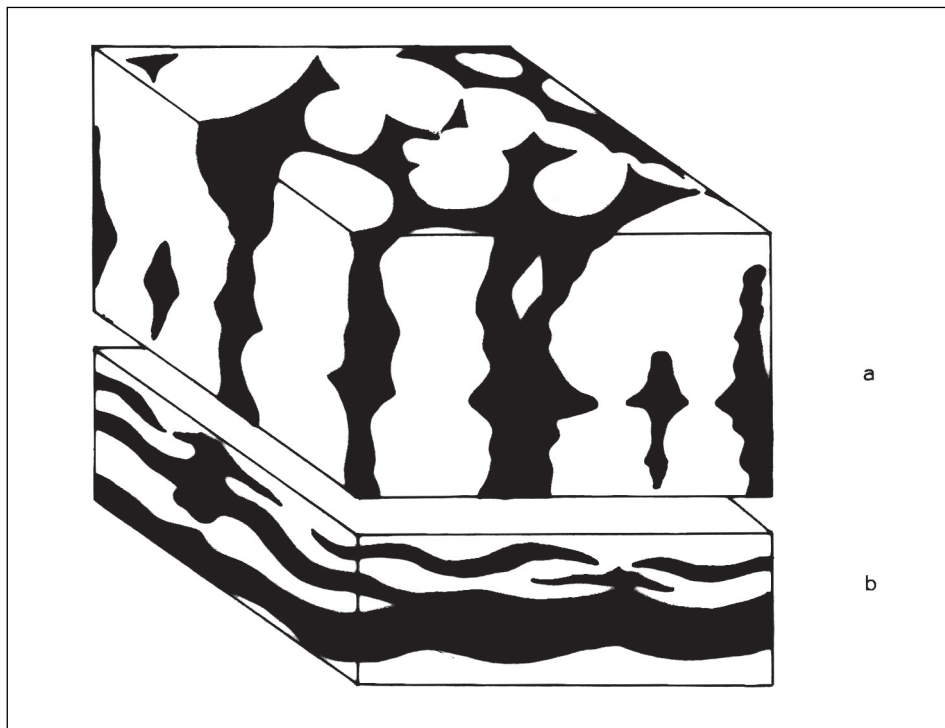
Su composición es casi exclusivamente de granos de cuarzo y prácticamente sin matriz, pudiendo aparecer circón como componente accesorio. El cemento es silíceo.

El reducido tamaño de los afloramientos no permite precisar las características de las estructuras sedimentarias.

Esta unidad se encuentra inconforme sobre adamellitas y pórfidos intensamente alterados. Estas rocas del zócalo han sufrido asimismo procesos de silicificación y ferruginización edáficos, disminuyendo su intensidad con la profundidad. La alteración supera en algunos puntos los 20 m de profundidad (SOCIMEP, 1984). Los afloramientos con silicificaciones y ferruginizaciones se encuentran dispersos en el borde N del Valle de Amblés: Proximidades de la ciudad de Ávila y La Colilla.

En La Colilla aparecen silicificaciones en forma de ópalo, en masas irregulares pardas muy frágiles.

Las ferruginizaciones, por debajo de la superficie de inconformidad, presentan una distribución irregular, pero con una cierta tendencia a formar un reticulado “celular”, dejando áreas de morfología circular en planta y estructuras verticales en corte (Fig. 2.1a), también pueden encontrarse como bandeados horizontales (Fig. 2.1b). Posiblemente existan estructuras intermedias entre los dos modelos. El mejor punto de observación se encuentra en el interior de la Catedral de Ávila, en el ábside, construido en su totalidad con estas rocas. Pueden verse



Figuras 2.1a y 2.1b. Esquema de distribución de precipitaciones ferruginosas en rocas edafizadas comentadas en el texto. a) distribución "celular" vertical. b) distribución en bandas horizontales (Escala: la arista horizontal representa de 1,5 a 2 m aproximadamente).

afloramientos in situ junto a la carretera de Ávila a El Escorial (Comarcal 505), a 1,5 Km. aproximadamente de la ciudad de Ávila.

Costras ferruginosas, con una morfología muy similar a las de la Fig. 2.1.a, se han producido en los tramos basales de las areniscas y arcillas en facies Utrillas (Coniaciense medio a Turoniense) de la localidad segoviana de Carbonero de Ahusín (MARTÍNEZ-SALANOVA, en ÁLVAREZ *et al.*, 1991). También se ha observado esta misma asociación (areniscas siliciclásticas blancas con encostramientos ferruginosos de parecida organización) en las proximidades de El Muñico (Ávila), en afloramientos de los que UBANELL *et al.* (1978) apuntan su similitud, por un lado, con las facies "Utrillas" de los bordes del Sistema Central y, por otro, con los procesos de alteración que habían observado en los alrededores de Ávila. Posteriormente los afloramientos de El Muñico fueron interpretados como sedimentos paleógenos por FERNÁNDEZ CARRASCO *et al.* (1982) por comparación con los que aparecen en el borde O de la cuenca del Duero. Asimismo BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO (1980) observan estructuras ferruginosas similares en la localidad de Montamarta (Zamora), en sedimentos siliciclásticos que estos autores atribuyen al Paleógeno ("Preluteciense" de JIMÉNEZ,



1970). Estas ferruginizaciones son interpretadas como encostramientos edáficos (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; ARENILLAS y SAAVEDRA, 1983). Los encostramientos ferruginosos, asociados a caolinizaciones, son típicos de medios de sabana (lluvias estacionales abundantes y una intensa evaporación), donde se producen en el horizonte B del perfil edáfico (COQUE, 1977). Las diferencias entre los modelos de caolinización y encostramientos “celular” o “bandedado horizontal” (Fig. 2.1) podrían estar controladas por factores de porosidad, variaciones del nivel freático y/o clima (diferencias de intensidad de evapotranspiración/lixiviado).

La edad de estas areniscas, carentes de fósiles, puede aproximarse por criterios regionales. Litológicamente son muy similares a las areniscas en facies Utrillas que aparecen en el borde NO de la Sierra de Guadarrama, en la provincia de Segovia (Fm. “Arenas y arcillas de Segovia”, ALONSO *et al.* 1982), y a los sedimentos que se han venido llamando “prelutecienses” (JIMÉNEZ, 1970, 1983) o “Siderolítico” (MARTÍN-SERRANO, 1976) de las provincias de Ávila, Salamanca y Zamora. JIMÉNEZ *et al.* (1988) apuntan, para las areniscas próximas a la ciudad de Ávila, que su edad podría ser Paleoceno o Cretácico.

El problema de correlación entre las areniscas siliciclásticas del E y las del O de la cuenca del Duero está condicionado por su contexto estratigráfico, ya que las facies carbonatadas senonienses, que se encuentran sobre ellas al E, se acuñan progresivamente hacia el O hasta desaparecer. Los afloramientos con sedimentos carbonáticos más occidentales son los del Valle de Campoazálvaro, con potencias ya bastante reducidas (MARTÍN-SERRANO y DEL OLMO, en BELLIDO *et al.*, 1991, c), quedando solamente los depósitos detríticos en facies Utrillas como único registro Cretácico hacia el Oeste. Una situación muy similar ocurre al N de la cuenca del Duero, con las areniscas de la formación Voznuevo en León, sobre las que se encuentran calizas senonienses que también se acuñan y desaparecen hacia el O. MOLINA *et al.* (1989) llegan a conclusiones similares al estudiar perfiles de alteración de sedimentos “siderolíticos” y del zócalo alterado en el borde suroeste de la cuenca del Duero, descartando la inclusión de este tipo de sedimentos como “formación basal de la Depresión del Duero”, y apuntan su pertenencia al ámbito mesozoico.

Otras facies detríticas, no carbonáticas, que también aparecen en áreas próximas (Valle de Campoazálvaro, Vegas de Matute, Madrona, Segovia, Armuña, etc.) y que son, en principio, comparables con las que nos ocupan en Ávila se encuentran por encima de las facies carbonáticas senonienses típicas (CASAS *et al.*, 1975; CASAS y LEGUEY, 1976; LEGUEY *et al.*, 1984; FERNÁNDEZ GARCÍA *et al.*, 1989; DEL OLMO y MARTÍNEZ-SALANOVA, 1989; BELLIDO *et al.*, 1991 c; ÁLVAREZ *et al.* 1991), y han sido datadas como Cretácico terminal por el hallazgo de restos de dinosaurios y otros vertebrados en las localidades segovianas de Armuña y Madrona (BUSCALIONI y SANZ, 1987; SANZ y BUSCALIONI, 1987; JIMÉNEZ *et al.*, 1990; BUSCALIONI y MARTÍNEZ-SALANOVA, 1990).

Por todos estos motivos incluimos las alteraciones, silicificaciones y encostramientos ferruginosos del zócalo granítico, y las areniscas siliciclásticas en un ámbito mesozoico. La correlación más probable de las areniscas sería con los depósitos en facies Utrillas de la base del Cretácico del Sistema Central.

## 2.3. Terciario

Los materiales terciarios en el ámbito de la Hoja aparecen en el Valle de Amblés, una depresión tectónica alpina relacionada con otras similares, como la de Corneja al O o Campoazálvaro, El Espinar y Lozoya al E.

El Terciario del Valle de Amblés presenta una gran dificultad de estudio, dada la escasez y pobreza de los afloramientos. Además los pocos sitios donde pueden realizarse observaciones sólo permiten ver muy pocos metros de la sucesión. La correlación detallada entre los distintos afloramientos es prácticamente imposible, sólo pudiendo hacerse una idea muy general de la disposición de los materiales que se encuentran en el Valle.

### 2.3.1. Oligoceno

#### 2.3.1.1. *Arcosas, cantos y bloques (19)*

Esta unidad es la más extensa de la Hoja. Bajo este epígrafe se agrupa la mayor parte de los sedimentos terciarios aflorantes.

Pueden observarse algunos afloramientos en Aldea del Rey Niño, en el cerro Palomar, al NE de Gemuño, y junto al cauce del arroyo de Gemional, al E de Aldea del Rey Niño.

Son arcosas amarillentas de grano medio a grueso, mal seleccionadas, con cantos y algún bloque (20-30 cm) dispersos. Se organizan en cuerpos de 1 a 4 m de potencia. En algunos puntos puede apreciarse estratificación cruzada de bajo ángulo. Pueden aparecer intercalaciones de 3 a 20 cm de arenas muy gruesas y mal seleccionadas o niveles de gravas de base erosiva de escasa continuidad lateral. Ocasionalmente pueden encontrarse niveles de 2 a 10 cm de arenas más finas.

Las arcillas de la matriz presentan un contenido en illita similar al de montmorillonita, pudiendo en algunas muestras dominar ésta última. En general el contenido en caolinita oscila alrededor del 10%.

La potencia de esta unidad supera los 200 m en algunos puntos de la cuenca, como se ha visto por algunos sondeos (AGESA, 1987), y según perfiles eléctricos (INIFIG, 1978) se podrían alcanzar los 1.000 al noreste de Aldea del Rey Niño.

Estos depósitos pasan gradualmente a las arcosas y arcillas de la unidad cartográfica 22.

#### 2.3.1.2. *Areniscas cementadas por carbonatos (20)*

Son arcosas con cemento microesparítico, con esparita rellenando alguno de los poros. Se encuentra directamente, por inconformidad, sobre la adamellita alterada del zócalo, la cual puede estar asimismo cementada por carbonatos. En ocasiones es difícil distinguir de *visu* la adamellita de la arcosa cuando la primera está muy cementada y alterada, ya que ha perdido

completamente su estructura original. El mejor punto de observación se encuentra, a unos 800 m al E, en la vecina Hoja de Vadillo de la Sierra (530), donde puede verse claramente la inconformidad y el perfil de la cementación carbonatada sobre la arcosa y el zócalo.

#### *2.3.1.3. Arcosas, cantos y arcillas rojas (21)*

Esta unidad está compuesta por arcosas con cantos y arcillas arenosas de colores rojizos. Están relativamente compactadas.

Se organizan en cuerpos de 1,5 m de potencia sin estructuras internas apreciables, distinguiéndose mejor por variaciones en la intensidad de la coloración, más o menos oscura. Los contactos entre los cuerpos no son netos, pero pueden aparecer niveles con cantos y bloques (de hasta 30 cm de diámetro) de escasa continuidad lateral.

Los cantos y bloques son de naturaleza metamórfica, pero pueden encontrarse también de rocas ígneas.

Las arcillas de la matriz son principalmente ilitas, no presentando más de un 20% de montmorillonita ni de caolinita.

Estos materiales proceden de la erosión de rocas metasedimentarias ricas en minerales ferromagnesianos, que por alteración dan una característica coloración rojiza a los sedimentos. Sólo se han observado en las proximidades de Gemuño, donde pueden verse en dos pequeños areneros al SE de la localidad y en el cauce del Arroyo de Navarredonda, al S. Su procedencia parece situarse claramente en el afloramiento metamórfico de la Sierra de Yemas.

#### *2.3.1.4. Arcosas y arcillas (22)*

Hacia el N las arcosas de la unidad 19 pasan lateralmente a facies más finas, arcillosas, correspondientes a facies algo más distales. En estas arcillas es donde se encuentran la mayor parte de las explotaciones para abastecer a las tejerías de Ávila, y es en dichas canteras donde se pueden realizar las mejores observaciones de estas facies (S y SE de Ávila y La Serrada).

Se compone de arcosas arcillosas y arcillas arenosas. Las arcosas son de colores blanco-amarillentos y los tramos más arcillosos son pardos. En una cantera al sur de Ávila se encuentra el afloramiento de mejor exposición de éstas facies. Se observa una sucesión de uno 15 m de potencia, donde se pueden distinguir tres tramos. El inferior son arcosas con finos niveles más arcillosos. Las arenas pueden tener ocasionalmente la base erosiva canaliforme. El tramo medio, de 3 a 4 m de potencia, son arcillas limosas con algún nivel fino de arenas. El tramo superior es similar al basal. Los cuerpos de arenas, de 50 cm, pueden estar amalgamados. Se alternan con algún nivel más arcilloso. En general las secuencias presentan una base neta y granoselección positiva, comenzando con arenas medio-gruesas y terminando con limos arcillosos a techo.

La composición de las arcillas es muy similar a la observada para la unidad 19, con similares proporciones de ilita y montmorillonita y un porcentaje muy reducido de caolinita.

Es en esta unidad donde se han encontrado los únicos restos fósiles del Valle de Amblés, y que han permitido conocer la edad del depósito de estas arcosas. Así tenemos el yacimiento de Los Barros, al SE de Ávila que ha proporcionado (GARZÓN y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1978; SACRISTÁN, 1986, 1988 y JIMÉNEZ *et al.*, 1988):

Anfibios: *Pelobatidae* indet.

Reptiles: *Crocodylia*, 2 taxones  
?*Cheirogaster* sp. o ?*Ergilemys* sp.  
*Ofidia* indet.  
*Ophisaurus* sp.

Mamíferos: *Peratherium* sp.  
cf. *Saturninia*  
*Tetracus nanus*  
*Theridomys aff. aquatilis*  
*Pseudoltinomys amblesi*  
*Elfomys aff. medius*  
*Eucricetodon cf. atavus*  
*Gliravus* sp.  
*Caenotheriidae* indet. (?Oxacron)  
*Cebochoerus aff. lacustris*  
*Palaeotheridae* indet.  
*Rhinocerithidae* indet.

Estos fósiles indican una edad Oligoceno temprano, situándose la asociación en la unidad Q de la división del Oligoceno español de ÁLVAREZ *et al.* (1987). Asimismo puede correlacionarse, grosso modo, con la unidad MP 21 (Soumaillies) del Paleógeno europeo (BRUNET y VIANEY-LIAUD, 1987) y con la zona *Theridomys aff. aquatilis* de AGUSTI *et al.* (1987). Es, por el momento, el único yacimiento fosilífero de esta edad en toda la Cuenca del Duero.

Los restos fósiles citados indican un ambiente de espacios abiertos con menor proporción de ambientes boscosos, y con agua, ya sea en forma de curso fluvial o de área lacustre (SACRISTÁN, 1986).

El yacimiento de Los Barros no existe en la actualidad, ya que fue eliminado por la continuación de los trabajos de explotación en el arenero donde se encontraba.

En el curso de la elaboración de esta Hoja se han encontrado otros restos fósiles, en sedimentos equivalentes a los del yacimiento de Los Barros, en la cantera del S de Ávila comentada mas arriba, pero muy escasos y fragmentados (no superan el cm.). Se han conservado apenas para poder identificarlos como osteodermos de quelonios.

La correlación de todos estos sedimentos con los que se encuentran en la cuenca del Duero presenta dificultades, ya que no están físicamente conectados y la datación de aquellos no es precisa.

#### 2.3.1.5. Calizas micríticas y margas (23)

Se encuentran al E de Ávila y afloran en los campos de cultivo en forma de fragmentos de calizas y margas calcáreas, empastadas en arcillas margosas removidas por el arado.

Los límites del afloramiento se encuentran recubiertos por materiales cuaternarios, por lo que la posición estratigráfica es incierta, si bien puede suponerse que están relacionadas con depósitos distales de los sistemas sedimentarios paleógenos.

Los materiales que se encuentran en la parte N del afloramiento son calizas compactas de colores blancos, probablemente relacionadas con procesos edáficos de encostramiento. En lámina delgada presentan un fino laminado irregular.

Las rocas del S del afloramiento son calizas micríticas margosas de colores grisáceos, atravesadas por finas venas irregulares esparíticas. Al microscopio se han observado restos fósiles atribuibles a ostrácodos.

No hay que descartar la posibilidad de una edad Cretácico superior para estos carbonatos. La falta de un contexto estratigráfico claro no permite incluirlos con certeza en el Terciario, si bien, por los mismos motivos, la correlación con los carbonatos cretácicos de la vecina Hoja de El Espinar (BELLIDO *et al.*, 1991 c) es incierta.

#### 2.3.2. Mioceno

##### 2.3.2.1. Bloques, cantos y arcosas (24)

El extremo E del Valle de Amblés está constituido por depósitos detríticos gruesos con grandes bloques.

La mayor parte de la extensión de los afloramientos de esta unidad se encuentra semicubierta por derrubios de ladera superficiales, lo que dificulta su observación, sin embargo sí es posible apreciar su alto contenido en grandes bloques, que en algunos casos pueden superar el metro de diámetro, así como su litología.

Los bloques más gruesos se encuentran en las proximidades de Tornadizos de Ávila y en el extremo E (Guimorcondo). La naturaleza de los materiales (adamellitas porfídicas, pórfidos, cuarzo y rocas metamórficas) nos permiten deducir un área de aporte situada al S o SE. Hacia el N y el O parece disminuir el tamaño medio de los bloques y cantos.

Un pequeño afloramiento de las facies del techo de esta unidad puede observarse en una gravera abandonada, junto al ferrocarril, al SE de la estación de Guimorcondo. Aquí no aparecen los grandes bloques, sino arcosas rojizas, relativamente homométricas, con cantos dispersos y atravesadas por finas costras carbonatadas blancas subhorizontales de 0,5 a 3 cm.

Esta unidad aparece representada en otros puntos del Valle de Amblés, con un punto de observación óptimo en el cerro Barbas, junto a la localidad de Baterna, en la vecina Hoja de Vadillo de la Sierra (530).

La edad de estos sedimentos se ha estimado por correlación con otros depósitos de grandes bloques, que se extienden por ambos bordes del Sistema Central, para los que se ha deducido una edad Aragoniense (Mioceno medio). Son considerados como el registro sedimentario de importantes movimientos tectónicos alpinos y de estructuración del Sistema Central (ver p.ej.: HERNÁNDEZ-PACHECO, 1962; ARENAS *et al.*, 1991 b; BELLIDO *et al.*, 1991 c).

## 2.4. CUATERNARIO

### 2.4.1. Pleistoceno-Holoceno

#### 2.4.1.1. *Glacis* (25)

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

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

Su génesis está ligada al encajamiento de la red fluvial.

#### 2.4.1.2. *Coluviones* (26)

Son depósitos de elementos sueltos, con matriz variable, de nula a muy abundante.

La extensión y desarrollo dependen de la morfología y del ángulo de la pendiente, así como de la estructura y litología del área fuente.

La litología está directamente relacionada a la zona de aporte.

### 2.4.2. Pleistoceno

#### 2.4.2.1. *Aluvial-Coluvial* (27)

Son materiales formados por procesos mixtos de transporte gravitacional o de arroyada.

Litológicamente están relacionados con sus áreas de aporte. Son depósitos muy variados, de grueso a finos y de matriz, en general, abundante.

En las zonas más elevadas de la Hoja pueden estar asociados a depósitos ricos en materia orgánica (Navas y turberas).

#### 2.4.2.2. *Terrazas* (28)

Las terrazas representadas corresponden al río Adaja o a alguno de sus afluentes.

Son depósitos de arenas y cantos poco o nada consolidados.

### 2.4.3. Holoceno

#### 2.4.3.1. Conos aluviales (29)

Están relacionados con la salida de barrancos y son de pequeña extensión.

Se componen de arcosas y cantos con abundante matriz limosa. Su litología depende de la naturaleza de los materiales de sus respectivas áreas de recepción.

#### 2.4.3.2. Llanura de inundación (30)

Corresponden a depósitos de tamaños finos, limos, arcillas y en menor proporción arenas. Presentan ocasionalmente restos de bioturbación y niveles con precipitación de óxidos de hierro. Pueden aparecer con un ligero tono grisáceo cuando han conservado algo de materia orgánica. En general son de poca potencia.

Las arcillas son principalmente ilitas, pero tienen en pequeñas proporciones caolinita, montmorillonita y clorita. Poseen proporcionalmente más ilita y menos montmorillonita que los sedimentos terciarios del entorno.

Pueden observarse algunos cortes de estos sedimentos en las márgenes del Adaja, como por ejemplo en las proximidades de Salobral.

#### 2.4.3.3. Fondos de valle (31)

Están ligados a los cursos fluviales (estacionales o no) y constituidos por gravas y arenas de litología variada, dominando los más resistentes, como cuarzo, aplitas, enclaves tonalíticos o microdioríticos, etc., pero también hay granitos y gneises. Los detríticos más gruesos se encuentran en el cauce del río Adaja.

#### 2.4.3.4. Zonas de encharcamiento (32)

Son zonas de encharcamiento estacional, con depósitos en general de granulometrías muy finas: limos y arenas. Pueden tener un cierto contenido en materia orgánica.

#### 2.4.3.5. Depósitos antrópicos (33)

Se han representado únicamente aquellos depósitos artificiales cartografiables. Corresponden a escombreras y explanaciones urbanísticas en las proximidades de Ávila.

### 3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

En el área comprendida en la Hoja de Ávila se reconocen los efectos de los ciclos Alpino y Hercínico. El primero afecta a la mayor parte de los materiales que la ocupan y da lugar a la fracturación del basamento granítico-metamórfico en bloques. Su reflejo en la Hoja es el Valle de Amblés y los dos bloques elevados que lo limitan (Sierra de Ávila y Sierra de la Paramera). A estos bloques se adaptan mediante fallas y ocasionalmente pliegues los sedimentos mesozoicos (muy escasos) y principalmente terciarios y cuaternarios. La tectónica Alpina es la responsable del levantamiento del Sistema Central durante el Neógeno, habiendo funcionado la mayoría de las fallas que lo limitan en régimen inverso.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos y metamórficos que afectan a los materiales precámbrico-cámbricos existentes en la Hoja, así como de los eventos ígneos que dan lugar a la intrusión de la gran extensión de granitoides existentes. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores, tanto en materiales metasedimentarios como ortoderivados (ortogneises) en la Hoja. No obstante, en la vecina Hoja de El Espinar, en el Afloramiento de Ojos Albos, se observa una discordancia angular entre los metasedimentos ordovícicos e infrayacentes (Capas del Mediana), debida a los movimientos sárdicos (BELLIDO *et al.*, 1991 c). No se han observado estructuras penetrativas ligadas a estos movimientos.

#### 3.1. OROGENIA HERCÍNICA

La intensidad de los procesos metamórficos sufridos por los materiales metasedimentarios y ortogneisicos presentes en la Hoja dificulta la caracterización precisa de las diversas etapas deformativas que les afectan. No obstante en la Hoja y en regiones vecinas se han reconocido tres fases principales de deformación, dos de replegamiento suave y varias de fracturación tardihercínica.

Las primeras fases de deformación sólo afectan a las rocas metamórficas orto y paraderivadas que constituyen parte de los afloramientos de Ojos Albos y La Cañada, así como el afloramiento de la Sierra de Yemas, mientras que las rocas granitoides solo están afectadas por las últimas. Por otra parte, existen diferencias entre los materiales pertenecientes al afloramiento de Ojos Albos (Capas del Mediana) y el resto. Así el primero muestra una foliación correlacionable en general con la  $S_1$ , mientras que en los demás afloramientos la foliación principal es atribuible en la mayoría de los casos a  $S_2$ , pudiendo localmente la  $S_3$  llegar a ser la foliación principal.

La tercera fase genera estructuras de replegamiento muy apretado con esquistosidad de crenulación asociada, mientras que las fases tardías generan un replegamiento más abierto que no genera ninguna foliación de crenulación o si lo hace es muy poco penetrativa.

La fracturación tardihercínica se debe generar al final de estas etapas.

##### 3.1.1. Primera fase de deformación ( $D_1$ )

Durante el transcurso de  $D_1$  se produce en estos sectores del Sistema Central una deformación penetrativa continua que afecta a todas las rocas metamórficas existentes, en un régimen



con fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, con vergencia al E. (MACAYA *et al.*, 1991).

La primera fase de deformación desarrolla una foliación  $S_1$  muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llegan a borrarla totalmente en amplias zonas.

Únicamente en el afloramiento de Ojos Albos (Capas del Mediana) situado al E de los leucogranitos biotíticos de grano fino de Bernuy-Salineró y al N de la Falla de la Cruz de Hierro se reconoce esta foliación que es la principal, si bien localmente parece reaplastada por  $D_2$ . Es de tipo schistosity y se dispone con una dirección entre N30E y N70E, con buzamientos entre 30 y 45° al SE. Se ha observado también en los planos de  $S_1$  una lineación mineral definida por biotita que lleva una dirección entre N134E y N150E con inmersión entre 30 y 45° al SE.

No se han reconocido estructuras mayores debidas a esta fase.

Esta fase podría ser la responsable de la foliación principal en parte del afloramiento de ortogneises biotíticos glandulares existentes en el sector NE de la Hoja, en la parte N del Macizo de la Cañada, pero la intensa migmatización existente impide asegurarlo.

### 3.1.2. Segunda fase de deformación ( $D_2$ )

En áreas vecinas del Sistema Central situadas inmediatamente al E de la Hoja de Ávila, MACAYA (1983), VILLASECA (1983), MACAYA *et al.* (1991) y AZOR *et al.* (en prensa), han estudiado con detalle las características de esta etapa deformativa. Se trata de una deformación muy heterogénea de cizalla que da lugar al desarrollo de zonas de cizalla dúctil subhorizontales con fuerte milonitización, tanto de los ortogneises como de los metasedimentos a los que afecta.

El paso de la primera fase ( $D_1$ ) a ésta, parece un proceso gradual que comienza con la formación de pliegues que se irían reorientando paulatinamente hasta adquirir una posición subhorizontal, culminando con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil en algunos de los flancos inversos.

Durante este episodio se desarrollan fábricas plano-lineares, subparalelas a los contactos litológicos, principalmente en los corredores de cizalla y rocas miloníticas, con presencia de una lineación muy definida sobre el plano de foliación. Esta lineación viene definida por un fuerte estiramiento de los fenocristales de feldespato (en los ortogneises glandulares) y por la orientación de agregados biotíticos y de sillimanita.

En el área de la Hoja se aprecian estructuras relacionadas con la segunda fase en todos los afloramientos de rocas metamórficas, salvo en el situado al N de la Falla de la Cruz de Hierro (Afloramiento de Ojos Albos). Las condiciones de observación no son muy buenas debido tanto a la mala calidad de los afloramientos como al intenso metamorfismo sufrido, que llega a alcanzar condiciones de migmatización posteriormente a esta fase; con la consiguiente recristalización y desorganización de las estructuras previas.

No obstante se observan criterios que permiten interpretar que en la mayoría de los casos la foliación principal presente en estos afloramientos es debida a esta segunda fase, sin descartarse que en algún caso pueda ser una  $S_{1+2}$  y en algun otro una  $S_3$ . Así es frecuente la presencia de glándulas de feldespato en los ortogneises muy estiradas rodeadas por la Sp y cuarzos acintados, que junto a agregados de biotita y sillimanita estirados define una lineación mineral y de estiramiento sobre el plano de la Sp que varía entre N144E y N164E, desde subhorizontales a inmersiones 30-45° NO y 15 a 24° SE.

Se observan con frecuencia pliegues de muy bajo ángulo entre flancos, a menudo afectando a venas de cuarzo o cuarzos y feldespato, boudinados y con charnelas disruptadas, cuyos ejes son subparalelos a la lineación mineral. Estos pliegues están rodeados por la foliación principal que a la vez es plano axial de los mismos. Algunos de estos pliegues tienen ejes fuertemente curvados *sheath folds* como se ha observado en la Sierra de Yemas (Fig. 3.1).

Por otra parte, se ha observado al microscopio que la foliación principal en el sector SE de la Hoja rodea a granates con inclusiones de cuarzo, y desarrolla colas de presión de cuarzo.

### 3.1.3. Tercera fase de deformación ( $D_3$ )

Los datos sobre esta fase de deformación son escasos debidos en parte a la intensa recristalización metamórfica y migmatización que alcanza su clímax posteriormente a la misma.

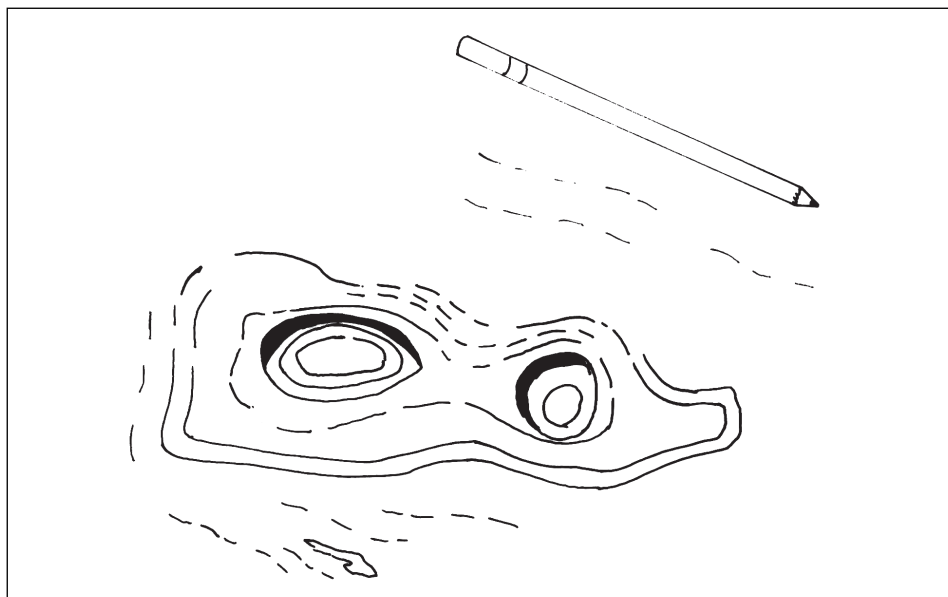


Figura 3.1. Sección de pliegues "en vaina" con ejes fuertemente curvados *sheath folds* de  $D_2$  en la Sierra de Yemas.

No obstante parece que en los afloramientos metamórficos presentes en esta Hoja aún se desarrolló una fase de replegamiento, probablemente retrovergente, de pliegues a menudo con ángulos bajos entre flancos similares a los descritos en las zonas profundas del Sistema Central al E de este sector (MACAYA, 1983; MACAYA *et al.* 1991; ALVARO *et al.* 1991; BELLIDO *et al.* 1991 c; AZOR *et al.* en prensa).

Son pliegues que afectan a  $S_2$  con ángulo entre flancos de  $30^\circ$  o menos a veces, que desarrollan una foliación de crenulación,  $S_3$  de plano axial de dirección variable, entre N170E y N-S, aunque a veces puede llevar otras direcciones debido a los replegamientos tardíos (E-O y  $20^\circ$ S. en la Sierra de Yemas). Se han medido ejes de  $D_3$  entre N170E y N-S y en algún caso N120E con una inmersión variable, desde subhorizontales a  $65^\circ$ S.

En el sector SE de la Hoja se ha observado alguna interferencia en gancho entre pliegues de  $D_3$  y pliegues anteriores ( $D_2$ ).

#### 3.1.4. Fases de replegamiento tardías ( $D_4$ y $D_5$ )

Repliegan suavemente a las estructuras anteriores, originando pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud con planos axiales subverticales.

Existen dos direcciones diferenciadas, una norteadada comprendida entre N175E y N25E, cuyos ejes varían entre subhorizontales e inmersión de  $25-30^\circ$ S, que da localmente una débil crenulación y otra que varía entre E-O y N100E con ejes subhorizontales.

A la primera de estas dos directrices (norteadada) se le ha denominado en áreas vecinas  $D_4$  y a la segunda  $D_5$ , si bien su relación en el tiempo no está clara y no se debe descartar la posibilidad de su simultaneidad e incluso un orden temporal inverso (ÁLVARO *et al.*, 1991; BELLIDO *et al.*, 1991 c).

El ángulo entre flancos de los pliegues que ambas generan suele ser igual o superior a  $90^\circ$ .

La orientación, en parte de flujo y en parte deformativa, que las adamellitas biotíticas situadas al S. del Valle de Amblés muestran de vez en cuando, claramente norteadada, comprendida principalmente entre N175E y N15E, subvertical a  $60-70^\circ$ E; podría estar relacionada con la directriz de replegamiento norteadada descrita ( $D_4$ ).

#### 3.1.5. Fracturación tardihercínica

Con posterioridad a las fases de deformación dúctil se genera una densa red de fracturación y de diques, que afecta a todos los materiales tanto ígneos como metamórficos de la Hoja en relación con las etapas tectónicas denominadas tardihercínicas. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969 a; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975) y ha sido también estudiada en diversos sectores del Sistema Central (UBANELL, 1981, a y b, 1982; VICENTE *et al.*, 1986; UBANELL y DOBLAS, 1988; DOBLAS, 1987, 1990; DOBLAS y RUBIO, 1989).

Los movimientos tectónicos del ciclo alpino reactivaron una parte importante de las fracturas tardihercínicas, lo que dificulta su interpretación dinámica. Así cuando se estudia la red de fracturación que afecta a los materiales terciarios del Valle de Amblés y a algunos diques considerados mesozoicos (lamprófidos y sienitas) se obtienen básicamente las mismas direcciones que en el zócalo cristalino hercínico. De este modo, a menudo existe la duda, ante fallas concretas que afectan a rocas metamórficas o granitoides, de si se trata o no de fallas tardihercínicas reactivadas, o de fallas alpinas.

Para resolver en parte esta duda se deben tener en cuenta fracturas que estén ligadas a procesos relacionados con el final del magmatismo hercínico, como diques de pórfidos granítico-adamellíticos, de leucogranitos de grano fino, cuarzo, etc. así como a procesos de alteración hidrotermal (episienitizaciones), o a fracturas con deformaciones dúctil-frágiles asociadas (Falla de la Cruz de Hierro).

En la cartografía se puede apreciar varios sistemas de fracturas que se pueden agrupar de la siguiente manera:

- a) Fallas E-O y ESE-ONO
- b) Falla de la Cruz de Hierro
- c) Fallas ENE-OSO
- d) Fallas NO-SE
- e) Fallas NNE-SSO

- a) Fallas E-O y ESE-ONO

En relación con estas fracturas se encuentran tres grandes haces de pórfidos, uno situado al N del Valle de Amblés pasando por la ciudad de Ávila cuyas direcciones varían entre N80E en su extremo E y N110°E en su extremo O. Al S. del Valle de Amblés se encuentran dos haces de pórfidos más, uno situado hacia el centro de la Hoja, que es el más ancho de los tres, y lleva una dirección aproximada de N100E girando a NO-SE en su extremo O, y el otro situado en el sector S de la Hoja, que pasa por los alrededores del Puerto de la Paramera. Este último lleva una dirección media N75E, y gira a E-O en su sector E y a N100E en su extremo O.

En relación con estos diques se observan fracturas con una dirección predominante entre N75 y N115E buzando en general entre 70 y 85° N, en las que se pueden observar estrías con cabeceos muy bajos, en su mayoría entre 10 y 25° O. Esto parece indicar un componente principal de desgarre en estas fracturas, probablemente con cierta componente normal. Llevan a menudo asociada intensa cataclasis y episienitización. Ocasionalmente se observan diques de cuarzo asociados.

- b) Falla de la Cruz de Hierro

Esta falla se presenta en el sector NE de la Hoja como continuación de la que con este nombre se describe en la vecina Hoja de El Espinar (BELLIDO *et al.*, 1991 c) y lleva un trazado alabeado cuya dirección varía entre N50E y N80E; con un recorrido corto, perdiéndose bajo los materiales terciarios del Valle de Amblés.

Separa dos dominios con características litológicas deformativas y principalmente metamórficas muy diferentes. Al N de la misma se encuentran materiales metasedimentarios pertenecientes al Cámbrico Inferior-Precámbrico, afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado, con biotita; mientras que al S se encuentran rocas metasedimentarias y ortogneises que alcanzan el grado alto de metamorfismo regional.

Los afloramientos de las rocas de falla en esta Hoja no permiten una buena caracterización de las mismas, no obstante en la vecina Hoja de El Espinar, BELLIDO *et al.* (1991 c) citan la presencia de filonitas asociadas y al menos dos etapas de movimiento una primera de desgarre o falla normal, seguido de un movimiento de falla inversa con el labio NO levantado sobre el SE con una dirección de transporte N136E.

En esta Hoja se han observado al microscopio deformaciones de carácter dúctil-frágil que afectan a las rocas metamórficas de alto grado existentes al S de la falla en sus proximidades.

Existe una importante zona de fractura de trazado alabeado, con desarrollo de cataclasitas intensas y episienitización, con una geometría anastomosada al S de la Ermita de Nuestra Señora de Sonsoles. Su buzamiento varía entre subvertical y 80° N y se han observado estrías con cabeceos muy bajos (15° al E). No se puede descartar una posible relación de esta zona de fractura con la Falla de la Cruz de Hierro.

#### c) Fallas ENE-OSO

Se trata de un juego de fracturas de dirección comprendida entre N52E y N74E, con buzamientos, en general, entre 60 y 80° S, y subverticales de las cuales la más representativa es la Falla del Puerto del Boquerón, en el sector Centro-Este de la Hoja. Esta falla corta y reorienta el haz central de diques de pórfido con un aparente movimiento de desgarre senestro.

Se han observado estrías con cabeceos bajos, comprendidos entre 20 y 35°, principalmente al NE y en ocasiones al SO.

El sistema de fracturas que limita por el S el afloramiento metamórfico de la Sierra de Yemas parece estar relacionado con éstas, aunque en este caso los planos buzán 50-55° al N y presentan estrías con cabeceos de 30° al NE.

Estas fallas muestran también cataclasitas y episienitas asociadas.

#### d) Fallas NO-SE

Se han observado bien representadas principalmente al N del Valle de Amblés y también en algunos puntos al S del mismo.

Se trata de fallas de pequeño salto, con planos de dirección comprendida entre N115E en los sectores situados más al E, que progresivamente van pasando a N145E al O, buzando entre 60 y 75° N en general, y ocasionalmente 40-45°N.

Presentan estrías subhorizontales o con cabeceos muy bajos (10°) al NO.

Tanto cartográficamente como a escala de afloramiento se observa un movimiento de desgarre senestro, con cierto componente normal, detectable mediante marcadores, como diques de pórfido y leucogranitos de grano fino desplazados, que es coherente con las estrías observadas.

Este grupo de fracturas desarrolla también intensas cataclasitas y episienitización, habiéndose observado al N de La Colilla, indicios de mineralizaciones de cobre asociadas.

#### e) Fallas NNE-SSO

Se trata de fracturas con direcciones N15-20E, subverticales, que a menudo están rellenas por diques de cuarzo y a veces de leucogranitos de grano fino. En su mayoría han rejugado en tiempos Eo-alpinos y alpinos por lo cual es muy difícil asegurar cuando son tardihercínicas y cuando alpinas, salvo cuando están en relación con los diques reseñados.

Parecen cortar a las demás fracturas.

No se ha podido establecer una cronología precisa entre los diferentes grupos de fracturas. No obstante las más antiguas parecen las relacionadas con los diques de pórfidos (E-O y ESE-ONO) ya que son cortadas y a veces desplazadas por todas las demás.

El conjunto de fracturas NNE-SSO parecen las más recientes, pues afectan a todas las demás.

En cuanto a la relación entre estos sistemas de fracturas y las descritas por diversos autores en otras partes del Sistema Central; el primer grupo descrito a), que está relacionado con los diques de pórfido, podría corresponderse con la etapa Malagón de fracturación tardihercínica, descrita por VICENTE *et al.*, (1986). Algunos de los demás grupos de fallas, como las ENE-OSO (c) y la Falla de la Cruz de Hierro podrían corresponderse con la etapa Hiendelaencina de VICENTE *et al.*, (1986).

Las fallas E-O y ESE-ONO y el complejo de diques de pórfido asociados encajaría para UBANELL y DOBLAS (1988) en un esquema de detachments extensionales de escala cortical con una dirección media E-O a ONO-ESE, con un buzamiento inicial de la superficie de detachment hacia el N y con un movimiento extensional hacia el N o NNE.

Las fallas NO-SE senestras podrían estar relacionadas con la familia de fallas senestrales NO-SE del “Episodio Frágil Transcurrente Tardihercínico” de DOBLAS (1990), o si lo relacionamos con las fallas dúctil-frágil NE-SO, de desgarre destrál de la vecina Hoja de Vadillo de la Sierra, podría relacionarse con alguna *transfer fault* del “Episodio Dúctil Extensional Tardihercínico” o entre ambas formarían las dos familias de cizallas generadas durante el “Episodio Dúctil Transcurrente Tardihercínico” de DOBLAS (1990).

### 3.2. TECTÓNICA ALPINA

A continuación de las etapas de deformación tardihercínicas, la región fue sometida a campos de esfuerzos, en relación con los comienzos y desarrollo del ciclo tectónico Alpino, que dieron lugar a movimientos a lo largo de fallas, así como, en determinadas áreas, a la intrusión de una red filoniana constituida por rocas de tendencia alcalina saturada. Estas fallas, a menudo representan antiguas fracturas tardihercínicas reactivadas, con distinto movimiento del que tuvieron en tiempos tardihercínicos. De este modo sólo se deben tener en cuenta como alpinas las fracturas que afecten a algún marcador alpino o posthercínico, como diques pérmicos o mesozoicos (sienitas, lamprófidos, o en la vecina Hoja de Vadillo, gabros del Dique de Plasencia-Alentejo), superficies morfoestructurales alpinas y sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios. Estas fracturas con fuerte componente vertical, a menudo inversas y con cierto componente de desgarre, dieron lugar a la ruptura del zócalo hercínico, con el levantamiento de una serie de bloques hasta cotas superiores en esta Hoja a los 1.825 m que en la actualidad es la altura máxima de la misma, y hundimiento de otros como cuencas receptoras de sedimentos terciarios o cuaternarios.

La fosa del Valle de Amblés correspondería a uno de los bloques hundidos.

En la cartografía se pueden observar varios juegos de fracturas relacionadas con este ciclo tectónico.

Un primer juego estaría constituido por fracturas de directrices NNE-SSO a NE-SO principalmente y en menor cuantía, fracturas NNO-SSE desde subverticales a buzantes 70-80° O. En relación con estas fracturas se produce la intrusión de diques de tendencia sienítica, principalmente en el sector E de la Hoja y la intrusión de diques de lamprófidos dispersos por toda la Hoja en relación con fracturas NNE-SSO. Esta última puede ser simultánea o ligeramente posterior a los diques de sienita, a los que corta al SE de San Bartolomé de Pinares. Se trata de fracturas profundas, pues se han encontrado enclaves de carácter granulítico en los lamprófidos que las rellenan al S de la Hoja (NUEZ *et al.*, 1982) y recientemente en la misma, durante su realización. Por otra parte, en la vecina Hoja de Vadillo de la Sierra se observa un dique de tendencia sienítica intruyendo al dique gabroico de Plasencia-Alentejo paralelamente al mismo, lo cual apoya su posible edad mesozoica y relación con un episodio extensional ligado posiblemente a la apertura del Atlántico. En cualquier caso estas fracturas y sus diques asociados, no afectan a los materiales paleógenos del Valle de Amblés, así que deben ser pre-paleógenas.

Posteriormente a estas fracturas se generan otros dos juegos de fracturas que afectan al contacto entre el zócalo granítico-metamórfico y los materiales terciarios del Valle de Amblés.

Un primer juego lleva una dirección comprendida entre ONO-ESE y E-O y está constituido por fallas inversas de alto ángulo que buzan entre 55 y 80° al N (predominando los valores entre 70 y 80° N). Definen el borde N del Valle de Amblés levantando los materiales granítico-metamórficos del zócalo sobre los terciarios y levantando escalonadamente hacia el N la superficie de alteración cretácica que afecta a los granitoides de los alrededores de Ávila. Pueden tener un pequeño componente de desgarre dextral, como se observa cuando afectan al dique de sienita de San Bartolomé de Pinares.

El otro juego de fracturas que afectan a los materiales terciarios del Valle de Amblés lleva una dirección NNE-SSO. Son inversas de alto ángulo (desde subverticales a 70-80° O) con cierta componente de desgarre senestro. Al igual que las anteriores parecen haber rejugado fracturas tardihercínicas de directrices similares e incluso en este caso fracturas eo-alpinas anteriores, pues brechifican a veces a lamprófidos y sienitas.

Estos últimos dos conjuntos de fracturas son los que dan lugar, básicamente, a la forma escalonada del Valle de Amblés. Sin embargo no parece que las fracturas NNE-SSO desplacen a las anteriores, pues no se continúan en ambos bordes de la cuenca. Debido a esto no se puede descartar que se hayan generado a la vez.

La edad de estos últimos sistemas de fallas es difícil de precisar, sin embargo al afectar a materiales de, al menos, el Oligoceno temprano y por criterios regionales de ambas mesetas, puede suponerse que sus momentos principales de actividad sean Oligoceno superior-Mioceno medio (Aragoniense).

No hay que descartar que alguna de estas fracturas tenga movimientos más tardíos (neotectónicos). Así el curso del río Adaja y el análisis de las superficies ligadas a sus márgenes sugieren la posibilidad de una migración del río hacia el sur, desde un curso paralelo al actual (OSO-ENE) situado unos 2 Km. al Norte. De haber tenido lugar la migración hacia el Sur estaría ligada a procesos tectónicos antes que a cambios climáticos o del nivel de base.

### 3.3. NEOTECTÓNICA

En esta Hoja existen numerosas fracturas (sendas familias con direcciones N-S a NNE-SSO y ENE-OSO a E-O), que presentan una fuerte expresión morfológica resultante de una actividad alpina incuestionable.

La posible actividad en la época neotectónica de las mismas fracturas es, sin embargo, un tema controvertido, dada la escasez de recubrimientos y la práctica ausencia de dataciones paleontológicas.

Por ello, en el informe complementario correspondiente, se han considerado como accidentes con posible actividad en época neotectónica aquellas fallas alpinas con mayor importancia en función de su longitud, saltos en la vertical y su situación en relación con el borde de la fosa del Valle de Amblés.

Por otro lado hay que añadir otro rasgo, con posibles implicaciones neotectónicas, correspondientes a la migración paulatina del río Adaja hacia el sur de la fosa del Valle de Amblés, la cual podría interpretarse como el resultado de un basculamiento en el mismo sentido, durante el Neógeno terminal y el Cuaternario.



## 4. GEOMORFOLOGÍA

### 4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La hoja geológica de Ávila comprende el extremo oriental del Valle de Amblés, así como las elevaciones montañosas que rodean dicha depresión. El río Adaja y sus afluentes drenan la mayor parte de la misma, con excepción del ángulo suroriental, donde el río Gaznata vierte sus aguas a la cuenca del Tajo.

Orográficamente la Hoja muestra un relieve bastante compartimentado y escalonado, que alcanza su máxima elevación (1.838 m) en el extremo suroriental de la Hoja (Sierra de la Paramera), la cual viene a coincidir con la divisoria de aguas entre las cuencas hidrográficas del Duero y del Tajo. Dicha divisoria desciende hacia el NE, alcanzando su punto más bajo en el Puerto del Boquerón (1.304 m).

#### 4.1.1. Análisis geomorfológico

##### 4.1.1.1. Estudio morfoestructural

Con excepción de la fosa tectónica del Valle de Amblés, ocupada por sedimentos terciarios y cuaternarios, la mayor parte de la Hoja está constituida por un zócalo de granitos y rocas metamórficas, en la cual destacan claramente la presencia de numerosas mesetas correspondientes a los restos de una superficie de erosión degradada y parcialmente desmantelada por la incisión de la red fluvial.

Dicha superficie, que será analizada en el apartado siguiente, condiciona fuertemente la morfología del área y además sirve como referencia para investigar el control estructural del relieve, dado que aparece fuertemente compartimentada, basculada y desnivelada en diversos bloques delimitados por fracturas. El control de las cotas de la superficie en los bloques principales ha permitido elaborar el esquema morfoestructural que acompaña al mapa geomorfológico. En él se definen cinco dominios o bloques principales:

- Fosa del Valle de Amblés.
- Bloques inferiores cuya posición posibilitó el retrabajamiento de la superficie fundamental durante tiempos recientes.
- Áreas o bloques escalonados (relieve en graderío).
- Bloques elevados (Paramera).
- Relieve residual en relación con la superficie fundamental de la Paramera.

Las fracturas que delimitan estos dominios y los bloques menores comprendidos en su interior, pueden agruparse en dos familias principales:

- N-S a NNE-SSO
- ENE-OSO a E-O

Todas ellas presentan una marcada expresión morfológica, especialmente las de la segunda familia, a las cuales corresponderán las fallas inversas que delimitan los bordes Norte y Sur del Valle de Amblés, así como algunos sectores de la Paramera (borde Sur de la Sierra de las Yemas).

Las fallas con dirección submeridiana parecen presentar una componente direccional predominante, conectando a las anteriores (Valle de Amblés, zona situada al Oeste de Herradón, etc.).

En los casos en los que no se han podido observar los planos de falla, las fracturas correspondientes se han representado sin tipificación, o indicando el bloque hundido, deducido de las cotas de la superficie de erosión existente en cada bloque de falla.

Sobre esta superficie también se han representado los símbolos de basculamiento ligados a los movimientos que la compartimentaron.

En algunos casos se han considerado como anomalías geomorfológicas lineales diversos valles rectilíneos, en torno a los cuales no se observan desniveles en la superficie de erosión, y que por tanto podrían corresponder a fracturas sin desplazamiento alpino, o bien a diaclasas regionales o de gran longitud, tal podría ser el caso del valle donde se sitúa la localidad de Herradón.

Aún cabe mencionar un último control estructural sobre el relieve del zócalo: los resaltes debidos a diques, los cuales son muy numerosos en el conjunto de la Hoja, pero especialmente en su borde septentrional y en el sector Centro Oriental. En todos los casos presentan una dirección aproximada E-O, destacando tanto en la superficie de erosión como en los valles encajados en la misma.

En relación con los sedimentos del Valle de Amblés, se han diferenciado diversas superficies estructurales, en algunos casos degradadas, sobre algunas capas arcóscicas más compactas que el resto y siempre con suave buzamiento.

## 4.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Tras las formas estructurales analizadas en el apartado anterior, se analizan a continuación las formas poligénicas, fluviales, de ladera, periglaciares, lacustres y antrópicas.

### 4.2.1. Formas Poligénicas

#### 4.2.1.1. Superficies de erosión

Constituyen el rasgo morfológico más destacable del Sistema Central y también del resto del Macizo Hespérico, que ha dado lugar a una abundante bibliografía, la cual, no obstante, evidencia una falta de acuerdo general en relación no sólo con las edades asignadas, (no existe ninguna datación precisa) sino también con el número de superficies diferenciadas.

Las primeras investigaciones sobre este tema establecieron dos modelos antagónicos. Inicialmente el de SCHWENZNER (1937), postulaba la existencia de un nivel de cumbres y de

tres superficies escalonadas y encajadas por debajo de él, las cuales se habrían generado desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario.

Por otro lado, BIROT y SOLE SABARIS (1954) postulaban 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), GUTIÉRREZ ELORZA Y RODRÍGUEZ VIDAL (1978), GARZÓN HEYDT (1980), GARZÓN, PEDRAZA y UBANELL (1982), PEDRAZA (1989) y CENTERO CARRILLO (1984), entre otros, han llevado a cabo diversos estudios relativos a los modelos climáticos, alteraciones y formas menores, que han debido operar o están presentes en relación con dicha superficie. Por otro lado, la mayor parte de estos autores han tratado de conciliar los dos modelos anteriores, aunque, en lo esencial, han seguido manteniendo, con algunas modificaciones, las ideas de SCHWENZNER (modelo de superficies escalonadas).

No obstante los trabajos de VÁZQUEZ (1986) y MORENO (1990) coinciden con el modelo de BIROT y SOLE (*op. cit.*), al presentar sendas cartografías en las que aparece una única superficie desnivelada por fracturas, junto con otra de glacialización encajada en la anterior y sobre la cual no observaron accidentes con actividad posterior a la misma.

La Hoja de Ávila limita al Sur con el trabajo de VÁZQUEZ (*op. cit.*) y, al igual que este autor, sólo se ha podido identificar en ella una única superficie de erosión (superficie fundamental de BIROT y SOLE *op. cit.*) desnivelada por diversas fracturas, de forma que lo que algunos autores citados anteriormente, consideran como superficie de la Paramera, hombreras intermedias y superficie inferior o de *pediment*, corresponderían a un único nivel, bien conservado en el caso de la Paramera y peor definido en los sectores restantes.

Tal como ya se ha esbozado en el apartado anterior, hay que hacer la salvedad de que en los sectores próximos a los cauces principales (río Águeda en su salida del Valle de Amblés y Arroyos Cardiel y de las Navas), así como en los bordes de la cuenca de Amblés, la misma superficie situada a cotas más bajas, ha experimentado un retrabajamiento coetáneo a las etapas iniciales del vaciado de dicha cuenca.

En el borde Sur del Valle de Amblés, dichos aplanamientos sobre el zócalo presentan una pequeña extensión y no son representables, aunque se prolongan sobre los sedimentos de la cuenca, donde se han identificado como glaciares erosivos.

Sobre la superficie de erosión más antigua, aparecen diversos relieves residuales, tipo *inselberg*, algunos con cima plana, siendo más numerosos en el sector correspondiente a la Paramera.

#### 4.2.1.2. Otras formas poligénicas

Se han diferenciado diversos glaciares erosivos desarrollados al pie de los escarpes de falla exhumados del borde del Valle de Amblés. Tal como se ha mencionado más arriba, llegan a enlazar con pequeños aplanamientos rocosos, al Sur de Aldea del Rey Niño, y aparecen claramente encajados en relación a las superficies fundamentales en los demás casos. En su extremo más bajo enlazan con el único nivel de terrazas del río Águeda.

Los glaciares de cobertera presentan la misma posición, presentando una gran extensión en el lado septentrional del Valle de Amblés.

Los depósitos de origen aluvial-coluvial ocupan numerosas vallonadas y zonas húmedas (navas) situadas en la superficie de erosión, tratándose en la mayor parte de los casos de un lehm granítico con escaso transporte, fluvial o gravitacional.

En relación con las alteraciones sobre el zócalo, se ha diferenciado un lehm bastante extenso y diversas silicificaciones puntuales, situadas en el borde Norte de la Hoja.

El lehm aparece muy desarrollado en los bloques hundidos y situados principalmente junto a la fosa del Valle de Amblés, aunque también aparece en otras zonas hundidas tectónicamente (sector de Mironcillo-Riofrío y Sur de Herradón y Santa Cruz de Pinares).

En todos los casos los perfiles de alteración muestran niveles más profundos de roca parcialmente alterada (regolito).

Las silicificaciones mencionadas ya fueron estudiadas por UBANELL *et al.* (1978), los cuales las atribuyeron a procesos hidrotermales ligados a fracturas posteriores a la orogénica hercínica. Sin embargo, su génesis también podría ser edáfica o sedimentaria, y ser análoga y correlacionable con los sedimentos y alteraciones siderolíticas estudiadas y descritas por MARTÍN SERRANO (1988) y MOLINA *et al.* (1989) en otros sectores del Hercínico (Salamanca y Zamora).

#### 4.2.2. Formas fluviales

Se han considerado como fondos de valle los acarreos de origen fluvial que, con morfología planar, cubren el fondo de algunas vaguadas y del lecho menor encajado en la llanura de inundación del río Adaja. Esta última se sitúa a 2 ó 3 m sobre el anterior, prolongándose también aguas arriba y a lo largo del río Fortes y del arroyo de Gemional. Al Sur de Ávila, y en el lugar de la confluencia del río Chico con el Adaja la misma llanura alcanza una extensión próxima a los 3 Km<sup>2</sup>, detectándose sobre la misma regueros de arroyada cambiante.

En el margen izquierdo del río Adaja y cerca de Ávila, se han diferenciado unos depósitos de arroyada extensa que vienen a ser una prolongación de la llanura de inundación, aunque con una morfología algo irregular.

En relación con los ríos Adaja y Chico existe un único nivel de terrazas situado entre 5 y 7 m sobre el cauce actual. Al mismo nivel se sitúa una terraza erosiva sobre materiales Terciarios, al Sur de la confluencia de los mismos ríos.

En el lecho menor del río Adaja se produce una erosión lateral activa que condiciona la migración lateral del mismo proceso con el cual se han llegado a producir algunos meandros abandonados de pequeño tamaño.

En el dominio correspondiente al zócalo rocoso las formas fluviales quedan reducidas a diversos fondos de valle, que en los casos en los que están ausentes, se ha representado en

su lugar la línea de *talwegs* o de incisión lineal, a lo largo de las cuales se han identificado algunos escalones o rápidos motivados por la existencia en el sustrato de alguna litología más resistente o alguna zona de falla.

Las divisiones de aguas en las cumbres de los interfluvios permiten visualizar el grado de incisión de la red hidrográfica y, por tanto, el carácter más o menos accidentado del relieve. Dicha incisión alcanza su máximo desarrollo en el ángulo SO de la zona de estudio.

#### 4.2.3. Formas de ladera

En relación con los valles principales existen numerosos coluviones en laderas regularizadas situadas al pie de las laderas, y enlazando con diversas formas fluviales o poligénicas (fondos de valle y llanura de inundación, glacia, etc.).

#### 4.2.4. Formas periglaciares

Como una variante de lo anterior, se puede diferenciar diversas laderas en las que el recubrimiento coluvial presenta una topografía irregular, debida a procesos de reptación. En algunos casos (ángulo SO de la Hoja) llegan a perfilarse pequeños lóbulos de solifluxión con un tamaño no representable en la cartografía. La mayor parte de estos procesos se sitúan en laderas de umbría y a una altura que permite pensar en una acción periglaciaria todavía activa.

#### 4.2.5. Formas lacustres

En el Valle de Amblés, al Norte del río Águeda, existen diversas lagunas o charcas estacionales, así como zonas con tendencia al encharcamiento y drenaje poco definido. Estas últimas jalonan el nivel de terrazas y podrían interpretarse como un antiguo cauce del mismo río.

#### 4.2.6. Formas antrópicas

Existen diversas canteras abiertas sobre los materiales graníticos, así como algunas excavaciones en los sedimentos de la cuenca, donde se explotan los niveles arcillosos para la fabricación de materiales de construcción.

En relación con las zonas de encharcamiento antes mencionadas, se han realizado diversas acequias que vienen a coincidir con líneas de incisión lineal incipiente pero de origen natural.

### 4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se tratarán sucesivamente las alteritas y los sedimentos ya analizados bajo un punto de vista geomorfológico en los apartados anteriores.

#### 4.3.1. Alteritas

El *lehm* granítico aparece bastante desarrollado en los bloques del zócalo tectónicamente hundidos, en relación a la Paramera y en especial, en los bordes del Valle de Amblés, así como en los ángulos SO y SE de la Hoja. Dicha formación llega a alcanzar varias decenas de metros de espesor y en algunos casos se la ha visto cabalgada por las rocas inalteradas de los bloques elevados tectónicamente (al Sur de Aldea del Rey Niño, en Colilla y al Este de Herradón).

Por ello, la edad de la misma es por lo menos anterior a la de dichos movimientos, si bien su elaboración ha debido prolongarse hasta la actualidad.

Las silicificaciones son alteraciones muy locales y epidérmicas preservadas de la erosión en bloques hundidos situados junto a las fracturas que jalonan el borde Norte del Valle de Amblés, lo cual corresponde a una situación análoga a la descrita para algunos límites del *lehm* granítico.

#### 4.3.2. Sedimentos

Las formaciones superficiales poligénicas: glaciares y depósitos aluviales-coluviales, se sitúan respectivamente en la cuenca terciaria y en el zócalo. Los glaciares corresponden a una cobertera limo arenosa con cantos dispersos de origen principalmente filoniano, cuyo espesor no supera los 3 m. Los segundos corresponden principalmente a las vaguadas y zonas húmedas (navas) situadas en el zócalo, cuya composición oscila entre la de un *lehm* removilizado, de composición limo-arenosa y la de materiales limo-arcillosos con cantos metamórficos dispersos.

El nivel de terrazas de los ríos Águeda y Chico presentan una composición limo-arenosa con escasos lentejones de gravas y un espesor inferior a los 2 m.

Los coluviones y laderas con reptación generalizada presentan una litología variable (limo-arcillosa con abundantes fragmentos rocosos) y espesores que oscilan entre menos de 1 m y 5 a 6 m en las zonas más bajas de los mismos.

### 4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Su descripción y análisis pueden abordarse desde los tiempos finimesozoicos en los que el Sistema Central todavía no se habría elevado, existiendo una única superficie de erosión (superficie fundamental) con un importante perfil de alteración. El desmantelamiento progresivo y profundización simultánea de dicho perfil, habrían acentuado su carácter de superficie grabada, sobre la cual ya podrían destacar algunos relieves residuales condicionados por la litología y la estructura (MARTÍN-SERRANO, 1988).

Dentro de la Hoja, dichos relieves residuales podrían corresponder a la Sierra de la Paramera, y a los distintos *inselbergs* existentes sobre la superficie fundamental.

Durante la tectónica alpina y especialmente durante las fases Castellana y Neocastellana (en el sentido de AGUIRRE *et al.* 1977), se generó el relieve principal del Sistema Central, que adquirió

una morfología de relieve escalonado como resultado de la compartimentación y movimientos en la vertical de la superficie fundamental, la cual, en los bloques elevados, experimentó un desmantelamiento de sus alteritas y regolitos, que fueron a cubrir, como sedimentos principalmente arcósicos, los bloques más deprimidos. El resultado fue la exhumación de la superficie grabada que ha perdurado hasta la actualidad en los bloques más elevados, en los cuales por su propia posición topográfica, los procesos de alteración, erosión fluvial, generalizada, etc. han sido poco importantes o muy localizados a lo largo de las líneas de incisión fluvial y glaciar.

En los bloques que alcanzaron una altura intermedia, de forma que en ellos la superficie fundamental llegó a enlazar o incluso fue cubierta por sedimentos, dicha superficie pudo seguir elaborándose acentuándose su carácter de superficie grabada (PEDRAZA, 1989). Tal sería el caso de las zonas de *lehm* situadas en bloques hundidos pero a cotas superiores a las del Valle de Amblés.

La incisión fluvial posterior y más activa, durante el Plio-cuaternario, ha vaciado parte del relleno de la cuenca del Valle de Amblés, así como del *lehm* y regolito ya mencionados. No obstante, este proceso no parece haber alcanzado el mismo desarrollo que en las cuencas principales (Duero y Tajo), situadas al Norte y al Sur del área de estudio, dado que el valle mencionado presenta una morfología muy plana y con suaves pendientes tipo glacis y un sólo nivel de terraza, que hace pensar en un efecto de barrera o umbral litológico del zócalo que atraviesa el río Águeda en su salida hacia la cuenca del Duero.

Por otro lado, el Valle de Amblés presenta una clara asimetría, y una posible migración lateral hacia el Sur del río Águeda, lo cual podría tener algunas implicaciones neotectónicas que serán tratadas en el capítulo correspondiente.

#### 4.5. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS

En la actualidad la mayor actividad se produce en relación con la incisión fluvial y algunos procesos de vertiente. La primera se localiza principalmente a lo largo de los ríos Águeda y Guznata. La segunda actúa en los recubrimientos de ladera conectadas con los cauces principales encajados en las zonas de mayor relieve.

## 5. PETROLOGÍA

### 5.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS

Son rocas cuarzo-feldespáticas con textura gneísica, en ocasiones glandulares, que aparecen intercaladas en la serie metasedimentaria existente en los afloramientos metamórficos de la Cañada (E de la Hoja) y la Sierra de Yemas (Centro-Oeste).

Se les interpretan actualmente como rocas ígneas de carácter probablemente granitoide, que han perdido parte de sus características originales debido a la intensa deformación y metamorfismo que sufrieron en tiempos hercínicos.

Los dos grupos en que se han separado estas rocas se diferencian por su composición y caracteres texturales, y probablemente también por su edad relativa, aunque la deformación y metamorfismo sufrido por las mismas impide determinar las relaciones de intrusión con claridad, ya que buena parte de estas rocas se sitúan en potentes bandas de cizalla dúctiles posteriormente recrystalizadas.

Se describen en orden de antigüedad decreciente más probable.

#### 5.1.1. Ortogneises biotíticos glandulares y bandeados (7)

Se encuentran en ambos afloramientos metamórficos (La Cañada y La Sierra de Yemas), si bien los más típicamente glandulares se observan sólo en la esquina NE de la Hoja (afloramiento de La Cañada). Dan lugar a relieves positivos, suaves, con morfología en bloques y bolos, en cierto modo similar a la de los granitoides vecinos.

Se sitúan al S de la Falla de la Cruz de Hierro, o sea en el bloque levantado de la misma.

Se trata de rocas cuarzofeldespáticas predominantemente biotíticas en algunos lugares con textura claramente glandular *augen*, y en otras bandeada con glándulas de feldespato dispersas. Las facies más claramente glandulares presentan abundantes megacrístales de feldespato potásico cuyo tamaño varía en general entre 2 y 5 cm, aunque ocasionalmente se pueden observar megacrístales de mayor tamaño (hasta 12 cm.). Suelen presentar una forma elipsoidal, aunque algunos son idiomorfos. La matriz es de grano medio y está constituida principalmente por cuarzo, feldespatos y biotita.

La facies más bandeada se diferencia fundamentalmente por su menor contenido en glándulas de feldespato, que son esporádicas y de menor tamaño, variando éste sobre todo entre 1 y 2 cm, aunque pueden alcanzar los 4 cm ocasionalmente.

La foliación visible es en general de segunda fase hercínica y está definida fundamentalmente por biotita y en algunos casos sillimanita. En el N del afloramiento de la Cañada (NE de la Hoja) su deformación parece menor, pudiendo ser la foliación de primera fase hercínica (D<sub>1</sub>).

Estos materiales han sufrido un metamorfismo de alto grado posterior a las fases principales de deformación que da lugar a una migmatización con recrystalización intensa y generación de movilizados cuarzo-feldespáticos y desaparición local de la foliación principal.



Composicionalmente son gneises granitoides constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y ocasionalmente moscovita y cordierita. En proporciones accesorias se encuentran minerales opacos, apatito, circón y sillimanita. La cordierita a menudo es accesorio, así como ocasionalmente turmalina tardía.

La sillimanita en cristallitos prismáticos aislados aparece en ocasiones blindada en cristales de plagioclasa así como en feldespato potásico y en moscovita.

La cordierita suele estar en relación con agregados de biotita y a menudo pinnitizada.

Los feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) suelen incluir gotas de cuarzo y a veces biotita. Ocasionalmente se observa algún intercrecimiento mirmequítico de plagioclasa y cuarzo.

Las biotitas a menudo incluyen circones con halo pleocroico.

#### 5.1.2. Ortogneises leucocráticos metagraníticos y pegmatitas foliadas (8)

En este epígrafe se agrupan ortogneises cuarzofeldespáticos de tonos claros pobres en biotita, de grano fino a medio que ocasionalmente pueden tener glándulas de feldespato menores de 2 cm dispersas y en ocasiones presentan facies de grano fino metaaplitoides. Así mismo se han incluido en este epígrafe a unas pegmatitas moscovíticas de tonos claros foliadas que localmente parecen relacionadas con estos cuerpos de ortogneises leucocráticos.

Estos materiales aparecen intercalados en la serie metasedimentaria de alto grado metamórfico con ortogneises biotíticos bandeados y glandulares de los afloramientos de la Cañada (E de la Hoja) y la Sierra de Yemas (Centro-Oeste). Están en contacto tanto con metasedimentos como con ortogneises biotíticos. Se trata de cuerpos tabulares o boudines paralelos a la foliación principal y con una deformación concordante con la de los ortogneises biotíticos y metasedimentos circundantes. En la Sierra de Yemas se ha cartografiado un macizo de gran tamaño de estos materiales.

Presentan una foliación principal de segunda fase hercínica ( $D_2$ ) posteriormente replegada y recrystalizada, llegando a borrarse parcialmente debido a un evento metamórfico tardío de bajas presiones y alta temperatura que da lugar a la migmatización de estas rocas. En el campo se pueden observar granates milimétricos y cordierita alterada a agregados micáceos.

Presentan una textura granoblástica con una foliación recrystalizada relictas definida fundamentalmente por sillimanita, a veces parcialmente transformada o blindada en moscovita.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con proporciones menores de biotita, moscovita (a veces muy abundante) y en ocasiones sillimanita, así como cordierita como minerales principales.

Como minerales accesorios además de minerales opacos, apatito y circón, presentan a menudo cordierita, sillimanita y andalucita (esta última de contacto). Se ha observado también en ocasiones corindón accesorio en relación con sillimanita prismática.

El feldespato potásico es a menudo pertítico e incluye a veces gotas de cuarzo, así como biotita y sillimanita.

La plagioclasa incluye también gotas de cuarzo y en ocasiones presenta texturas mirmequíticas con el mismo.

Localmente se observan moscovitizaciones y turmalinizaciones tardías.

En el afloramiento de la Sierra de Yemas, en la carretera que sube a la localidad de Cabañas se observan unos ortogneises leucocráticos migmatizados que no presentan biotita, en los cuales la foliación está definida por haces orientados de sillimanita (fibrosa y prismática) que rodean a los feldespatos, en relación con los cuales se observa frecuente espinela verde. En estas rocas se observa también como accesorio frecuente un anfíbol con pleocroismo de marrón claro a verde azulado y clinozoisita/epidota. Rocas similares a éstas se han citado en el afloramiento de El Caloco en la vecina Hoja de El Espinar por BELLIDO *et al.* (1991 c).

Las pegmatitas foliadas se observan en ocasiones en relación con estos tipos de ortogneises y están constituidas por cuarzo, feldespato, moscovita y turmalina. La foliación que les afecta parece ser también de segunda fase hercínica.

En zonas próximas a la Falla de la Cruz de Hierro, se observa una foliación frágil definida por bandas cataclásticas con fuerte reducción de tamaño de grano de todos los minerales presentes.

## 5.2. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

En la Hoja de Ávila aparecen varios tipos de rocas granitoides pertenecientes a los distintos tipos de facies que se han venido distinguiendo en las áreas de Gredos y Batolito de Ávila (sector occidental del Sistema Central Español) (UBANELL, 1977; FRANCO, 1980; GARCÍA DE FIGUEROA *et al.*, 1980; BEA, 1985; BEA y MORENO-VENTAS, 1985 a y b).

Teniendo en cuenta fundamentalmente sus relaciones de contacto y grado de deformación se describen en orden de edad decreciente.

### 5.2.1. Tonalitas y cuarzodioritas (9)

Los únicos afloramientos de este tipo de rocas cartografiables se localizan en el sector Centro-Sur de la Hoja, al SE de la Sierra de Yemas. Se trata de dos pequeños afloramientos, el mayor de los cuales no alcanza 0,5 Km<sup>2</sup>; con características de megaenclaves en la adamellita regional encajante.

Por sus características son asimilables al grupo C (cuarzodioritas, tonalitas y cuarzomonzodioritas) de la Serie Appinítica de GARCÍA DE FIGUEROA *et al.* (1980).

En campo son rocas de grano fino, a veces con tendencia microporfídica, de tonos oscuros, con plagioclasa, biotita y anfíbol principalmente. Ocasionalmente presentan fenocristales milimétricos de estos minerales, sobre todo de plagioclasa.

Estos últimos suelen variar entre 0,3 a 0,7 cm., pudiendo alcanzar esporádicamente 2 cm y a menudo presentan una fina corona de biotita. En el campo se observa como la adamellita porfídica regional intruye a estas rocas. En el área circundante a estos dos pequeños macizos cartografiados son muy abundantes los enclaves de composición similar en la adamellita porfídica regional, con tamaños variables, de hasta 1 m.

Su mineralogía principal está constituida por plagioclasa, anfíbol verde, biotita y en menor proporción feldespato potásico y cuarzo.

En proporciones accesorias presentan minerales opacos, apatito, esfena y circón.

Su composición varía fundamentalmente entre términos cuarzodioríticos y tonalíticos, pudiendo observarse también términos cuarzomonzodioríticos.

Al microscopio presentan una textura subofítica a ofítica en la cual cristales grandes de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa engloban a pequeños cristales rectangulares de plagioclasa, anfíbol y biotita.

Se observan algunos fenocristales de plagioclasa equidimensionales, a veces zonados, de mayor tamaño.

El feldespato potásico presenta a menudo macla de microclina, e incluye a veces gotas de cuarzo.

El anfíbol es una hornblenda verde.

La biotita incluye minerales opacos y ocasionalmente es idiomorfa.

#### 5.2.2. Adamellitas de grano medio-grueso biotíticas (10), con facies con anfíbol y allanita (11) y facies porfídicas (12)

Estas rocas son las más ampliamente extendidas en el área ocupada por la Hoja de Ávila, dando en general áreas con una morfología en "berrocal".

Se han separado en la cartografía tres facies: una adamellita biotítica de grano medio-grueso porfídica, una facies no porfídica pero con megacristales de feldespato dispersos, localmente muy abundantes y una facies de adamellitas biotíticas algo más oscuras de grano medio en general con muy escasos megacristales dispersos y frecuentes cristales de anfíbol y allanita visibles a simple vista.

Las facies porfídicas y no porfídicas sin allanita y anfíbol o en proporciones muy accesorias (10 y 12) se encuentran en su totalidad al S del Valle de Amblés, mientras que la facies con frecuente allanita y anfíbol (11) se encuentra en su mayoría al N del mismo y en dos pequeñas áreas al S (alrededores de la Ermita de Ntra. Sra. de Sonsoles, alrededores de Sotalvo).

La facies más extendida de todas las representadas es la facies porfídica, que parece rodear a una facies no porfídica o con megacristales dispersos a veces muy abundantes que se sitúa en la parte S de la Hoja.

A continuación describiremos las características comunes de estas facies.

Se trata de adamellitas de grano medio-grueso, con predominio del grano medio, sobre todo en la facies con anfíbol y allanita. Los megacrístales tanto en las porfídicas como en las otras son de feldespato potásico con tamaños comprendidos principalmente entre 1 y 8 cm, aunque lo más frecuente es que estén comprendidos entre 2 y 5 cm. En general suelen ser de idiomorfos a subidiomorfos, aunque ocasionalmente pueden ser xenomorfos. En su mayoría son rectangulares cortos a equidimensionales y con frecuencia poco contrastados con la mesostasia. Ocasionalmente se observan texturas en *Frasl* y coronas biotíticas en los bordes.

Asociados a estas adamellitas existen pequeños macizos de leucogranitos de grano fino, el mayor de los cuales está situado en los alrededores de Bernuy-Salineró, de carácter intrusivo, que serán estudiados en los capítulos correspondientes.

La biotita se suele presentar bien individualizada en general, observándose con frecuencia plaquitas idiomorfas de 2 a 3 mm que ocasionalmente pueden alcanzar los 5 mm. Ocasionalmente se observan agregados de biotita de 0,5 a 1 cm.

Es frecuente la presencia de cuarzos globulares de 5 a 7 mm que raramente alcanzan 1 cm. Muy ocasionalmente se ha observado anfíbol a simple vista.

Sobre el terreno, localmente y con más frecuencia en sectores próximos a los materiales metamórficos a los que estos granitoides intruyen, se observan orientaciones de megacrístales en parte de flujo y en parte deformativas poco intensas, en general norteadas variando entre N175E y N15E. Localmente, al S de Aldea del Rey Niño (N de la Sierra de Yemas) se ha observado una foliación que varía en torno a una dirección N140E, buzando 70° E.

Estas orientaciones pueden estar asociadas con las fases tardías de deformación hercínica en el Sistema Central (D<sub>4</sub>).

Ocasionalmente se presentan bolsadas y vénulas pegmatíticas de dimensiones desde decimétricas hasta de 1 a 2 m, así como cavidades miarolíticas centimétricas. Estas bolsadas son más frecuentes en la facies con anfíbol y allanita. En ellas se observa a menudo intercrecimientos gráficos. Están constituidas por feldespato potásico y cuarzo principalmente y más raramente biotita y a veces turmalina. No contienen moscovita.

Estas rocas suelen presentar enclaves de diversos tipos, en proporción variable. Los más frecuentes son enclaves microgranulares oscuros ricos en biotita, con tamaños que oscilan en general entre 3 y 15 cm, aunque localmente pueden llegar a alcanzar 1 m. A menudo son de grano fino microporfídicos con fenocrístales de feldespato de 4 a 6 mm en general, aunque puede alcanzar 2 a 3 cm, cuarzo de 4 a 6 mm y biotita de 2 a 3 mm.

Otro tipo de enclaves muy frecuentes son de grano fino, microgranudos, de tonos grises de carácter tonalítico, constituidos por plagioclasa y biotita principalmente. Su tamaño varía en general de 1 a 4 cm, pudiendo alcanzar 6 cm. Sus bordes a veces están mal definidos.

Otro tipo de enclaves mucho más escasos son los enclaves surmicáceos de 1,5 a 2 cm y enclaves de rocas metamórficas. Estos últimos abundan más en las proximidades de los contactos con los macizos metamórficos a los que intruyen estos granitoides. Alcanzan tamaños desde 1,5 a 5 cm, habiéndose observado, esquistos, paragneises, metaareniscas y cuarcitas anfibólicas.

Son frecuentes también en estas adamellitas, pequeños diques de centimétricos a decimétricos de leucogranitos de grano fino con biotita o dos micas y aplitas y pegmatitas con direcciones variables sobre todo en la proximidad de cuerpos de leucogranitos de grano fino, aunque predominan las direcciones entre N80 y 100E, ocasionalmente, pueden presentar cavidades micromiaróliticas, sin moscovita como sucede en las proximidades de la Ermita de Ntra. Sra. de Sonsoles.

La facies con anfíbol y allanita presenta como diferencias fundamentales la existencia de estos minerales, que aunque están en proporciones accesorias se observan en el campo fácilmente a simple vista. El primero se presenta como cristales individuales o agregados alcanzando frecuentemente tamaños de 6 mm y excepcionalmente de 1 a 1,5 cm.

La allanita se observa como cristales prismáticos idiomorfos negros con bordes alterados marrones y tamaños de 5 a 8 mm de longitud por 1-2 mm de sección. La biotita es algo más abundante que en las otras facies, confiriendo a ésta tonos grises más oscuros. Los enclaves metamórficos son escasísimos.

Petrográficamente son granitoides de textura heterogranular de grano medio a grueso. Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios se observan principalmente minerales opacos, circón y apatito y más raramente esfena, anfíbol y allanita. Estos dos últimos son muy raros salvo en la facies con anfíbol y allanita en la cual ambos son accesorios muy frecuentes.

Se observan a menudo cloritizaciones y sericitizaciones secundarias y ocasionalmente una moscovita tardía.

El cuarzo es subidiomorfo y con cierta frecuencia forma agregados policristalinos de varios milímetros. En la facies con anfíbol y allanita ocasionalmente incluye anfíbol.

La plagioclasa a menudo es subidiomorfa a idiomorfa y a menudo presenta zonados, tanto continuo normal como oscilatorio. Ocasionalmente presenta núcleos más básicos en los que incluye feldespato potásico y cuarzo. A veces se observan mirmequitas de borde en contacto con feldespato potásico. Con frecuencia incluye gotas de cuarzo, así como apatito, circón y biotita. En la facies con anfíbol y allanita incluye a menudo anfíbol.

El feldespato potásico es a menudo perítico en venas o parches. Ocasionalmente presenta macla de microclina.

Frecuentemente incluye cuarzo en gotas, así como apatito, circón y biotita. En la facies con anfíbol y allanita se han observado algunos intercrecimientos micrográficos de cuarzo, así como anfíbol (a veces idiomorfos) y allanita incluidos en el feldespato potásico.

La biotita se presenta en plaquitas individuales con frecuencia idiomorfas y ocasionalmente poiquiliticas. También se observan a veces microagregados de láminas de biotita. Con frecuencia incluyen apatito y circón, este último con halos oscuros pleocroicos.

A veces incluye minerales opacos. En un caso se observó una inclusión de allanita con halo pleocroico.

En la facies con anfíbol y allanita, el primero es un anfíbol verde que a veces se presenta en agregados de varios individuos y a menudo está incluido en otros minerales. La allanita es idiomorfa, zonada con secciones de 0,5 a 1 mm y a veces mayores.

Los enclaves microgranulares oscuros varían de cuarzodioritas a tonalitas principalmente y en ocasiones granodioritas. Presentan una textura de intergranular a subofítica a veces relativamente porfídica. Están constituidos principalmente por plagioclasa, biotita y en menor proporción cuarzo y feldespato potásico. En algunos casos existe anfíbol verde como mineral principal.

Como minerales accesorios se observan principalmente minerales opacos, apatito, circón y esfena. A veces el feldespato potásico se presenta en proporciones accesorias. Ocasionalmente se observa como accesorios allanita, monacita y piroxeno. Son frecuentes las alteraciones a clorita, sericita y epidota/clinozoisita secundarias.

La plagioclasa a menudo está zonada y a veces se presenta como fenocristales de 5 mm.

La biotita incluye a menudo apatito y circón y más raramente allanita (estos dos últimos minerales rodeados por un halo pleocroico).

Tanto el cuarzo como el feldespato potásico son alotriomorfos y poiquiliticos.

El anfíbol es verde y se presenta a veces en agregados de varios individuos.

El grupo de adamellitas descritas con sus correspondientes facies presenta numerosas similitudes con granitoides de las vecinas Hojas de Cardeñosa (HERNÁNDEZ SAMANIEGO *et al.*, 1982), El Espinar (BELLIDO *et al.*, 1991 c) y las Navas del Marqués (ÁLVARO *et al.*, 1991). En concreto presenta numerosas características comunes con las adamellitas con abundantes enclaves microgranulares de tipo El Espinar y las adamellitas con megacristales y microagregados tonalíticos de tipo Navas del Marqués. Así facies con similitudes a la de anfíbol y allanita, si bien no tan allanítica, existen en el primer tipo y facies similares a las otras dos en el segundo. En la Hoja de Ávila y en la vecina de Vadillo, las facies cartografiadas tienen un paso gradual y salvo la frecuencia de anfíbol y allanita y una relativa mayor proporción de biotita en el primer tipo el resto de las características son muy similares, por lo que las hemos considerado facies de una misma unidad.

El conjunto de estas adamellitas se correspondería con las adamellitas de grano medio poco porfídicas (la facies con anfíbol y allanita) y con las adamellitas de grano medio porfídicas (las otras dos facies) de APARICIO *et al.* (1975) al O del Macizo metamórfico de La Cañada y con parte de las granodioritas tardías de FRANCO (1980). Asimismo estas adamellitas serían en

parte equivalentes a la Facies de Tipo Alberche de BEA y MORENO-VENTAS (1985). Por otra parte el conjunto de facies de esta adamellita pertenecería por sus características y distribución geográfica a la Superficies AL definida por BEA (1985) para el Batolito de Ávila.

En cuanto a la edad de estos granitoides, existen datos en la Hoja de El Espinar, de las adamellitas de tipo El Espinar. Así MENDES *et al.*, (1972) le adjudican una edad de 278 m.a. a base de datos isotópicos sobre minerales separados.

Más recientemente IBARROLA *et al.*, (1988) datan estas rocas y les atribuyen una edad de  $344 \pm 24$  m.a. mediante el método de  $87\text{ Rb}/86\text{ Sr}$ .

### 5.2.3. Leucogranitos de grano grueso porfídicos, con biotita. Tipo Puerto de Villatoro (13)

Este grupo de granitoides se encuentra representado en un macizo situado en la esquina SO de la Hoja, en los alrededores y al S de las localidades de Mironcillo y Sotalvo. No se ven en el campo criterios claros sobre su relación con las adamellitas más ampliamente extendidas (10 y 12), pero cartográficamente parece intruir a ambas facies. Por otra parte en la vecina Hoja de Vadillo de la Sierra (530), donde está más ampliamente representado se han observado algunos criterios que avalan su carácter posterior e intrusivo sobre las citadas adamellitas.

Se trata de un granitoide de grano predominantemente grueso, relativamente leucocrático con biotita, en general muy porfídico.

La mesostasia tiene una textura plagiidiomorfa y está constituida por cuarzo, feldespato y biotita.

Los megacristales son de feldespato potásico, muy abundantes, de morfologías rectangulares cortas a equidimensionales, medianamente contrastados con la mesostasia.

Presentan a veces tonos rosados. Alcanzan un tamaño de 1,5 a 4 cm.

Es característica de estos granitoides la presencia de frecuentes cuarzoes globulares de hasta 1 cm de diámetro o incluso mayores.

La biotita es menos abundante que en las adamellitas anteriores y se observa en plaquitas bien individualizadas a veces idiomorfas, pero también en agregados.

Los enclaves son muy escasos en este tipo de granitoides. No obstante, se han observado algunos agregados de grano fino de tonos grises de plagioclasa y biotita de 1 a 2 cm, con bordes poco netos, así como algún enclave microgranudo oscuro de hasta 6 cm.

Al microscopio están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita y en proporciones accesorias minerales opacos, circón y apatito. Se trata de leucogranitos a veces en tránsito a leucoadamellitas.

Los cuarzoes globulares son frecuentes y suelen ser policristalinos.

La plagioclasea suele presentar un borde más ácido y un núcleo más básico, más alterado y suelen ser subidiomorfas. Presentan un zonado normal, aunque con menos frecuencia que en las adamellititas antes descritas. Incluyen en ocasiones apatito y cuarzo en gotas.

El feldespato potásico en ocasiones es pertítico en parches. En algunos casos incluye gotas de cuarzo. Se han observado también algunos intercrecimientos micrográficos con cuarzo.

La biotita es en general tabular corta, aunque se observan algunas láminas idiomorfas o subidiomorfas. Suelen incluir algún mineral opaco, circón (con halo pleocroico) y apatito.

#### 5.2.4. Leucogranitos de grano fino biotíticos (14)

Este epígrafe engloba a un único macizo granitoide situado en el sector NE de la Hoja, al S de la localidad de Bernuy-Saliner. Está situado al N de la Falla de la Cruz de Hierro e intruye por el O a las adamellititas biotíticas con anfíbol y allanita (11) y por el E a materiales metasedimentarios pertenecientes a las capas del Mediana (17), sobre las que induce metamorfismo de contacto.

Son granitos de grano fino a medio, leucocráticos con biotita. En general son muy homogéneos, presentando algún fenocristal de feldespato de 1 a 2 cm muy disperso.

La biotita ocasionalmente se presenta en plaquitas de 2-3 mm.

Se ha observado algún cuarzo globular de 4-5 mm aislado.

Presentan con cierta frecuencia enclaves microgranulares oscuros de 1 a 2 cm que pueden alcanzar hasta casi 6 cm, así como agregados de grano muy fino de plagioclasea y biotita de tonos grises de 3 a 6 mm.

Se pueden observar también algunas cavidades miarolíticas centimétricas.

Al microscopio se observa como mineralogía principal, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasea y en mucha menor proporción biotita. Como minerales accesorios contienen apatito, circón y minerales opacos. La clorita y sericita son minerales secundarios frecuentes y ocasionalmente esfena.

Presentan una textura heterogranular, aunque en ocasiones es equigranular.

Los cuarzoes globulares son policristalinos, incluyendo ocasionalmente plagioclasea.

El feldespato potásico es pertítico en venas, presentando a veces macla de microclina. Se le ha observado zonado muy ocasionalmente. Incluye a menudo apatito y circón.

La plagioclasea frecuentemente es idiomorfa o subidiomorfa y suele presentar un borde más ácido y con relativa frecuencia un zonado continuo normal. A veces en contacto con feldespato potásico presenta mirmequitas con cuarzo en el borde.



La biotita se presenta como placas tabulares cortas y a menudo como láminas de tendencia acicular. Más raramente se observan algunas láminas idiomorfas.

Incluye a menudo apatito y circón (este último con halo pleocroico). En alguna de las láminas idiomorfas se observa en su borde una corona de inclusiones de circón con halos pleocroicos.

En lámina delgada se observan también microagregados de grano muy fino de plagioclasa y biotita.

Este tipo de granitoide por sus características puede representar un diferenciado ácido tardío de las adamellitas a las cuales intruye.

#### 5.2.5. Leucogranitos de grano fino de dos micas (15)

Bajo este epígrafe se agrupan varios pequeños apuntamientos graníticos que tienen como caracteres más comunes su escasez de minerales ferromagnesianos, presencia de dos micas, tamaño de grano fino predominio del feldespato potásico sobre la plagioclasa y el ser intrusivos en las facies adamellíticas circundantes. Pueden considerarse al igual que los del epígrafe anterior (14) términos residuales o muy evolucionados de la secuencia granitoide, probablemente derivados finales de las adamellitas a las que están asociados.

El afloramiento de mayor extensión está situado en el centro de la Hoja y es cortado por la carretera de Ávila a El Tiemblo. Se corresponde con el stock granítico de dos micas de La Paramera, descrito por UBANELL (1982).

Estos granitoides tienen un tamaño de grano predominantemente fino, aunque en ocasiones puede ser fino-medio, y son relativamente homogéneos. Localmente pueden presentar fenocristales de feldespato de 0,5 a 1 cm, idiomorfos y placas de biotita de 3-4 mm que les dan un aspecto microporfídico. En general la biotita se presenta individualizada observándose algunas plaquitas de dos y hasta tres milímetros, que le dan a veces cierto aspecto de "ala de mosca". También se observan agregados de varios individuos de hasta 5-6 mm. La proporción entre si de micas es variable, existiendo tipos con predominio de la moscovita y existencia de turmalina, como el apuntamiento de la localidad de Cabañas en la Sierra de Yemas y tipos con predominio de la biotita como el apuntamiento de La Paramera. En este último se han observado algunos agregados micáceos de 3-4 mm que podrían ser pseudomorfos de cordierita. No se han observado enclaves.

Petrográficamente son granitos, en general, equigranulares de alotriomorfos a hipidiomorfos constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y en mucho menor proporción moscovita y biotita. En proporciones muy accesorias contienen en general apatito, circón y minerales opacos. Localmente se presenta como accesorio frecuente turmalina (apuntamiento de Cabañas) o cordierita (stock de la Paramera).

El feldespato potásico presenta con cierta frecuencia maclas de microclina y a menudo pertitas en venas.

En el apuntamiento de Cabañas predominantemente moscovítico, presenta intercrecimientos con turmalina.

La plagioclasa es con frecuencia subidiomorfa. Presenta ocasionalmente intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo en los contactos con feldespato potásico. Se observan algunos escasos individuos con zonado continuo normal.

La biotita se presenta en general como láminas tabulares cortas, aunque con cierta frecuencia se ven individuos de morfología acicular. En ocasiones incluye circones con halo pleocroico.

La moscovita muestra una morfología de láminas a veces poiquilíticas en ocasiones con un borde de reacción con el feldespato potásico. Parece de cristalización más tardía.

### 5.3. ROCAS FILONIANAS

Los materiales ígneos y metamórficos de la Hoja están atravesados por diversas redes de rocas filonianas, de las cuales la más ampliamente representada es la de pórfidos granítico-adamellíticos. A continuación se describen siguiendo un orden cronológico aproximado de intrusión, deducido por sus relaciones de contacto en el área de esta Hoja y de la vecina de Vadillo de la Sierra.

#### 5.3.1. Pórfidos granítico-adamellíticos (1)

Representan la gran mayoría de los diques cartografiados en la Hoja. En su mayor parte se agrupan en tres grandes haces con direcciones sensiblemente E-O, variando entre ONO-ESE y OSO-ENE. Uno de estos haces se encuentra al N del Valle de Amblés y de la Falla de la Cruz de Hierro y recorre la Hoja por su borde N de E a O, pasando por Ávila. Los otros dos haces se sitúan al S del Valle de Amblés y recorren la Hoja por sus sectores Centro y S respectivamente. En la cartografía se han exagerado los más importantes para poder representarlos pues prácticamente ninguno alcanza los 50 m de espesor.

Se pueden agrupar los diques de pórfido en dos conjuntos, uno de tendencia granítica y otro de tendencia más adamellítica, aunque existen algunos tipos transicionales.

Los pórfidos del primer grupo (graníticos) se encuentran representados predominantemente en el haz existente al N del Valle de Amblés y localmente en algunos diques en el sector S. Se trata de diques de 1 a 6 m de espesor buzando entre 70° y 80° N. La roca muestra una textura porfídica, con una matriz de tonos gris claro con frecuentes fenocristales. Estos son de feldespatos, rectangulares, idiomorfos entre 3 mm y 2 cm (excepcionalmente 3 cm), siendo los más frecuentes en torno a 0,5-1 cm; cuarzo idiomorfo a subidiomorfo de 1 a 3 mm con golfos de corrosión; y biotita en plaquitas de 2-3 mm.

Presentan bordes enfriados, afaníticos en general en torno a los 20 cm, aunque algunos pueden ser mayores. Estos tienen una proporción de fenocristales mucho menor predominando los de cuarzo. En ellos se observan a menudo foliaciones de flujo.

Al microscopio, la matriz cuando es fanerítica, está constituida por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa principalmente, predominando el feldespato potásico sobre la plagioclasa, con cantidades menores de biotita. A veces, se observa numerosa moscovita en general muy fina, que en su mayoría parece secundaria. Como minerales accesorios contienen principalmente apatito, minerales opacos, circón y en ocasiones biotita. Son muy frecuentes las texturas esferulíticas de crecimiento de feldespato potásico y a veces también albita, así como los intercrecimientos micrográficos y granofídicos, de feldespato potásico y cuarzo.

Los fenocristales son principalmente de cuarzo y feldespato potásico y en menor cuantía de plagioclasa y biotita.

Los cuarzos son idiomorfos o subidiomorfos a menudo con bordes redondeados y con frecuentes golfos de corrosión debidos a reacciones con la matriz. En ocasiones están recrecidos por una corona de feldespato potásico y a veces con un borde radiado de albita.

El feldespato potásico es de idiomorfo a subidiomorfo, en ocasiones con bordes de plagioclasa. Es muy frecuente, la existencia de un núcleo limpio rodeado por una corona con intercrecimientos micrográficos o granofídicos de feldespato potásico y cuarzo.

La plagioclasa suele ser a menudo subidiomorfa e idiomorfa y está a veces recrecida por intercrecimientos granofídicos de feldespato potásico y cuarzo.

La biotita a menudo tiene tendencia acicular.

Estas rocas a veces tienen, tanto de *visu* como al microscopio, un aspecto transicional con los leucogranitos de grano fino de dos micas microporfídicos.

Los pórfidos de tendencia más adamellítica constituyen la mayoría de los diques de pórfido de los dos haces situados al S Del Valle de Amblés. Su potencia a menudo es mayor de 5 m llegando a alcanzar en algunos casos casi los 50 m. Son también en general subverticales o buzan 70-80° al N.

La roca muestra una textura porfídica a menudo seriada con una matriz fanerítica microcristalina de tonos grises que contiene abundantes fenocristales. Estos son de feldespatos idiomorfos y subidiomorfos que varían entre 0,5 y 5,5 cm aunque la mayoría no sobrepasan los 2-4 cm, cuarzo, subidiomorfo e idiomorfo frecuentemente de 5-6 mm llegando a alcanzar 1 cm, y biotita en plaquitas subidiomorfas de 2-3 mm y agregados de 5 mm. En ocasiones se observan facies de borde más finas y con menos fenocristales, con textura de flujo, que pueden llegar a alcanzar varios metros en los diques más gruesos.

En este tipo de pórfidos, con relativa frecuencia se observan enclaves, en general microgranulares oscuros, variando entre 5 y 35 cm con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, que varían entre varios milímetros y 1 ó 2 cm. Estos enclaves tienen bordes netos. Más raramente aparecen microagregados de grano fino de plagioclasa y biotita de unos 2 cm y algún enclave metamórfico.

Al microscopio, los pórfidos de tendencia adamellítica están constituidos por una matriz en general microcristalina cuya mineralogía principal es de cuarzo y feldespato potásico y en menor

proporción plagioclasa y biotita, mientras que como mineralogía accesorio tiene sobretodo apatito, circón y minerales opacos, y ocasionalmente allanita.

Los fenocristales son principalmente de cuarzo, plagioclasa (que a veces es el más abundante) y biotita y en proporción mucho menor de feldespato potásico. Este último solo en algún caso se acerca a la proporción de la plagioclasa.

Son frecuentes las alteraciones a sericita y clorita y más escasamente a epidota/clinozoisita, esfena y moscovita.

La textura al microscopio es seriada, lo que hace que a veces de *visu* parezcan tener una matriz más gruesa de lo que en realidad es.

El cuarzo suele ser subidiomorfo monocristalino a veces con golfos de corrosión. Se observan también agregados policristalinos de cuarzo.

La plagioclasa es frecuentemente subidiomorfa y a menudo con zonado normal, a veces algo oscilatorio, aunque se ha encontrado algún caso de zonado inverso. Se observan algunos agregados glomerulares de plagioclasa y plagioclasa-biotita. En ocasiones incluye gotas de cuarzo.

El feldespato potásico suele ser idiomorfo a subidiomorfo y ocasionalmente muestra la macla de la microclina.

La biotita suele ser tabular a veces de tendencia acicular y otras idiomorfa. Puede estar incluida en plagioclasa y a veces cuarzo. A menudo incluye apatito y circón (éste con halos pleocroicos) llegando a adquirir aspecto poiquilítico. En algún caso, aunque mucho menos frecuente que en los tipos graníticos, se observan texturas de intercrecimientos micrográficos y granofílicos.

En cuanto a los enclaves microgranulares oscuros, uno de ellos ha mostrado al microscopio una composición cuarzodiorítica-tonalítica con una matriz constituida principalmente por plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzo y en proporciones accesorias por esfena, circón, minerales opacos y feldespato potásico; y unos fenocristales escasos de plagioclasa y anfíbol. Contiene también xenocristales de cuarzo subredondeados, rodeados de una corona de anfíbol verde y esfena.

### 5.3.2. Leucogranitos de grano fino y aplitas (2)

Se trata de diques de composición leucogranítica de potencia variable, desde centimétricos a métricos (pueden en algún caso superar los 10 m) de los cuales se han cartografiado exagerados únicamente los de mayor entidad.

Existen dos grupos de diques, uno de diques de dirección aproximada E-O, paralelos a los diques de pórfido y a veces relacionados con ellos y otro grupo de direcciones N20-30E. Se observan también diques subhorizontales o con buzamientos bajos. En ocasiones pueden representar una red de diques asociada a algún apuntamiento de leucogranitos finos aflorante o no.

Se trata de rocas de grano fino en ocasiones microporfídicas constituidas principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Las micas son bastante menos abundantes que el cuarzo y los feldespatos y a veces, como en el caso de los diques de los alrededores de la Ermita de Ntra. Sra. de Sonsoles, son accesorias, siendo la biotita la única existente.

Como minerales accesorios presentan minerales opacos, apatito, circón y frecuentemente cordierita subidiomorfa, (transformada en su mayor parte a sericita, pinnita y moscovita).

Ocasionalmente presentan algunos fenocristales pequeños de cuarzo de 3-4 mm subidiomorfos, a veces policristalinos; y de plagioclasas, y en menor proporción feldespato potásico, de 4-5 mm rectangulares y equidimensionales.

El feldespato potásico es pertítico en venas y presenta en ocasiones macla de la microclina e incluye a menudo gotas de cuarzo. Es frecuente la existencia de intercrecimientos micrográficos de cuarzo.

La plagioclasa incluye a menudo gotas de cuarzo y a veces presenta algunas mirmequititas con cuarzo. En ocasiones presenta un zonado continuo normal.

La biotita suele ser tabular y a veces con tendencia acicular.

Incluye en ocasiones apatito y circón (este con halo pleocroico).

La moscovita parece de cristalización más tardía y a veces es poiquilítica.

### 5.3.3. Microdioritas (3)

Son muy escasos los diques de este tipo de rocas existentes en la Hoja, la mayoría de los cuales se encuentra en un sector situado al S del Valle de Amblés en los alrededores de la Ermita de Ntra. Sra. de Sonsoles. Se trata de diques cuya potencia varía en general entre 30 cm y 2 m aunque pueden alcanzar los 4 m. En general, llevan direcciones subparalelas a las de los diques de pórfidos variando de E-O a ESE-ONO, salvo un dique situado al E de la Ermita de Ntra. Sra. de Sonsoles que va NNO-SSE. Se los ha observado en algún caso ligados a diques de leucogranitos de grano fino, de manera que son paralelos y se suceden alternándose en un estrecho corredor visible en una antigua calicata en las proximidades de la Casa de los Rompidos Viejos. También se ha observado en otros puntos su relación con los pórfidos, encontrándose un dique de microdioritas paralelo y en contacto con un dique de pórfido granítico.

Son rocas microcristalinas oscuras relativamente porfídicas que presentan una matriz constituida por plagioclasa y anfíbol principalmente y en menor proporción feldespato potásico y cuarzo (a veces accesorios) y en ocasiones biotita. En proporciones accesorias además minerales opacos y circón.

Los fenocristales son principalmente de plagioclasa de hasta 3 a 5 mm en general equidimensionales y de anfíbol. Su composición aparente varía entre cuarzdiorita y cuarzo-monzodiorita.

Se observan xenocristales de cuarzo con corona de reacción de anfíboles.

Es frecuente la presencia como minerales secundarios de sericita, clorita, epidota/clinozoisita, esfena y carbonatos.

El anfíbol parece de carácter horbléndico, con pleocroismo que varía de incoloro-verde, marrón-verde e incoloro-marrón.

A veces se ven cristales idiomorfos, así como algunos agregados de varios milímetros de anfíbol y plagioclasa.

Se observan cavidades con las paredes tapizadas en ocasiones por feldespatos potásico y rellenas por carbonatos, epidota/clinozoisita y a veces cristales idiomorfos de cuarzo.

Este tipo de roca ha sido descrito en sectores vecinos del Sistema Central como lamprófidos de tipo espesartítico (calcoalcalinos) (HERNÁNDEZ SAMANIEGO *et al.*, 1982), aunque en la actualidad se tiende a reclasificarlos bajo este epígrafe (HUERTAS, 1986).

#### 5.3.4. Cuarzo (4)

No son muy abundantes los diques de cuarzo reseñables, habiéndose exagerado todos los representados en la cartografía. En su mayoría llevan una dirección NNE-SSO (entre N 10 y 20 E) y solo localmente se observa algún filón de dirección E-O. Su potencia varía entre centimétrica hasta un máximo de 4 a 5 m.

Suelen rellenar fracturas tardihercínicas reactivadas en parte durante tiempos Alpinos, debido a lo cual a menudo aparecen brechificados y con relleno de óxidos de hierro.

El dique de mayor continuidad de los cartografiados lleva una dirección NNE-SSO y se localiza en el sector SO. de la Hoja, junto a Sotalvo.

#### 5.3.5. Diques de tendencia sienítica (5)

La mayoría de estos diques se encuentran en el sector E de la Hoja en una banda de dirección N-S de unos 4 Km. de ancha a ambos lados de la Falla de El Herradón. Alguno de los diques de este sector aquí cartografiados ya había sido estudiado por UBANELL (1976) y UBANELL *et al.* (1984). Además de en esta banda asociada a la Falla de El Herradón se ha localizado algún dique más de tendencia sienítica en las proximidades del Puerto de la Paramera (carretera de Ávila a El Tiemblo) y al S de la Sierra de Yemas, 1 Km al E de la localidad de Riofrío (en la carretera que va de esta localidad a Ávila).

Se trata de diques de 0,5 a 4 m de potencia predominando los comprendidos entre 1 y 2 m. Que se distribuyen, sobre todo en el sector E, en torno a dos directrices principales: una de NNE-SSO a NE-SO y otra NNO-SSE subverticales o buzando 70-80° al O. Existen algunas direcciones exóticas próximas a E-O, como es el caso del dique de la Venta de la

Palomera (alrededores del Puerto de la Paramera) que podría ser un giro local en un dique mayor.

Se trata de rocas de grano fino a menudo porfídicas, en su mayoría de tonos rojizos muy característicos ("rojo ladrillo"), con fenocristales de feldespatos y a menudo de anfíboles principalmente que pueden alcanzar desde 1-2 mm a 1,5 cm idiomorfos.

En ocasiones presentan algún enclave del granitoide encajante.

Al microscopio son rocas de grano fino a muy fino en su mayoría, aunque en algún caso la matriz es criptocristalina y en general porfídicas (a veces glomeroporfídicas).

La matriz presenta una textura traquitoide definida por la orientación de flujo de numerosos cristales rectangulares de feldespatos; que rodean a los fenocristales. Está constituida en la mayoría de las muestras estudiadas principalmente por feldespato potásico, anfíbol verde, plagioclasa y numerosos minerales opacos y en proporciones accesorias apatito, circón y cuarzo. Algunas de las muestras sin embargo presentan una matriz constituida principalmente por feldespato potásico y en menor proporción cuarzo, mientras que como accesorios contienen minerales opacos, anfíbol, apatito, circón y a veces biotita.

Estas rocas presentan una variada mineralogía secundaria constituida por clorita, sericita, carbonatos, esfena y epidota/clinozoisita.

Los fenocristales suelen ser de plagioclasa, anfíbol y a veces también feldespato potásico en las sienitas con dos feldespatos y cuarzo accesorios; y de feldespato potásico en las sienitas con un solo feldespato y cuarzo principal.

El feldespato potásico de la matriz es rectangular elongado, mientras los fenocristales son más equidimensionales, a veces, idiomorfos y en ocasiones forman agregados glomerulares. A veces es pertítico en parches.

La plagioclasa está muy alterada a veces a sericita y son también rectangulares elongadas en la matriz y más equidimensionales y a veces con golfos de corrosión los fenocristales.

El anfíbol en su mayoría está muy alterado, sobre todo a clorita.

El cuarzo es intersticial y la biotita en su mayor parte debe estar alterada a clorita y otros minerales secundarios.

Al S. de la Sierra de Yemas se ha cartografiado un dique de tono oscuro y rosado que es un poco diferente del resto, aunque parece de tendencia sienítica. Está constituido principalmente por feldespato potásico, anfíbol (muy alterado), plagioclasa, piroxeno augítico y minerales opacos y no es porfídico. Su textura es más bien diabásica. Por su composición con predominio del feldespato potásico sobre la plagioclasa estaría entre sienita y monzonita.

Así pues en general este tipo de diques es de tendencia sienítica alcalina saturados en sílice, lo que ya fue puesto de manifiesto en el sector de El Herradón por UBANELL *et al.* (1984).

### 5.3.6. Diques de tendencia lamprofídica (6)

Aparecen con cierta frecuencia, dispersos por toda la Hoja, en pequeños diques que en general no sobrepasan los 50 cm salvo unos pocos que alcanzan 1 a 1,5 m de espesor.

Siempre aparecen con direcciones entre N5E y N15E, subverticales o buzando unos 80° O, relacionados con fracturas en esta misma dirección. Parece tener cierta relación con el episodio tectónico y magmático que da lugar a los diques de sienita, encontrándose asociados en la zona de El Herradón. No obstante a unos 1,5 Km al SSE de San Bartolomé de Pinares se observa que cortan a las sienitas, por lo cual, al menos en este lugar, parecen algo posteriores.

Son rocas porfídicas con una matriz muy oscura microcristalina a criptocristalina y fenocristales máficos constituidos principalmente por anfíbol y piroxeno; ocasionalmente con textura de flujo.

Al microscopio presentan una matriz que varía entre fanerítica microcristalina o de grano muy fino y afanítica no reconocible. En el primer caso presenta, en general, textura intergranular o diabásica y ocasionalmente traquitoide, y se puede ver que está constituida principalmente por feldespato potásico, anfíbol marrón, augita, plagioclasa (no siempre) y minerales opacos.

Los minerales opacos (cuando no son minerales principales) y el apatito son los accesorios más frecuentes. Se han observado ocasionalmente espinelas, que probablemente son xenocristales.

Los fenocristales son fundamentalmente de augita y anfíbol marrón y en algún caso titanogita.

Como minerales secundarios son muy frecuentes sericita, clorita, carbonatos y serpentina.

La augita es idiomorfa a menudo zonada y en ocasiones con maclas en sectores o maclado polisintético. A veces presenta un núcleo alterado a serpentina y un borde no alterado, y en otras se altera totalmente desarrollando en algunos casos un borde de minerales opacos. Se ha observado también una alteración a anfíbol marrón en el borde y en ocasiones un núcleo "anubarrado" constituido principalmente por minerales opacos y anfíbol marrón.

Con frecuencia se observan cuarzos y plagioclasas xenomorfas con coronas de reacción de anfíbol verde, minerales opacos y carbonatos. Existen también espinelas verdes (hercinitas) y marrones (picotitas) con bordes reaccionales y a veces corona de minerales opacos.

Se observan a escala microscópica, enclaves de distintos tipos. Así, enclaves granoblásticos constituidos por cuarzo y plagioclasa con sillimanita y minerales opacos y otros constituidos por plagioclasa (muy sericitizada), y un mineral ferromagnesiano serpentinizado con apatito, minerales opacos y circón.

Por otra parte, en un dique que intruye al apuntamiento leucogranítico de dos micas de grano fino de la Paramera, se ha encontrado un enclave granoblástico de carácter granulítico constituido por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y granate. Este último incluye gotas



de cuarzo y presenta bordes reaccionales rodeados por una corona quelítica y está en relación con rutilo y minerales opacos. Este enclave tiene una asociación mineral muy similar a una de las asociaciones con carácter granulítico encontradas por NUEZ *et al.* (1982) en un enclave perteneciente a una brecha lamprofídica localizada en la vecina Hoja de Navaluenga, en las proximidades del sector SO de la Hoja de Ávila.

Los citados autores (NUEZ *et al.*, 1982) atribuyen a estos lamprofidos un carácter alcalino.

## 5.4. METAMORFISMO

### 5.4.1. Metamorfismo regional

Los afloramientos de rocas metamórficas que se encuentran en la Hoja de Ávila han experimentado una evolución metamórfica monocíclica, ligada al desarrollo de la colisión hercínica. No se han encontrado evidencias de metamorfismo regional más antiguo.

Se pueden agrupar las características del metamorfismo regional en la Hoja en tres conjuntos, de menor a mayor intensidad:

- Afloramientos metamórficos situados al N de la Falla de la Cruz de Hierro (CAPAS DEL MEDIANA).
- Afloramiento del sector central del Macizo de la Cañada (área SE de la Hoja).
- Afloramientos del sector N del Macizo de la Cañada (al S de la Falla de la Cruz de Hierro) y Sierra de Yemas.

En el primer caso, los materiales pertenecientes a las Capas del Mediana (Cámbrico inferior-Precámbrico) no han superado el grado bajo de metamorfismo en facies de los esquistos verdes, habiéndose encontrado las siguientes asociaciones minerales:

- Cuarzo + Moscovita + Biotita, en rocas pelíticas o pelítico-arenosas
- Cuarzo + Biotita, encontrada en rocas cuarcíticas
- Cuarzo + Plagioclasa + Anfíbol + Granate, esta última en cuarcitas anfibólicas.

Las micas y el anfíbol parecen sincinemáticos con la foliación principal ( $S_1$  en general o  $S_{1+2}$  localmente); recrystalizados por un metamorfismo de contacto posterior y afectados por deformaciones tardías. Los granates existentes en las cuarcitas anfibólicas son alotriomorfos, intergranulares a menudo con aspecto poiquiloblástico.

El segundo conjunto se encuentra situado en el sector SE de la Hoja y pertenece al sector central del afloramiento metamórfico del Macizo de la Cañada. Las rocas precámbricas aflorantes en este sector tampoco han superado el grado bajo de metamorfismo, si bien han alcanzado la isograda del granate. Las asociaciones minerales encontradas son:

- Cuarzo + moscovita + biotita + granate, en rocas pelíticas o pelítico arenosas y
- Cuarzo + mica blanca + anfíbol + diópsido + esfena en las rocas de silicatos cálcicos.

En las rocas pelítico arenosas las micas definen una foliación principal que en algunos casos al menos es  $S_2$ , ya que rodea a los granates con inclusiones de cuarzo y desarrolla sombras de presión de cuarzo. La moscovita se genera también sincinemáticamente respecto a una foliación de crenulación de la  $S_p$ , probablemente  $S_3$ .

Los granates son poiquiloblásticos y alcanzan más de 1 mm.

En las rocas de silicatos cálcicos se observan alternancias de niveles con predominio de anfíbol y niveles con predominio de diópsido.

Estas asociaciones están afectadas posteriormente por un metamorfismo de contacto.

Las asociaciones minerales características de las litologías de los afloramientos del sector N del Macizo de la Cañada (al S de la Falla de la Cruz de Hierro), y de la Sierra de Yemas, indican que éste sector experimentó un máximo térmico en condiciones de alto grado, por encima del límite de estabilidad de la moscovita y dentro de una zona con ortosa-sillimanita, similar al sufrido por amplias zonas del Sistema Central (ARENAS *et al.*, 1991 a y b).

El pico térmico debió tener pues lugar en un rango termobarométrico perteneciente a la parte de alta T de la facies de las anfibolitas almandínicas, no alcanzándose la facies de las granulitas ni superándose unos valores de P intermedios.

La intensa recrystalización ligada al máximo térmico, unida a un posterior efecto del metamorfismo de contacto, ha obliterado en buena medida las paragénesis previas, conservándose únicamente escasos minerales relictos. No obstante por comparación con otras áreas similares del Sistema Central, y en general de niveles mesocorticales de la mayoría de las cadenas colisionales se puede pensar que la evolución metamórfica tuvo lugar en tres etapas de recrystalización. Estas etapas han sido denominadas previamente  $M_1$ ,  $M_2$  y  $M_3$  (BELLIDO *et al.*, 1981; CASQUET y TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983b; ARENAS *et al.*, 1991 a y b) y forman parte de un único ciclo metamórfico.

La etapa inicial  $M_1$ , sería contemporánea de la primera fase deformativa ( $D_1$ ) y parte de la segunda ( $D_2$ ), durante las cuales se desarrolla el engrosamiento cortical. Durante esta etapa las litologías fueron sometidas a un metamorfismo creciente y a un enterramiento progresivo.

De la misma solo se ha conservado en los afloramientos citados en el área de la Hoja, algún escaso granate relictos y posiblemente parte de la sillimanita que es paralela a la foliación principal.

No obstante en el sector central del Macizo de la Cañada en la esquina SE de la Hoja de Ávila, hemos observado la existencia de granates previos a la foliación principal (probablemente  $S_2$ ) y por otra parte en áreas vecinas del Macizo de la Cañada ÁLVARO *et al.* (1991) citan la existencia de paragénesis de grado medio con estauroлита y granate y otros autores (LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1975; BELLIDO *et al.*, 1991 c) la existencia en litologías semipelíticas de minerales

relictos de  $M_1$  como distena, estaurolita y granate blindados en otros minerales pertenecientes a  $M_2$  (cordierita, feldespatos, etc.).

De este modo, parece posible un régimen bórico de media P/T para  $M_1$  llegando a alcanzar la facies de las anfibolitas almandínicas, como ha sido descrito por ARENAS *et al.* (1991 a y b) para otras áreas del Sistema Central.

La etapa metamórfica  $M_2$  tiene lugar entre el final de  $D_2$  y momentos posteriores a  $D_3$  y es esencialmente posterior al engrosamiento cortical. Durante la misma se produce una cierta relajación bórica y se alcanzan valores altos de temperatura.

Las paragénesis son características de la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas (moscovita *out*) y definen una zona con ortosa-sillimanita. La migmatización de los metasedimentos pelítico-arenosos y ortogneises debió de comenzar al final de  $D_2$  alcanzando las mayores tasas de fusión parcial durante el pico térmico. Este se debió alcanzar después de  $D_3$ , pues las anatexitas más extendidas están desestructuradas y en ellas permanecen relictas foliaciones plegadas anteriores.

Las asociaciones minerales de  $M_2$  para rocas alumínicas (metasedimentos pelítico-arenosos y ortogneises) son:

— Cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + biotita + sillimanita + cordierita

En la Sierra de Yemas se ha observado en un nivel de ortogneis leucocrático una asociación:

— Cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + sillimanita + espinela + anfíbol.

En estas asociaciones la sillimanita (fibrosa o prismática) define una foliación principal, a veces relictas y además a menudo está incluida en cordierita, plagioclasa y feldespato potásico.

En litologías calcosilicatadas se observan las siguientes asociaciones minerales:

— Cuarzo + plagioclasa + granate + anfíbol + esfena en la cual se observa una alternancia de niveles en que predomina el granate con otros en que predomina el anfíbol; y

— Plagioclasa + diópsido + cuarzo + esfena + anfíbol

Observándose en ésta en general el predominio de plagioclasa, diópsido y cuarzo con alguna intercalación de niveles con cuarzo, plagioclasa y anfíbol.

En estas asociaciones los granates son a menudo intergranulares con tendencia poiquiloblástica, lo mismo que ocasionalmente el anfíbol. Este último suele definir una foliación recrystalizada.

Para estas asociaciones en un sector del Sistema Central situado más al E, VILLASECA (1983b) sugiere como condiciones más probables para el pico térmico 715°C y algo menos de 4,5 Kb. Al final del  $M_2$  el régimen bórico del metamorfismo era de baja P/T en la Sierra de Yemas y sector N del Macizo de la Cañada.

En todos los afloramientos metamórficos presentes en la Hoja, pero sobre todo en estos últimos, se observa una etapa metamórfica que sigue a las anteriores ( $M_3$ ), que continua la tendencia a la descompresión y enfriamiento iniciada al final de  $M_2$ , coincidiendo su final con el final del metamorfismo regional. Durante esta etapa se produce una retrogradación de biotitas a cloritas, plagioclasas a sericita y en menor proporción a epidota clinozoisita, y cordierita a sericita y pinnita.

#### 5.4.2. Metamorfismo de contacto

Las adamellitas biotíticas tardi a postcinemáticas mayoritariamente representadas en la Hoja de Ávila, desarrollan una aureola de metamorfismo de contacto que afecta a la totalidad de los afloramientos metamórficos existentes en la misma.

Este efecto inducido por la intrusión de los granitoides se traduce en una recrystalización granoblástica de los minerales previos como cuarzo, feldespatos, biotita, y moscovita (éste sólo en los afloramientos de grado bajo regional) y neoformación de biotita y moscovita, a veces poiquiloblásticas, así como andalucita a menudo subidiomorfa. Esta última se ha observado en los afloramientos metamórficos y se desarrolla preferentemente sobre cordierita y sillimanita.

En la Sierra de Yemas se ha observado cordierita idiomorfa que en parte podría haberse generado por metamorfismo de contacto.

A menudo es difícil separar los efectos de este metamorfismo de los de la etapa  $M_2$  del metamorfismo regional, debido al carácter básicamente estático de éste.

#### 5.5. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

En este estudio se han analizado 17 muestras de rocas ígneas pertenecientes a las siguientes variedades diferenciadas en cartografía: Tonalitas y cuarzodioritas, (n.º 9 de leyenda en el mapa), 1 muestra; adamellitas de grano medio/grueso biotíticas con anfíbol y allanita (11), 3 muestras; adamellitas de grano medio/grueso biotíticas porfídicas (12), 3 muestras; leucogranito de grano grueso porfídico con biotita, (tipo Puerto de Villatoro), (13), 1 muestra; leucogranito de grano fino biotítico (14), 1 muestra; leucogranito de grano fino de dos micas (15), 1 muestra; dique de microdioritas (3), 1 muestra; diques de pórfidos graníticos/adamellíticos (1), 1 muestra; dique de tendencia lamprofídica (6), 1 muestra; y dique de tendencia sienítica (5), 1 muestra. En la Tabla 5.1 se presentan los contenidos de elementos mayores y trazas.

El índice de saturación de alúmina dado por la relación, (en proporciones moleculares), de  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  ( $= A/CNK$ ), indica un carácter peraluminoso, ( $A/CNK > 1$ ; SHAND, 1927; CLARKE, 1981), para las adamellitas ( $A/CNK = 1,15$ ), granito biotítico porfídico ( $= 1,18$ ), leucogranitos ( $= 1,43$ ), diques porfídicos ( $= 1,36$ ) y dique de sienita ( $= 1,63$ ); mientras que las rocas intermedias/básicas ( $= 0,84$ ) muestran carácter metaluminoso, ( $CNK > A > NK$ ; SHAND, 1927). El caso concreto del dique de microdioritas, correspondería a una roca subaluminosa ( $A = CNK = 0,16$ ).

	9112	9065	9121	9313	9305	9142	9083	9103	9336	9184	9012	9334	9335	9082	9015	9057	9197
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	53.10	65.57	61.86	66.37	65.27	67.96	61.70	63.24	62.50	65.37	70.30	66.50	56.60	67.87	71.48	46.42	62.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.45	17.35	17.58	16.36	16.92	15.73	17.54	17.57	18.35	16.84	15.76	16.55	17.24	15.17	15.59	18.84	20.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.99	2.93	3.73	3.28	3.59	3.17	4.42	3.80	4.10	3.72	2.45	1.59	7.73	3.75	2.27	10.96	3.47
MgO	7.50	0.98	1.63	1.25	1.16	1.55	1.68	1.47	1.38	1.41	0.91	0.41	3.93	1.26	0.81	3.99	0.41
CaO	5.99	3.41	3.57	2.95	2.81	2.51	3.64	2.97	3.40	2.59	1.77	0.97	4.96	2.76	0.98	6.73	0.66
Na <sub>2</sub> O	2.56	3.77	3.80	3.46	3.27	3.22	3.60	3.48	3.50	3.55	3.22	3.50	2.46	3.12	3.23	3.69	3.95
K <sub>2</sub> O	2.65	5.08	4.27	4.26	4.19	4.45	3.90	3.90	4.22	4.90	5.14	5.25	3.54	4.30	5.50	4.92	6.98
TiO <sub>2</sub>	1.39	0.43	0.55	0.52	0.55	0.62	0.69	0.67	0.63	0.60	0.37	0.22	1.00	0.72	0.25	0.60	0.05
MnO	0.11	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.09	0.04	0.03	0.12	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.17	0.26	0.18	0.20	0.18	0.34	0.38	0.28	0.21	0.20	0.32	0.20	0.22	0.22	2.60	0.12
Total	98.09	97.56	96.71	97.25	97.12	97.93	96.98	96.91	97.63	97.85	97.21	96.93	97.75	96.48	97.05	95.74	98.64
ppm																	
Li	41	35	55	53	57	62	53	59	52	37	63	59	65	44	36	116	32
Rb	65	203	196	196	230	210	187	210	187	226	238	318	150	220	336	140	270
Ba	362	856	499	538	612	536	766	481	805	803	516	379	515	521	307	1006	123
Sr	272	168	146	148	137	133	166	133	181	159	98	60	345	127	53	624	20
Be	2.92	2.79	2.94	2.87	3.2	3.48	3.06	3.47	2.93	3.15	2.72	3.4	2.46	2.94	2.97	3.29	2.6
La	26	10	20	22	28	28	38	28	40	33	18	12	40	37	30	48	127
Ce	90	35	56	67	66	70	84	57	86	80	54	40	77	90	70	113	220
B	54	27	26	26	26	27	38	26	31	28	20	20	47	26	20	90	26
Bi	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Y	26	27	31	26	24	22	30	33	27	26	17	6	27	32	29	19	16
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zr	230	184	206	194	195	162	313	355	300	248	184	150	230	275	180	334	650
Nb	39	20	25	24	24	22	27	25	27	26	18	16	33	26	18	38	31
Ni	61	9	6	10	10	8	11	10	11	9	<5	6	11	10	8	12	<5
Co	39	9	11	10	11	10	15	11	13	11	6	<5	24	11	<5	25	<5
Cr	211	29	28	32	28	23	30	28	31	26	14	14	29	32	20	21	<10
V	127	22	30	27	26	26	39	27	33	26	13	3	102	29	5	128	10
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
W	10.45	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cu	31	6	6	6	10	9	15	10	12	10	6	5	18	9	8	19	6
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10.55	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	80	34	43	42	49	45	86	49	60	47	18	29	73	42	53	87	44
Pb	34	59	51	54	60	58	51	53	57	63	62	61	37	50	71	45	49

1: Tonalitas y cuarzodioritas; 2, 3 y 4: Adamellitas de grano medio-grueso biotíticas con anfíbol y allanita; 5 y 6: Adamellitas de grano medio-grueso biotíticas; 7, 8 y 9: Adamellitas de grano medio-grueso biotíticas porfídicas; 10: Leucogranito de grano grueso porfídico con biotita (tipo Puerto de Villatoro); 11: Leucogranito de grano fino biotítico; 12: Leucogranito de grano fino de dos micas; 13: Dique de microdioritas; 14 y 15: Diques de pórfidos graníticos-adamelliticos; 16: Dique de tendencia lamprofídica; y 17: Dique de tendencia sienítica.

Tabla 5.1. Análisis químicos.

El carácter peraluminoso, de los términos ácidos, queda también patente en el diagrama de la Figura 5.1, al proyectarse dichas muestras en el campo correspondiente a granitos altamente peraluminosos y calcoalcalinos normales (SYLVESTER, 1989). Por otra parte, los granitos peraluminosos con  $A/CNK > 1,1$  han sido clasificados genéticamente como de tipo-S (CHAPPELL y WHITE, 1974). Sin embargo, no hay que olvidar que en la génesis de estos granitos pueden converger procesos evolutivos tan diversos como la cristalización fraccionada a partir de magmas metaluminosos (CAWTHORN, 1976).

Según criterios de DEBON y LE FORT (1983, 1988) los términos básicos/intermedios forman parte de una asociación cafémica, mientras que adamellitas/granitos, por un lado, y leucogranitos, por otro, forman parte de asociaciones aluminosas, probablemente independientes (Fig. 5.2).

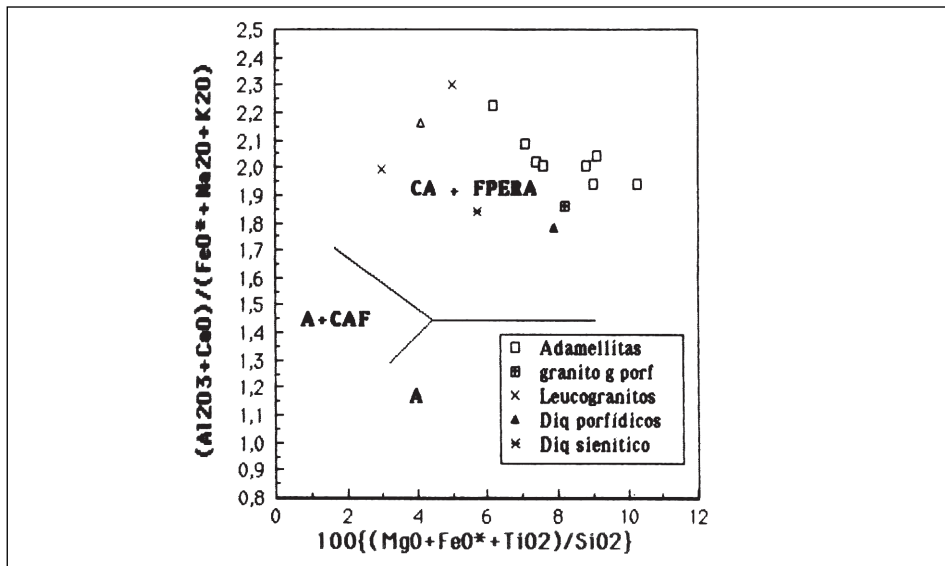


Figura 5.1. Diagrama de discriminación de granitos relacionados con colisión: A: alcalinos. CA: calcoalcinos. CAF: calcoalcinos altamente fraccionados. FPERA: fuertemente peraluminosos (según Silvestre, 1989).

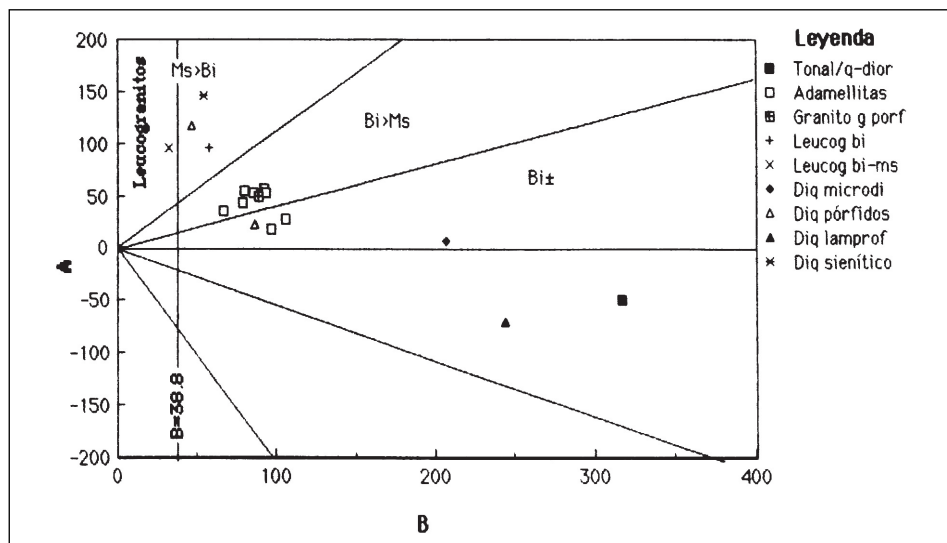


Figura 5.2. Diagrama A-B (Debon y Le Fort, 1983, 1988). A = Al - (K+Na+2Ca) y B = Fe + Mg + Ti. Los parámetros están calculados en millones (103 átomos-gramos) por cada 100 gr de roca.

De acuerdo con el índice de alúmina (marcado por el parámetro A) de los autores antes citados, las adamellitas analizadas varían (18 a 56) desde bajas en alúmina ( $10 \leq A < 20$ ) a altas en alúmina ( $40 \leq A < 60$ ) y los leucogranitos de grano fino y dique sienítico corresponden a tipos fuertemente aluminicos ( $A \geq 60$ ). Por otra parte, y de acuerdo con el índice de color expresado en tanto por ciento (B/5,55), las adamellitas, el granito biotítico porfídico, el leucogranito fino biotítico y uno de los diques de pórfidos corresponden a términos mesocráticos ( $IC > 10\%$ ); el leucogranito de dos micas y dique sienítico y porfídico a tipos leucocráticos ( $IC < 7\%$ ) y subleucocráticos ( $7\% < IC < 10\%$ ), respectivamente (ver Fig. 5.2). En dicha figura se muestra, además, la relación de alcalinidad marcada por  $K/(Na + K)$  expresada en milicaciones. Todas las muestras analizadas forman parte de asociaciones sódicas [ $K/(Na + K) < 0,45$ ] que muestran una tendencia evolutiva sílico-sódica (Fig. 5.2).

En el diagrama ternario Rb-Ba-Sr (Fig. 5.4) las adamellitas y el granito grueso porfídico (tipo Puerto de Villatoro) tienden a situarse en el campo correspondiente a “granitos anómalos”, es decir, granitos que han sido afectados por cambios químicos o bien en su génesis converge más de un proceso petrogenético. Los leucogranitos y diques ácidos proceden, en general, de líquidos magmáticos fuertemente diferenciados o enriquecidos en Rb y empobrecidos en Ba.

En la Figura 5.5 se muestra el comportamiento de los elementos traza respecto del índice de diferenciación marcado por  $SiO_2$ . Aunque en estos diagramas no se han proyectado las rocas básicas/intermedias por su escasa representatividad, datos procedentes de Hojas vecinas (FRANCO, 1980; FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1991; MARTÍN PARRA *et al.*, 1991) indican que estas rocas (que aparecen como enclaves en las granodioritas, principalmente, o como pequeños macizos en el encajante), forman parte de una asociación cafémica calcoalcalina de origen mantélico, (granitos tipo-I), genéticamente independiente de las asociaciones graníticas s.s. peraluminosas. Por consiguiente, en los diagramas de evolución, presentan líneas de variación no correlacionables con las de los granitos.

De igual manera, entre las propias rocas graníticas s.s., se ponen de manifiesto dos conjuntos principales desde el punto de vista geoquímico: uno formado por granodioritas, adamellitas y granitos, y otro integrado por leucogranitos s.s. Por otra parte, el conjunto de diques, (tanto ácidos como básicos/intermedios), suelen mostrar líneas geoquímicas evolutivas propias, en principio difíciles de correlacionar con las asociaciones anteriores, tal como se muestra en los diagramas de la Figura 5.5.

En la asociación granodiorita-adamellita-granito grueso se aprecia un incremento de elementos tales como Rb, Li, Be y Pb con el aumento de  $SiO_2$ , (Fig. 5.5). Otros como Sr, Ba, B, Nb, Zr, Y, Ni, Cu, V, Cr y Zn muestran una disminución más o menos patente con el grado de diferenciación. Este comportamiento, aparentemente anómalo, para el caso del Zr e Y, elementos altamente incompatibles, parece ser un hecho frecuente en los granitos del sector occidental de Gredos, como se pone de manifiesto en los análisis realizados, junto a los aquí presentados, en otras Hojas MAGNA, (Jaraiz de la Vera, Candeleda, Santa María del Berrocal y Vadillo de la Sierra). La disminución del Zr, también puesta de manifiesto para algunos granitos del Sistema Central, (APARICIO *et al.*, 1983), parece estar en relación con la fraccionación temprana de fases minerales ricas en este elemento, (circón, biotita y probablemente plagioclasa, APARICIO *et al.*, 1983). La y Ce muestran valores estables o ligeramente decrecientes, (Fig. 5.5).

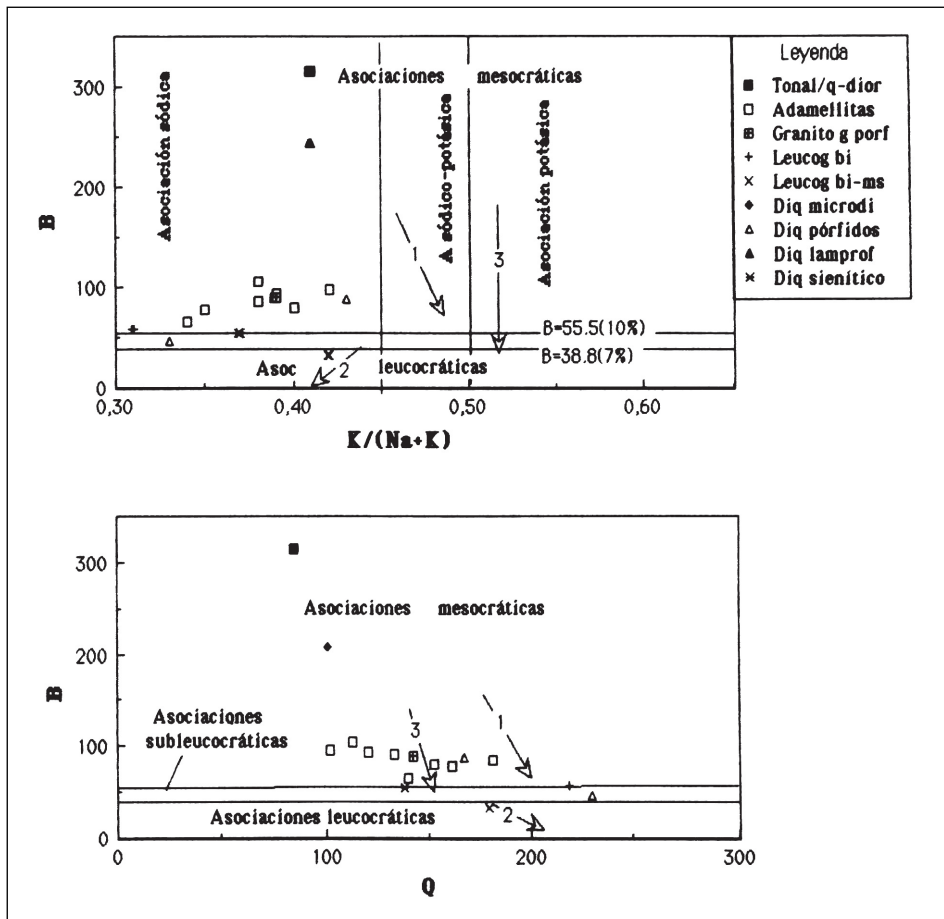


Figura 5.3. Diagrama de clasificación de asociaciones aluminosas usando  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$  como una función de  $Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$  y  $K/(\text{Na} + \text{K})$  expresado en milicaciones. Las flechas muestran "trend" teóricos: silico-potásico (1), silico-sódico (2) y silíceo (3) (según Debon y Le Fort, 1983, 1988).

En cuanto al marco geotectónico de estos granitos  $S_1$ , se han utilizado algunos de los diagramas discriminarios propuestos por PEARCE *et al.*, (1984) (Fig. 5.6), en base a elementos característicos. En el diagrama  $\text{SiO}_2$ -Nb (Fig. 5.6 A), sólo los leucogranitos y una muestra de los diques de pórfidos graníticos se proyectan claramente en el campo correspondiente a granitos de arco volcánico (VAG) y granitos colisionales (COLG), mientras que el resto lo hace en el límite o mayoritariamente dentro del campo de granitos intraplaca (WPG) y/o dorsal oceánica (ORG). Los diagramas Y-Nb (Fig. 5.6 B) y  $(\text{Y} + \text{Nb})$ -Rb (Fig. 5.6 D) nos permiten asignarlos con un marco sin-colisional o de arco volcánico, dualidad que también se manifiesta en el diagrama  $\text{SiO}_2$ -Rb



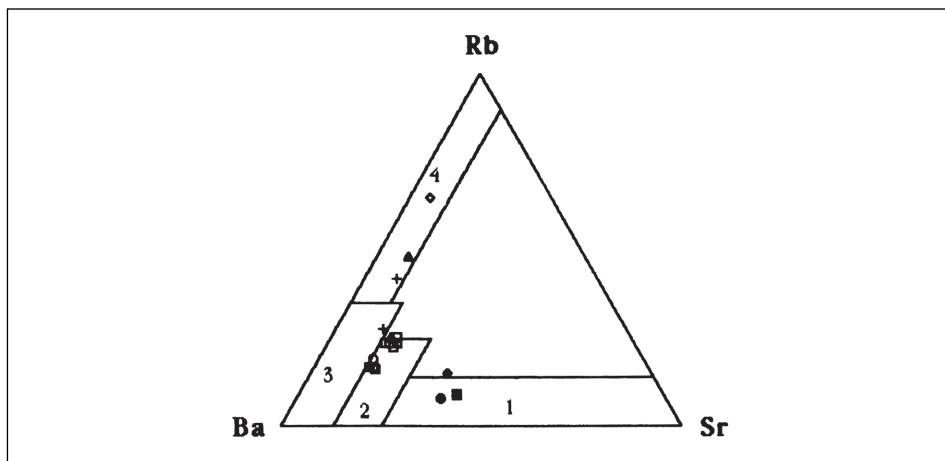


Figura 5.4. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr. Campos: 1- Dioritas, q-dioritas y granodioritas; 2- Granitos anómalos; 3- Granitos normales; 4- Granitos fuertemente diferenciados. Simbología: Tonalita/ q-diorita (cuadrado relleno), adamellitas (cuadrado vacío), granito grueso porfídico (círculo), leucogranitos (cruz), dique de microdiorita (rombo relleno), diques de pórfidos (triángulo relleno), dique de tendencia lamprofídica (círculo relleno) y dique de sienita (rombo vacío).

(Fig. 5.6 D). Si bien los leucogranitos y los diques ácidos muestran afinidades claras con un ambiente de tipo sin-colisional, las adamellitas quedan en el límite de ambos campos (VAG y syn-COLG).

Ahora bien, si tenemos en cuenta la improbable presencia de un arco volcánico en este sector del hercínico español, se puede pensar que esta afinidad de magmatismo de arco, también sugerida para algunas de las muestras analizadas en la Hoja N.º 529 (Santa María del Berrocal) (FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1991), puede ser debida a la participación del magmatismo básico de origen mantélico (tipo-I) en la génesis de las series graníticas s.s. El emplazamiento de estos magmas en la corteza inferior tras el engrosamiento cortical producido por la colisión hercínica y su posterior ascenso en etapas tardiorogénicas distensivas, contribuiría al aumento de la temperatura durante la descompresión y a la génesis de magmas graníticos más o menos contaminados que pueden conservar afinidades de tipo-I.

Así pues, es probable que la asociación granodiorita-adamellita+granito de este sector Hercínico, a pesar de su carácter colisional claramente peraluminosa no deba ser considerada como estrictamente de origen cortical (granitos tipo-S). La abundante presencia de enclaves básicos/intermedios con evidencias claras de interacción mutua, así como sus caracteres geoquímicos, sugieren la participación del magmatismo básico, presente en la zona, en su génesis. Por el contrario el conjunto integrado por los leucogranitos de grano medio/fino correspondería a una asociación estrictamente peraluminosa de tipo-S.

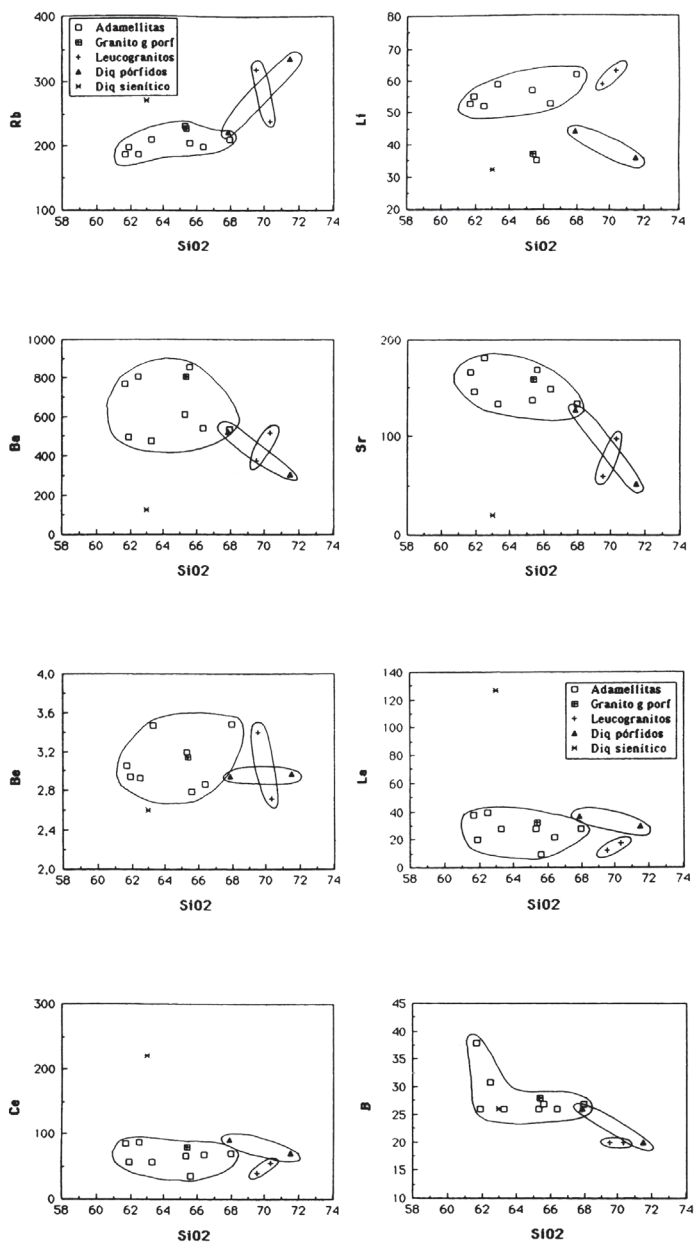


Figura 5.5. Diagramas de variación  $\text{SiO}_2$  – trazas.

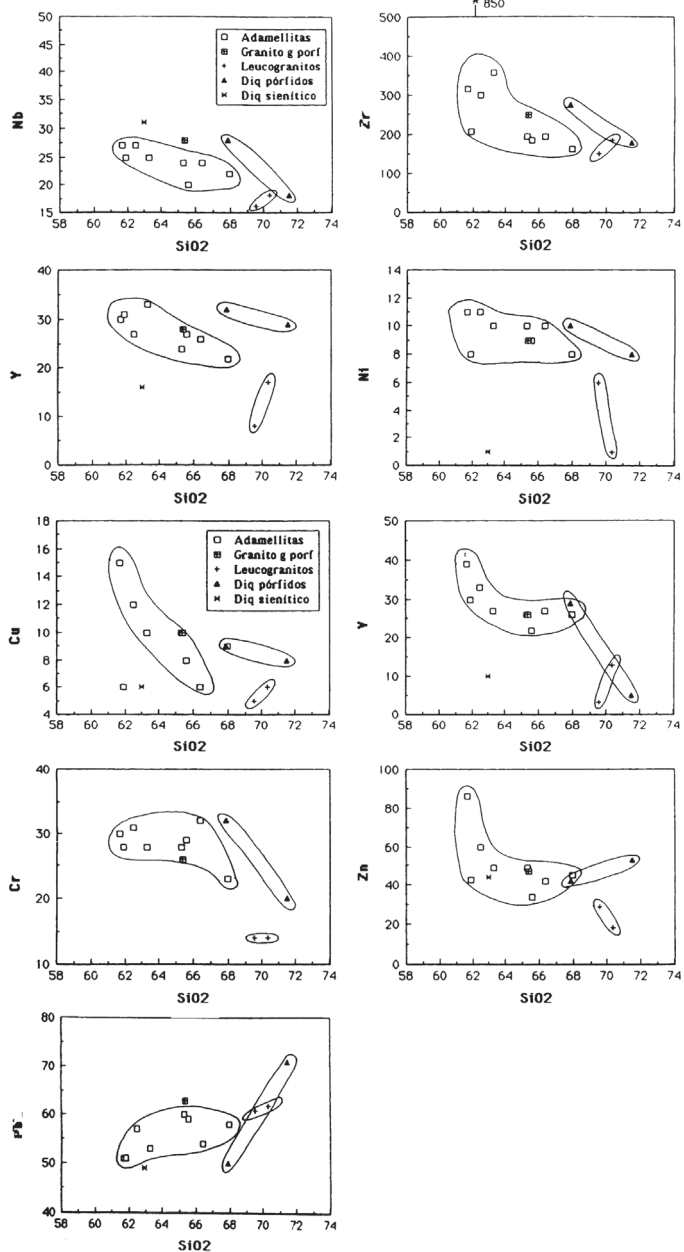


Figura 5.5. Diagramas de variación  $\text{SiO}_2$  – trazas (continuación).

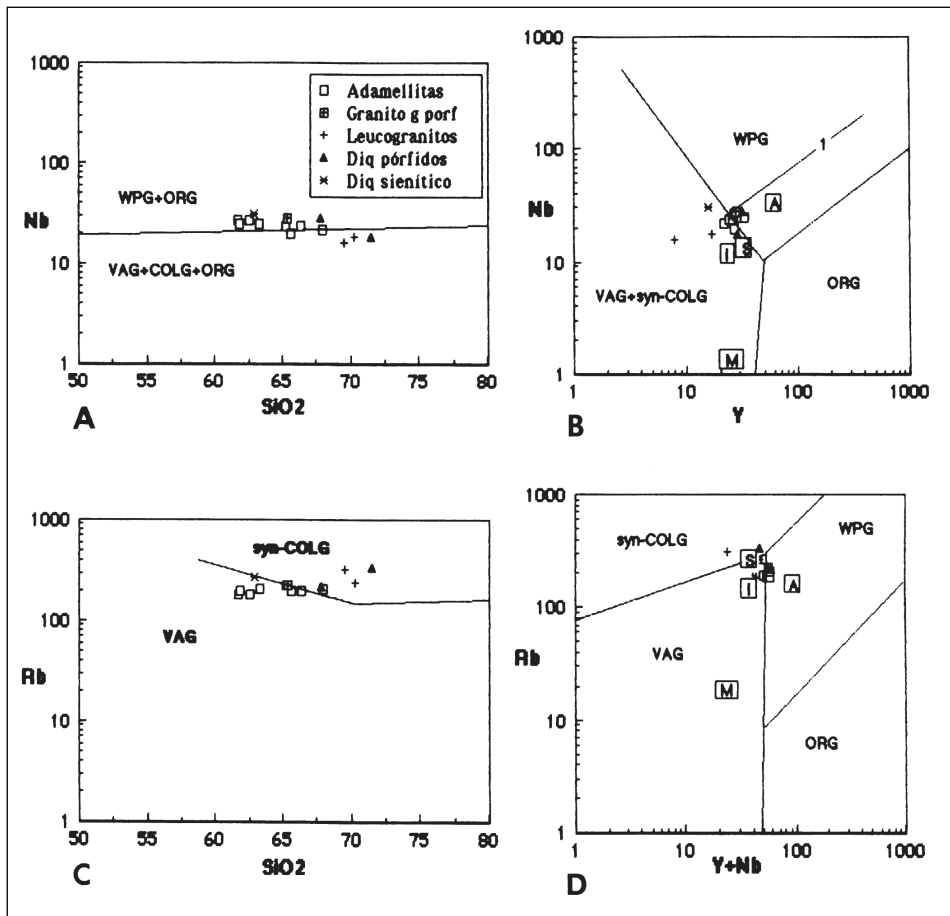


Figura 5.6. Diagramas discriminatorios SiO<sub>2</sub>-Nb (Fig. 5.6 A ), Y-Nb (Fig. 5.6 B ), SiO<sub>2</sub>-Rb (Fig. 5.6 C ) y (Y+Nb) - Rb (Fig. 5.6 D ) para granitos sin-colisión (syn-COLG), granitos de arco volcánico (VAG), granitos intra-placa (WPG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). La línea 1 (Fig. 5.6 B) representa el límite composicional superior para ORG de segmentos anómalos de dorsal (según Pearce *et al.*, 1984). Las letras en recuadros representan el punto de proyección de diferentes granitos (tipos: I, S, A y M), según valores de Whalen *et al.* (1987).

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

El grado de metamorfismo y deformación y el magmatismo hercínico que afectan a la mayor parte de los materiales precámbricos-cámbricos, hace difícil reconstruir la paleogeografía de los mismos.

La única reconstrucción posible se puede hacer basándose en correlaciones con áreas en las cuales estos materiales han sido menos transformados por la Orogenia Hercínica. En este sentido las dos áreas más próximas en las cuales se pueden encontrar secuencias estratigráficas semejantes son, el sector oriental del Sistema Central (región de Hiendelaencina-El Cardoso) y las áreas de Miranda do Douro (Portugal), Salamanca y el afloramiento de El Muñico.

En las dos primeras regiones se encuentra, y en particular en la de Miranda do Douro, donde la polaridad de la secuencia es normal, una sucesión que se inicia por ortogneises glandulares, semejantes a los de la presente Hoja, sobre los que descansa un conjunto metasedimentario constituido por materiales detríticos con intercalaciones de niveles de mármoles, sobre los que se apoya discordantemente el Ordovícico inferior. En la región de Hiendelaencina, una vez reconstruidos los pliegues, se puede deducir una secuencia semejante, en la que además aparecen ortogneises glandulares homométricos (Neis de Antoñita, SCHAFFER, 1969). En las áreas de Salamanca y del afloramiento de El Muñico, se observa una secuencia que en su parte baja comienza con ortogneises de tendencia leucocrática, a veces glandulares homométricos, con ciertas semejanzas con el Neis de Antoñita (Martinamor, Bercimuelle, Gallegos de Sobrinos, etc.) en ocasiones intercalados en una sucesión detrítica con intercalación de porfiroides (Formación Monterrubio, de DÍEZ BALDA, 1980 y unidad inferior de las Capas del río Almiar de CAPOTE, 1971). Sobre esta sucesión se apoya, sin interrupción una sucesión detrítica más fina con intercalaciones de niveles carbonatados (Formación Aldeatejada, de DÍEZ BALDA, 1980 y unidad superior de las Capas del río Almiar de CAPOTE, 1971). Esta sucesión pasa gradualmente a materiales claramente del Cámbrico inferior en Salamanca, sobre los que se apoya discordantemente el Ordovícico inferior, mientras que en el afloramiento de El Muñico, este último se apoya discordantemente sobre la unidad superior de las Capas del río Almiar.

Las edades obtenidas para los ortogneises glandulares por VIALETTE *et al.* (1986) a partir del método Rb-Sr en los macizos de Prádena (470 + 22 m.a.; 0.7094), Abantos (474 + 13 m.a.; 0.7098), Pedrezuela (476 + 10 m.a.; 0.7106), Otero (492 + 15 m.a.; 0.7069) y Antoñita (500 + 26 m.a.; 0.7078) indican que este magmatismo estaría en relación con la fase sárdica. La discordancia que se puede observar entre los materiales ordovícicos y preordovícicos en la región de Ojos Albos no parece que obedezca a un proceso orogénico importante pues tanto el metamorfismo como la deformación penetrativa es igual en los materiales situados a ambos lados de la misma.

De acuerdo con las dataciones realizadas por ALLEGRET (1983, en ALLEGRET e IGLESIAS, 1986) y LANCELOT *et al.* (1985) en los ortogneises de Miranda do Douro con edades de 618 + m.a. y los de BISCHOFF *et al.* (1986) en la región de Hiendelaencina de 540-560 m.a. para las rocas equivalentes, así como por sus semejanzas a asociaciones graníticas de origen colisional, nos permiten interpretar estos ortogneises como los granitos resultado del final de la Orogenia Cadomiense.

Esta interpretación está de acuerdo también con los datos aportados recientemente por ALLEGRET e IGLESIAS (1986) en los ortogneises glandulares de las Islas Sisargas (Galicia) y los obtenidos por LEVEQUE (1984, en ALLEGRET e IGLESIAS, 1986) en los ortogneises de Palanges y por LEVEQUE y LANCELOT (1985, en ALLEGRET e IGLESIAS, 1986) en los ortogneises de Mendic, ambos del Macizo Central Francés.

Las relaciones entre estos ortogneises y parte de la secuencia sedimentaria, pueden ser intrusivas o de discordancia. Hasta este momento no se tienen argumentos para inclinarse por una u otra posibilidad.

Las condiciones de depósito de los sedimentos son difíciles de establecer, dada la profunda transformación sufrida. No obstante, y por correlación con otras áreas de la Zona Centro Ibérica en donde se observan secuencias semejantes, es probable, que se corresponda con una serie de plataforma de edad Precámbrica superior-Cámbrico inferior. Las relaciones de esta secuencia con los ortogneises glandulares homométricos, que se encuentran dentro de ella, son intrusivas. Pero no se puede establecer con certeza, dada la escasez de datos geocronológicos de estas rocas, si su emplazamiento es prehercínico o hercínico precoz. Sobre esta serie se dispone discordantemente los materiales del Ordovícico inferior. Esta discordancia que ha sido descrita por numerosos autores en la zona Centro Ibérica, puede observarse en el afloramiento de Ojos Albos en la vecina Hoja de El Espinar. Los materiales ordovícicos corresponden a un medio de plataforma somera.

La ausencia de un registro estratigráfico por encima de los materiales del Ordovícico inferior hace imposible la reconstrucción paleogeográfica hasta el inicio de la Orogenia Hercínica.

Durante la Orogenia Hercínica estos materiales sufren una deformación y metamorfismo polifásico. Las dos primeras fases de deformación se producen en un régimen tangencial, produciéndose al final de la segunda, cizallamientos dúctiles en condiciones intensas de metamorfismo con presiones intermedias. Simultáneamente con estas dos fases han podido generarse procesos de migmatización, que diesen lugar a cuerpos graníticos de carácter parautóctono. La tercera y cuarta fase son etapas de replegamiento, asociadas a las cuales se produce un metamorfismo de gradiente elevado de temperatura y son contemporáneas con el inicio de la intrusión de la mayor parte de los cuerpos graníticos del Sistema Central. Otra parte importante de ellos es claramente posterior.

Con posterioridad a la cuarta fase de deformación tienen lugar las etapas de fracturación tardihercínica que afectan a todo el conjunto de materiales, denominadas Etapa Malagón y Etapa Hiendelaencina por VICENTE *et al.* (1986) o episodios Dúctil Extensional Tardihercínico, Dúctil Transcurrente Tardihercínico y Frágil Transcurrente Tardihercínico de DOBLAS (1990). Los primeros episodios corresponden a la formación de fallas E-O con fuerte buzamiento que comienzan con movimiento normal y acaban con movimiento de desgarre (VICENTE *et al.*, 1986) durante el cual ocurre la inyección de diques de pórfido. Su edad debe estar en el límite permo-carbonífero. A continuación se generarían una serie de fracturas con direcciones ENE-OSO, E-O a ENE-OSO (Falla de la Cruz de Hierro) y NO-SE de desgarre, con componente principalmente de desgarre, senestral en las últimas y senestro y en ocasiones dextro en los otros dos grupos. Todas ellas tienen cierta componente normal y parecen ligadas a una extensión tardihercínica. Corresponderían en parte con la etapa Hiendelaencina de VICENTE

*et al.*, (1986). Finalmente se produce una fracturación NNE-SSO, subvertical ocasionalmente rellena por diques de cuarzo y de leucogranitos de grano fino. En cuanto a la evolución del metamorfismo que afecta a estos materiales, se observan tres etapas sucesivas de metamorfismo regional y una de metamorfismo de contacto, pertenecientes a un único ciclo de metamorfismo hercínico.

El metamorfismo regional comenzaría con una primera etapa ( $M_1$ ) en condiciones de presión intermedia durante la primera y parte de la segunda etapas deformativas ( $D_1$  y  $D_2$ ) que da lugar a la aparición de granate, y en la vecina Hoja de El Espinar estaurrolita y distena y que evolucionaría hacia una segunda etapa ( $M_2$ ) en condiciones de menor presión y gradientes térmicos más elevados, principalmente durante la tercera etapa deformativa ( $D_3$ ) y posteriormente a ella. Durante esta etapa  $M_2$ , se formarían sillimanita y cordierita, llegando a superarse en algunos sectores las condiciones de desaparición de la moscovita y de aparición de sillimanita y feldespato potásico. Posteriormente se produce un tercer episodio ( $M_3$ ) generalizado de carácter retrogrado en condiciones de alta  $PH_2O$  y baja temperatura, que genera moscovita secundaria así como reemplazamientos de biotita y anfíbol por clorita y sustitución de los granates, y cordieritas por cloritas, moscovitas y agregados pinníticos. Este episodio se desarrolla especialmente en zonas de cizalla tardías.

En relación con la intrusión de granitoides, posteriormente a la  $D_3$  hercínica se observan fenómenos de metamorfismo de contacto que desarrollan aureolas que sobrepasan los 1000 m de anchura.

En cuanto al plutonismo granítico las manifestaciones hercínicas más tempranas probablemente corresponden a dos pequeños macizos de tonalitas y cuarzdioritas que a modo de megaenclaves se presentan en relación con las adamellititas biotíticas de grano medio-grueso porfídicas. Posteriormente se emplaza un gran macizo de carácter adamellítico que es el más ampliamente extendido en la Hoja, en el que se han podido distinguir tres facies. Este macizo se ha emplazado tardi-cinemáticamente con la  $D_4$ , dando lugar a la existencia de una orientación deformativa nortada de diversa intensidad relacionada con la misma. Este conjunto de adamellititas suele presentar frecuentes enclaves microgranulares oscuros desde cuarzdioríticos a tonalíticos principalmente, llegando a formarse ocasionalmente "pasillos de enclaves". En las facies marginales son frecuentes los xenolitos de rocas metamórficas del encajante. Este grupo de adamellititas suelen presentar acumulados en bolsadas, así como a veces vénulas irregulares pegmatíticas y cavidades miarolíticas zonadas.

Posteriormente, postcinemáticamente con respecto a  $D_4$  se emplaza un conjunto de granitos a veces en tránsito a adamellititas de tendencia leucocrática de grano grueso a muy grueso, con biotita no deformados. En estos granitoides los enclaves son muy escasos o no existen.

Finalmente las manifestaciones plutónicas más tardías corresponden a leucogranitos de grano fino-medio. Sus contactos suelen ser intrusivos. En ocasiones pueden ser derivados finales, muy evolucionados de los granitoides con los que se relacionan como por ejemplo las adamellititas de grano medio-grueso biotíticas. Suelen presentar cordierita tardimagmática accesoria.

Los episodios ígneos más tardíos están representados por los materiales filonianos, tardihercínicos y eo-alpinos.

La familia de diques más importante tiene una directriz general E-O y está representada fundamentalmente por pórfidos granítico-adamellíticos con proporciones subordinadas de leucogranitos de grano fino y microdioritas, así como algún dique de cuarzo. El segundo conjunto filoniano fundamental está representado por diques de cuarzo y alguno de leucogranito de grano fino con direcciones N10-20E rellenando fracturas tardihercínicas.

Con posterioridad a los eventos deformativos, metamórficos e ígneos hercínicos y tardihercínicos, la región se ve sometida a nuevos campos de esfuerzos debidos posiblemente a la apertura del Atlántico y al comienzo del ciclo Alpino, que dan lugar a la reactivación de fallas tardihercínicas así como a la generación de otras nuevas. Los diques de sienitas y lamprófidios representados en la Hoja podrían relacionarse con el comienzo de estos eventos.

Algunos aspectos de la historia alpina temprana se pueden ampliar a través del conocimiento regional del Cretácico.

Para etapas anteriores se supone que toda la zona se encontraba en una prolongada emersión, al menos durante todo el Mesozoico. Como consecuencia de ello se produciría un arrasamiento generalizado del zócalo (aplanamiento policíclico). Los últimos vestigios de ello pueden verse como intensas alteraciones del basamento, fosilizadas por sedimentos del Cretácico superior en ambas mesetas.

Los depósitos de las cuencas cretácicas, en los momentos de regresión importante, provienen de éste zócalo alterado que se desmantela, dando lugar a sedimentos siliciclásticos.

Las alteraciones caoliníferas de más de 20 m de profundidad, las silicificaciones y los encostramientos ferruginosos nos hablan de un clima agresivo, húmedo y cálido para los sedimentos mesozoicos registrados en esta zona. Hacia el E, sin embargo, se han conservado sedimentos cretácicos originados en mares epic Continentales, de historia más dilatada que la que aquí se conserva.

Las primeras fases compresivas alpinas importantes dan lugar, durante el Paleógeno, a sedimentos continentales muy diferentes a los de las etapas previas mesozoicas. El relieve cambia radicalmente, destacándose áreas montañosas en las que se enraizarían abanicos aluviales. El clima tampoco sería tan agresivo, como lo indica el carácter arcósico de los depósitos.

Los movimientos alpinos sufren una reactivación importante posterior, que alcanza, en el Aragoniense (Mioceno medio), su punto culminante. Es cuando se establecen los caracteres principales de las sierras actuales y la estructura definitiva del Valle de Amblés, desconectado ahora del resto de la cuenca del Duero por la Sierra de Ávila.

El encajamiento de la red fluvial, durante el Cuaternario y los efectos del glaciario reciente, en áreas montañosas próximas, son los procesos que van a terminar de perfilar los aspectos morfoestructurales actuales (paisaje) de este área.



## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1. HIDROGEOLOGÍA

#### 7.1.1. Climatología

La temperatura media anual varía entre los 10° y 12°C, siendo el mes más frío generalmente Enero, con temperaturas medias entre 0° y 7°C, y los meses más cálidos Julio y Agosto donde se alcanzan temperaturas de 17° y 23° C.

El rigor térmico se pone de manifiesto en la diferencia existente entre las temperaturas máximas y mínimas que llegan desde 45°C las primeras a -25°C las segundas. Las heladas son abundantes y tienen lugar desde finales de otoño a bien entrada la primavera.

La precipitación media anual se encuentra entre los 550 mm y 800 mm, con una tendencia de variación creciente hacia el sur según arcos concéntricos con centro en Ávila. En la Figura 7.1 (extraída de los planes hidrológicos de las cuencas del Tajo y Duero), se encuentran representadas las isoyetas medias para un periodo comprendido entre 1940 a 1980.

Todo ello, da lugar a una variedad climática que corresponde a un clima Mediterráneo continental semiárido fresco (según la clasificación agroclimática de J. Papadakis). En general, dominan los inviernos largos y fríos, la irregularidad en las precipitaciones y aridez estival son sus principales características.

#### 7.1.2. Hidrología Superficial

Las aguas superficiales son recogidas por el Río Adaja que atraviesa el cuadrante NO de la hoja en dirección SO-NE a lo largo de aproximadamente 16 km.

Los principales afluentes del Adaja se sitúan en su margen derecha y son de carácter estacional entre ellos los de mayor entidad son: Arroyos Chico, Gemional, Gemuño y Portes o de Clementes. Por la izquierda, solo merece mencionarse el arroyo de Bascoarrabal, junto a la salida del río Adaja.

En el cuadrante SE de la hoja, la escorrentía superficial es recogida principalmente por el río Gaznata que con dirección N-S, vierte sus aguas a la Cuenca del Tajo.

En la Figura 7.2, están representadas las aportaciones anuales clasificadas y la frecuencia acumulada de aparición. También se han señalado los años muy húmedos, húmedos, medios, secos y muy secos en función de la frecuencia acumulada de aparición. Como puede observarse, los años medios tienen una aportación comprendida entre 96 y 164 hm<sup>3</sup>.

En la Figura 7.3, se han representado las aportaciones totales y subterráneas de cada año de la serie estudiada. La variabilidad de la escorrentía subterránea, aunque menor que la de la escorrentía total, es relativamente grande, lo cual pone de relieve la rápida respuesta del acuífero a la pluviometría y su baja capacidad de regulación.

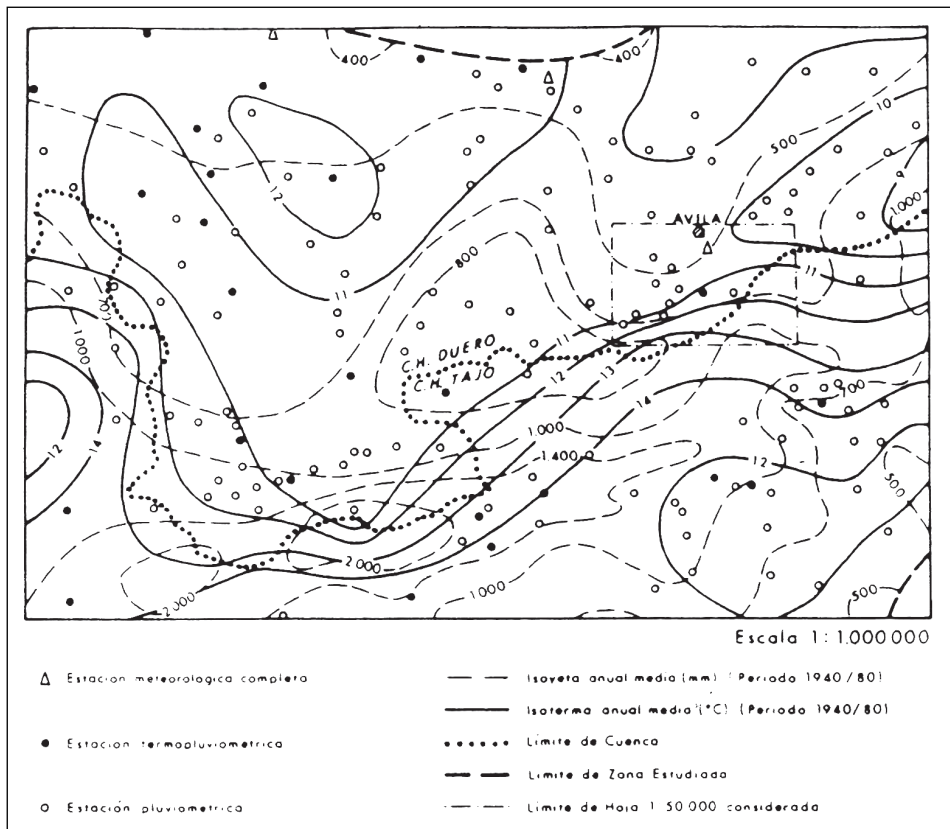


Figura 7.1. "Mapa de isoyetas e isotermas, extraído de los planes hidrológicos de las cuencas del río Tajo y Duero"

### 7.1.3. Características Hidrogeológicas

La hoja se encuentra enclavada en el borde Suroccidental de la Cuenca Terciaria del Duero, más específicamente, al Sur de la Región de los Arenales, caracterizada por el gran desarrollo del acuífero superficial de arenas que retiene el agua de lluvia para cederla posteriormente por goteo a los acuíferos más profundos.

Desde el punto de vista hidrogeológico, lo más destacado de la hoja es la situación de la mitad oriental del Detrítico Terciario del Valle de Ambles, Sistema 8-12 del Mapa Nacional de Síntesis de Sistemas Acuíferos, definido por el I.G.M.E. en 1971, ocupando gran parte del cuadrante Noroccidental de la misma, dentro de la Cuenca Alta del río Adaja. La Cuenca Alta del río Adaja se sitúa en la vertiente Norte del Sistema Central, y se presenta como un conjunto de bloques tectónicos elevados que rodean una pequeña fosa, el Valle

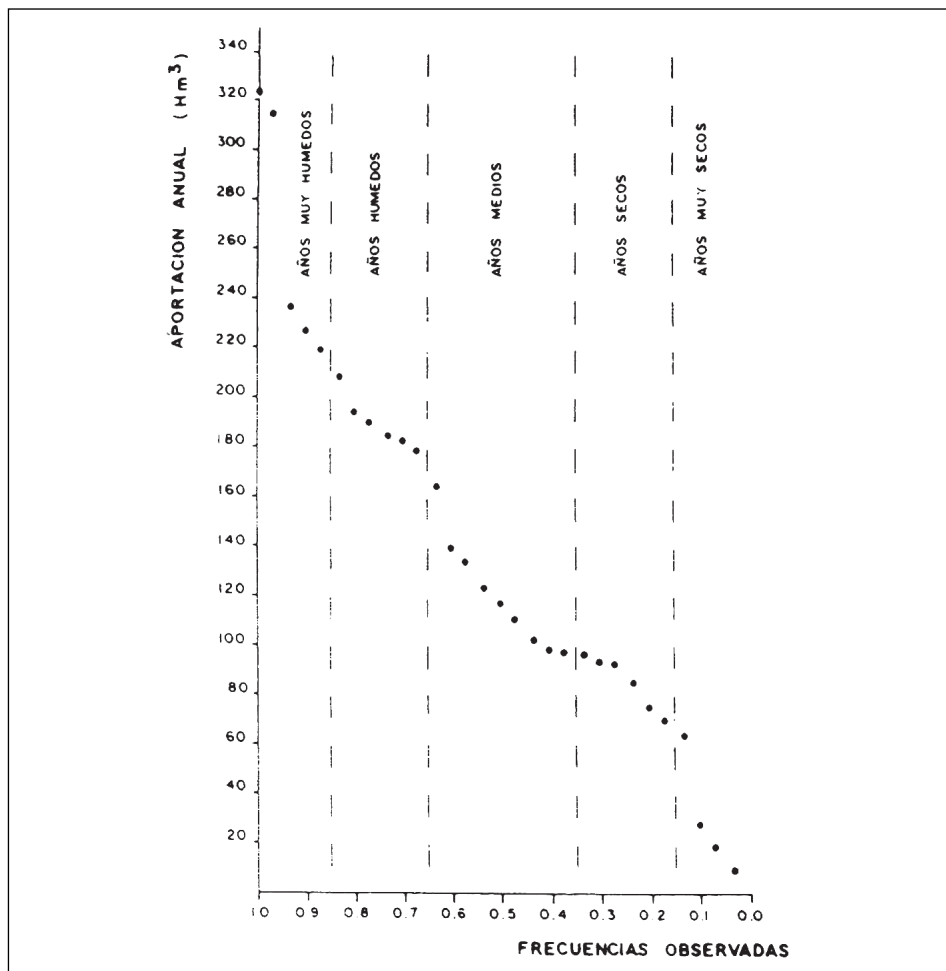


Figura 7.2. "Aportaciones clasificadas".

de Amblés. Su forma alargada de dirección ENE-OSO, sigue las directrices hercínicas del Macizo Hespérico. En sus 744 km<sup>2</sup> de superficie, afloran 2 conjuntos litológicos que constituyen el zócalo y el relleno de la fosa, ocupando más de dos terceras partes el primero de ellos.

Esta dinámica de bloques afecta también al basamento de la fosa de Amblés, como han puesto de manifiesto diferentes estudios de prospección geofísica. Así, GARZÓN *et al.* (1981), a través de una campaña gravimétrica, determinaron la existencia de cuatro grandes bloques (Figura 7.5) de Oeste a Este, con las siguientes características morfológicas:

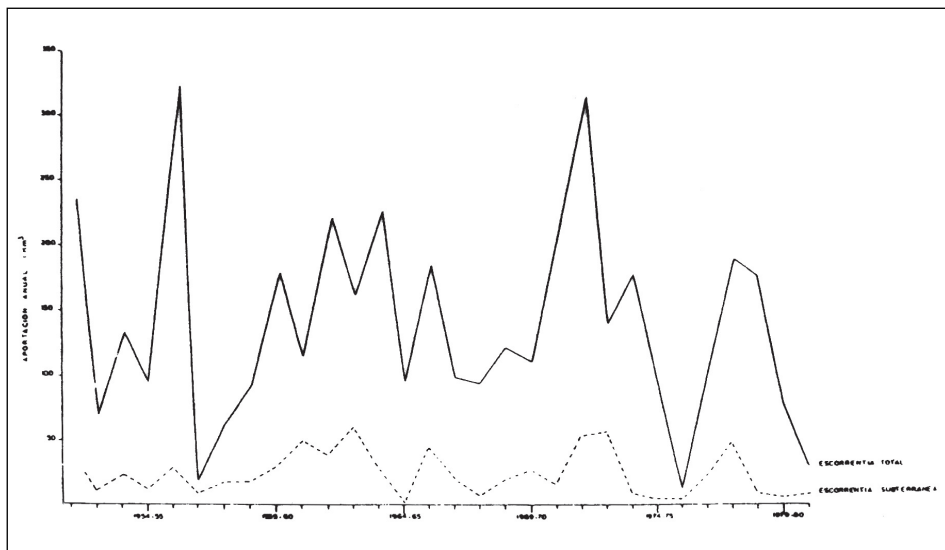


Figura 7.3. "Representación de las aportaciones totales y subterráneas de la serie estudiada". ITGE, 1978.

- 1.º 10 km de longitud y 60 m de profundidad media.
- 2.º 12 km de longitud y 450 m de profundidad media, quedando delimitado por las fallas de Muñogalindo-Baterna y Muñana (Sistema N10°-20°E) y por las de Solosancho-Venta de Muñana y Muñogalindo-Múñez (N110°-120°E).
- 3.º 6 km de longitud y 230 m de profundidad media, situado a la altura de Muño-chas-Solosancho.
- 4.º 7 km de longitud y 700 m de profundidad media, con clara influencia de las fallas de Padiernos, La Colilla y Arroyo Gemional (sistema N10°-20°E).

Así, se observa la existencia de dos subcuencas separadas por un umbral (Muño-chas-Solosancho), el cual actúa de forma decisiva en el funcionamiento del acuífero Terciario.

El relleno de la fosa, cuya superficie de afloramiento es de 235 km<sup>2</sup>, está ocupado por sedimentos detríticos procedentes de la erosión de los materiales ígneos y metamórficos que circundan el Valle, a los que se les atribuye una edad Terciaria, sin más precisión. Están constituidos fundamentalmente por alternancias de niveles de gravas, arenas, limos y arcillas, con niveles locales discontinuos de conglomerados y areniscas con cemento calcáreo, aumentando hacia el techo las intercalaciones arcillosas, respondiendo a un modelo sedimentario de abanicos aluviales. Durante el cuaternario, aparecen depósitos aluviales y/o coluviales en el río Adaja y arroyos tributarios de este, como parte del Sistema Acuífero.



E. 1:100,000

#### FORMACIONES FAVORABLES

##### CUATERNARIO



Gravas, arenas, limos (permeabilidad alta-media por porosidad intergranular)

##### TERCIARIO



Arcillas, limos, arenas (permeabilidad alta-media por porosidad intergranular)

#### FORMACIONES GENERALMENTE IMPERMEABLES

##### PALEOZOICO-MESOZOICO



Paragneises, esquistos, cuarcitas, areniscas (permeabilidad baja o impermeables)

##### ROCAS INTRUSIVAS



Granitos y granodioritas (permeabilidad baja o impermeables)



Dique Alentejo-Plasencia (permeabilidad media-baja por fracturación)

Figura 7.4. "Esquema regional de permeabilidades".

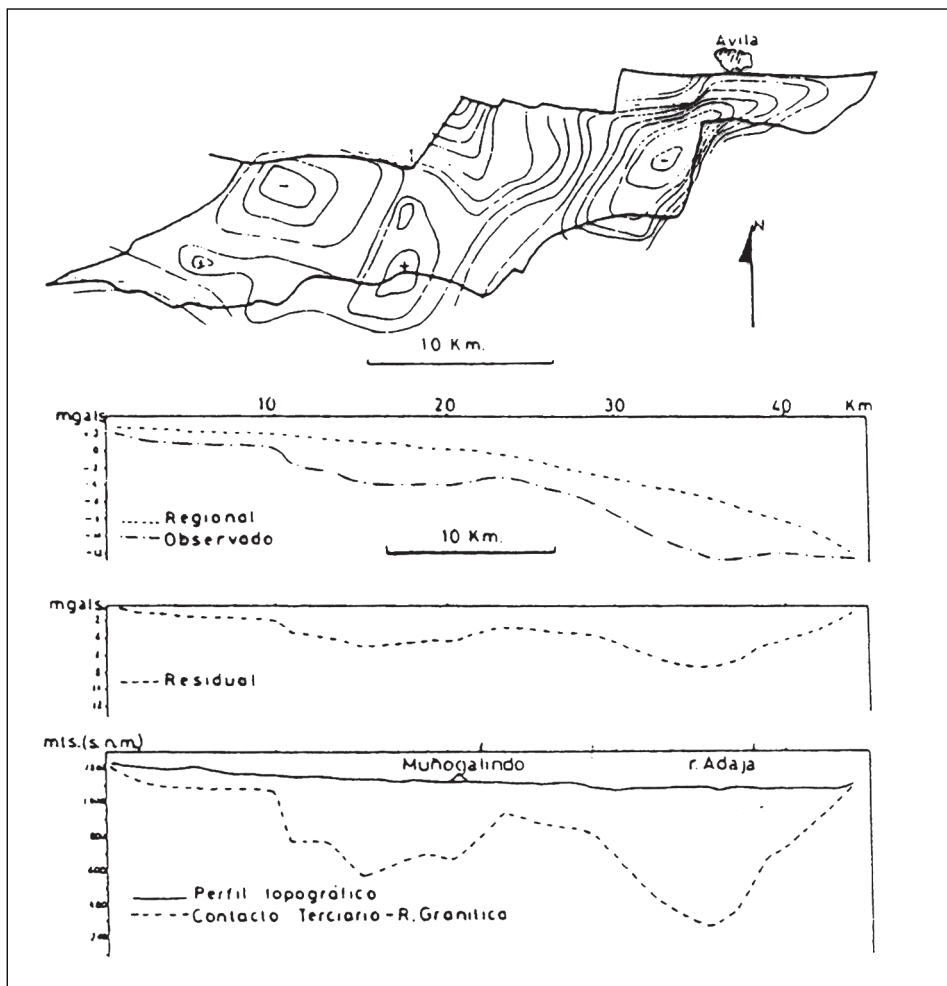


Figura 7.5. "Anomalías gravimétricas y perfiles del Valle del Ambles". (Según GARZÓN *et al.* 1981).

Estas formaciones, deben su permeabilidad a porosidad intergranular, formando un conjunto donde el Terciario detrítico del Valle de Ambles y los aluviales Cuaternarios asociados a este, constituyen un único acuífero complejo, multicapa, cuyas principales características son su heterogeneidad y anisotropía.

Los materiales anteriormente descritos, se encuentran rodeados por granitos biotíticos porfídicos de grano medio a grueso y granitos de 2 micas de grano fino leucocráticos, pertenecientes al gran conjunto de granodioritas tardías descritas por García Figuerola y Carnicero (1973), con

una permeabilidad asociada al desarrollo de fracturas, agrupadas en 2 familias principalmente de dirección N10°-20°E y N110°-120°E, y a la presencia de diques, los más importantes, los de pórfidos graníticos de dirección E-O, de cuarzo NNE-SSO y diabasa aproximadamente N-S.

Al Este de la cuenca, aflora una serie metamórfica de migmatitas y esquistos considerada impermeable, perteneciente al Cámbrico (I.T.G.E., 1982).

Como parámetros hidráulicos en el Valle de Amblés citar:

- Caudales máximos extraídos: 21 a 22 l/seg.
- Caudales medios: 10 l/seg.
- Caudales específicos: 0,3 l/s.m. a 1,6 l/s.m.
- Transmisividad media: 40 m<sup>2</sup>/día.
- Permeabilidad vertical mucho menor que permeabilidad horizontal.
- Coeficiente de almacenamiento: 10<sup>-4</sup> a 10<sup>-5</sup>.

Los niveles estáticos, en general, son más profundos en los bordes del Valle donde suelen estar entre 10 y 14 m, disminuyendo hacia el centro de la cuenca, donde llegan a existir surgencias.

El gradiente hidráulico calculado a partir del mapa de isopiezas es 0,01 a 0,008.

La cuenca Alta del Río Adaja, constituye un sistema cerrado, en el que las entradas proceden de la precipitación sobre la propia cuenca, mientras que las salidas, son debidas al drenaje efectuado por el río Adaja y la evapotranspiración.

La recarga en el sistema se produce fundamentalmente por el borde Norte ya que por el Sur el río discurre próximo y paralelo al borde impermeable de la sierra. Como zonas de recarga en este sector oriental del Valle de Amblés cabe destacar las áreas de Muñochas, al Norte del Adaja y Aldea del Rey Niño al Sur.

El flujo tiene una dirección NO-SE al Norte del río, mientras que al Sur lo hace en dirección SO-NE, en ambos casos se produce desde los bordes más impermeables de la cuenca hacia el río, que drena el acuífero. Estos flujos tienen un carácter local, existiendo otras zonas de flujo intermedio, más profundo con dirección aproximada O-E, que descargarían en la zona de surgencia del centro de la cuenca.

En periodos secos se produce descenso de los niveles, dejando colgado el acuífero aluvial cuaternario. Situación en la que el río cede agua al acuífero recargándolo, modificándose las direcciones de flujo hacia áreas donde el bombeo es más intenso.

Se puede considerar que los recursos del sistema son equivalentes a la escorrentía subterránea drenada por el río Adaja, esto es, unos 20-25 hm<sup>3</sup>/año.

Una explotación continua y equilibrada, aumentaría la capacidad reguladora de acuífero al favorecer, este hecho, la recarga.

Existen gran cantidad de captaciones de agua en forma de pozos y/o sondeos en el acuífero detrítico de la hoja (se han inventariado 117 puntos). La profundidad de los sondeos es muy variada entre los 21 m y los 251 m el más profundo, abundando profundidades entre los 50 y 85 metros, y sobrepasando los 100 m solo 27 de estos puntos.

En conjunto, las aguas de la zona están poco mineralizadas, como cabe esperar de un acuífero alimentado fundamentalmente por infiltración de lluvia y aguas de escorrentía superficial procedentes de macizos graníticos.

La conductividad varía entre 200 y 900  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en el acuífero. En el área que nos ocupan y concretamente al este de la alineación Muñopepe-Gemuño, las conductividades varían entre 400 y 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , para pasar a 500 y más de 800  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en las inmediaciones de Ávila, área de descarga natural del acuífero.

En las zonas de recarga, como la entrada del arroyo Gemional en el Terciario, la conductividad disminuye.

Las zonas de conductividad anormalmente altas deben de corresponder a condiciones locales del acuífero y no a la evolución geoquímica de las aguas.

Las aguas en general son muy blandas oscilando la dureza total entre 10 y 130 ppm de  $\text{Co}_3\text{Ca}$  encontrando un máximo entre 50 y 70 ppm de  $\text{Co}_3\text{Ca}$ .

En el diagrama de SCHOELLER (Figura 7.6) se dibujan los valores máximos y mínimos, delimitando así el campo de variación del acuífero. En él se refleja la baja mineralización de las aguas con valores de sólidos disueltos entre 255,68 y 609,48 mg/l. Únicamente destacar los altos contenidos de  $\text{NO}_3^-$ .

Se produce aumento de los concentrados de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $r\text{Na}/r\text{K}$ , hacia áreas con aportes de flujos más profundos.

Las aguas son en su mayoría bicarbonatadas cálcicas evolucionando estas, a aguas bicarbonatadas sódicas en área de aportes de flujos profundos.

Los altos contenidos en nitratos ( $\text{NO}_3^-$ ), que en la mayoría de los casos superan los máximos tolerables, se deben a contaminación por prácticas de abonado agrícola, constituyendo esto, un foco de contaminación difusa del acuífero.

Por otra parte, existe contaminación de origen orgánico que se produce por focos de contaminación puntuales (establos, fosas sépticas, etc.).

Los niveles acuíferos superficiales por su relación con el río Adaja, presentan un riesgo de contaminación más elevado que los más profundos.



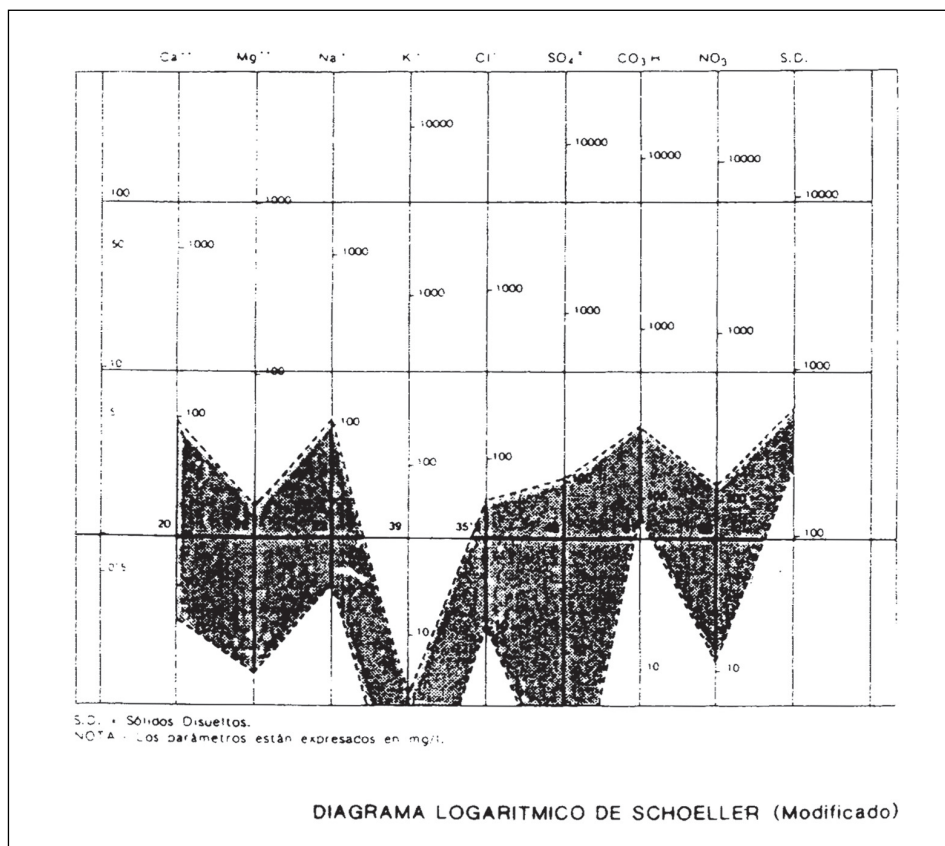


Figura 7.6. "Diagrama de SCHOELLER. Campo de variación de los parámetros analizados".

## 7.2. RECURSOS NATURALES

### 7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

El potencial minero de minerales metálicos y no metálicos, en la presente Hoja, no tiene ningún interés; ni la investigación efectuada durante la ejecución de la cartografía geológica ha sugerido la posibilidad de encontrar algún yacimiento con reservas suficientes para una explotación económica.

#### 7.2.1.1. Minerales metálicos

Tan sólo se pueden citar algunas clásicas estructuras filonianas, cuyo interés para una posible minería es, evidentemente, nulo o escaso.

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/sig (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m <sup>2</sup> /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD $\mu$ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
162111	S	109,00	4,33 (81-82)	12,2(75)	-	Arc	8-12	-	-	O	ITGE	1-5-90	
162112	S	135,00	1,85 (81-82)	4,2(75)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
162113	S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
16114	P+S	40,00	7,25(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
162115	S	107,00	27,29 (81-82)	-	-	Arc	8-12	-	-	O	ITGE	1-5-90	
162116	P+S	25,00	0,40(78)	16,7(75)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
162117	S	80,00	7,50(75)	16,7(75)	14,9x10 <sup>6</sup>	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
162118	P+S	38,00	1,45(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	P	ITGE	1-5-90	
162119	S	64,00	2,00(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	O	ITGE	1-5-90	
1621110	P	6,00	2,12(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621112	P	3,00	0,60(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621113	S	100,00	50,00(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621114	P	4,00	0,80(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	O	ITGE	1-5-90	
1621115	S	120,00	0,26(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621116	S	60,00	1,68(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621117	S	50,00	2,06(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621118	S	54,00	-	3,30(75)	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621119	S	118,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621120	S	56,00	3,00(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621121	P	5,50	1,00(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	

(1) M: Manantial  
P: Pozo  
S: Sondeo  
G: Galería

(2) Are: Arenas  
Gr: Gravas  
Cg: Conglomerados  
Ca: Calizas

Arc: Arcillas  
Piz: Pizarras  
Q: Cuarcitas  
G: R. Intrusivas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento  
R: Regadío  
I: Industrial  
G: Ganadero

C: Desconocido  
O: No se usa

HOJA 1:50.000 N° 16-21 (531)

## CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m <sup>2</sup> /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD $\mu$ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
1621122	P+S	46,00	4,00(78)	0,50(78)	-	Arc	8-12	-	-	I	ITGE	1-5-90	
1621123	S	109,00	21,0(78)	21,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621124	S	175,00	0,60(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621125	S	81,00	1,20(78)	14 (78)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621126	S	80,00	2,20(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621127	S	45,00	0,40(78)	1,10(78)	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621128	S	50,00	2,40(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621129	S	100,00	2,40(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621130	S	93,00	2,76 (81-87)	16,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621131	P+S	-	2,10(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621132	P+S	40,00	1,70(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621133	P	5,00	2,60(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621134	P+S	50,00	0,80(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621136	P+S	21,00	0,10(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621137	S	39,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621138	S	70,00	2,00(78)	22,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621139	S	70,00	22,0(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621140	S	125,00	22,0(78)	4,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621141	S	127,00	-	7,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621142	S	80,00	4,00(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621143	S	30,00	1,00(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621145	S	104,00	18,0(78)	19,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	

(1) M: Manantial  
P: Pozo  
S: Sondeo  
G: Galería

(2) Are: Arenas  
Gr: Gravas  
Cg: Conglomerados  
Ca: Calizas

Arc: Arcillas  
Piz: Pizarras  
Q: Cuarcitas  
G: R. Intrusivas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento  
R: Regadío  
I: Industrial  
G: Ganadero

C: Desconocido  
O: No se usa

Cuadro 2. Resumen inventario de puntos de agua.

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m <sup>2</sup> /día	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD $\mu$ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
1621146	S	80,00	17,0(78)	19,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	Junta Castilla-León
1621147	S	70,00	22,0(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621148	S	80,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621149	S	85,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621150	S	82,00	4,20(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621166	S	83,00	-	21,0(86)	38	Arc	8-12	-	-	A	Proyec. 86	1986	
1621146	M	-	-	-	-	G	8-12	-	-	C	"	"	
162121	S	89,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
162122	S	96,00	0,10(76)	16,0(76)	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
162123	S	56,00	8,10(78)	8,10(78)	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
162124	S	50,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
162125	S	30,00	-	0,25(75)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
162126	S	42,00	7,69 (75/78)	-	-	Arc	8-12	-	-	I	ITGE	1-5-90	
162127	P	?	1,20(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
162128	S	55,00	19,1 (81-83)	-	-	Arc	8-12	-	434-507	I	ITGE	1-5-90	
162129	S	45,00	-	2,00(78)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621210	P+G	6,00	2,04(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621211	P+S	43,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621212	S	50,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621213	S	50,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621214	P+G	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	

(1) M : Manantial  
P : Pozo  
S : Sondeo  
G : Galería

(2) Are : Arenas  
Gr : Gravas  
Cg : Conglomerados  
Ca : Calizas

Arc : Arcillas  
Piz : Pizarras  
Q : Cuarcitas  
G : Intrusivas

(3) N° del PIAS

(4) A : Abastecimiento  
R : Regadío  
I : Industrial  
G : Ganadero

C : Desconocido  
O : No se usa

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m <sup>2</sup> /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO(3)	CONDUCTIVIDAD $\mu$ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
1621215	S	104,00	2,21 (75/73)	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621216	S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621217	P+S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621218	P+S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621219	P	?	2,67(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621220	S	40,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621221	S	83,00	10,0(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621222	S	70,00	3,00(78)	28,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621223	S	70,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621224	S	50,00	6,00(78)	5,00(78)	-	Arc	8-12	-	-	I	ITGE	1-5-90	
1621225	S	112,00	12,8(78)	8,40(78)	0,8x10 <sup>6</sup>	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621226	S	60,00	9,60(78)	2,70(76)	-	Arc	8-12	-	-	I	ITGE	1-5-90	
1621227	S	80,00	32,6(78)	1,70(78)	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621228	S	80,00	30,2(78)	0,55(78)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621229	S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621230	S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621231	S	70,00	14m0(78)	13,8(78)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
1621232	S	110,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621233	S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621234	S	72,00	11,0(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621235	S	110,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621236	S	60,00	40,0(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	I	ITGE	1-5-90	

(1) M : Manantial  
P : Pozo  
S : Sondeo  
G : Galería

(2) Are : Arenas  
Gr : Gravas  
Cg : Conglomerados  
Ca : Calizas

Arc : Arcillas  
Piz : Pizarras  
Q : Cuarcitas  
G : Intrusivas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento  
R: Regadío  
I : Industrial  
G: Ganadero

C : Desconocido  
O : No se usa

Cuadro 4. Resumen inventario de puntos de agua.

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m <sup>2</sup> /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD $\mu$ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
1621237	S	120,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621238	S	70,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621239	S	106,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621240	S	?	4,10(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621241	S	78,00	6,20(78)	25,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621242	S	70,00	3,20(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	S	ITGE	1-5-90	
1621243	S	120,00	0,10(78)	12,0(78)	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
1621244	S	60,00	5,20(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	S	ITGE	1-5-90	
1621245	S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621246	S	70,00	2,00(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	G	ITGE	1-5-90	
1621247	S	160,50	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
1621248	S	168,20	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
16212185	S	216,00	-	5,50(86)	1	Arc	8-12	-	-	C	Proy.8-86	1986	Junta Castilla-León
16212187	S	165,00	-	20,0(76)	35	Arc	8-12	-	-	C	Proy.8-86	1986	" " "
16212188	S	153,00	-	12,0(76)	11	Arc	8-12	-	-	C	"	1986	" " "
16212196	S	251,00	-	40,0(76)	55	Arc	8-12	-	-	C	"	1986	" " "
16212197	S	250,00	-	44,0(76)	50	Arc	8-12	-	-	C	"	1986	" " "
162131	S	35,00	-	-	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
162132	S	130,00	40,03(75)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
162133	S	75,00	40,5 (75/78)	8,30(75)	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	
162134	S	?	-	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
162135	S	35,00	3,00(78)	-	-	Arc	8-12	-	-	R	ITGE	1-5-90	

(1) M: Manantial  
P: Pozo  
S: Sondeo  
G: Galería

(2) Are: Arenas  
Gr: Gravas  
Cg: Conglomerados  
Ca: Calizas

Arc: Arcillas  
Piz: Pizarras  
Q: Cuarcitas  
G: R. Intrusivas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento  
R: Regadío  
I: Industrial  
G: Ganadero

C: Desconocido  
O: No se usa

HOJA 1:50.000 N° 16-21 (531)

## CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m <sup>2</sup> /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD $\mu$ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
162136	S	90,00	5,30 (78-80)	-	-	Arc	8-12	-	-	C	ITGE	1-5-90	
162137	S	197,00	-	15,0(86)	-	Arc	8-12	-	-	O	ITGE	1-5-90	
162138	S	100,00	21,9(82)	6,00(82)	-	Arc	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	
162139	S	110,00	6,00	6,00(86)	-	Arc	8-12	-	-	C	Proy. 8-86	1986	Junta Castilla-León
162151	S	60,00	-	0,20(90)	-	G	8-12	-	-	-	ITGE	1-5-90	Negativo
162152	S	74,00	-	0,20(90)	-	G	8-12	-	-	-	ITGE	1-5-90	Negativo
162153	S	74,00	-	-	-	G	8-12	-	-	-	ITGE	1-5-90	Negativo
162161	S	50,00	-	-	-	G	8-12	-	-	-	ITGE	1-5-90	Negativo
162162	S	50,00	-	-	-	G	8-12	-	-	-	ITGE	1-5-90	Negativo
162181	S	52,00	-	-	-	G	8-12	-	-	A	ITGE	1-5-90	

(1) M : Manantial  
P : Pozo  
S : Sondeo  
G : Galería

(2) Are : Arenas  
Gr : Gravas  
Cg : Conglomerados  
Ca : Calizas

Arc : Arcillas  
Piz : Pizarras  
Q : Cuarcitas  
G : R. Intrusivas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento  
R: Regadío  
I : Industrial  
G: Ganadero

C : Desconocido  
O : No se usa

Cuadro 6. Resumen inventario de puntos de agua.

Se tiene conocimiento de un indicio de cobre, situado al Sur de Ávila capital, en el borde del granito, con morfología filoniana y dirección aproximada N-135°. La mineralización está constituida principalmente por calcopirita y pirita en ganga de cuarzo y carbonatos. Probablemente se trata de un relleno de fractura tardihercínica. De cualquier forma, su importancia no es significativa.

#### *7.2.1.2. Minerales no metálicos*

En el termino municipal de Duruelo, en el paraje denominado “Dehesa de Adijos”, existe una pequeña cantera, abandonada, donde se explotó un dique aplo-pegmatítico, para la extracción de feldespatos. No se conocen más datos, aunque, en cualquier caso, el potencial minero de feldespatos, en el marco de esta Hoja, es muy bajo, como así lo atestiguan el escaso número de indicios y la pequeña entidad de los mismos.

También hay que reseñar un indicio de turba. Se trata de un Permiso de Explotación denominado Carmen, situado en el paraje llamado “Asperón” en la vega del Río Gaznata (término municipal de El Herradón). Aunque la potencialidad del recurso sea baja, sería canterable a cielo abierto, con una potencia media de 2 m y unas reservas de unos 200.000 m<sup>3</sup>. La transformación sufrida por la turba es, en general, incipiente, pero debido al alto contenido en humedad se hace inadecuada para su utilización como combustible. Se podría utilizar para mejorar los contenidos en materia orgánica de los suelos de labor, conservación de productos hortícolas, correctivos, etc.

Finalmente, al NE de la localidad de El Herradón, en el paraje denominado “La Calabaza”, se puede hablar de un indicio de cuarzo, donde aflora un filón que supera los 10 Km de corrida y los 200.000 m<sup>3</sup> de reservas, considerando el yacimiento en sentido amplio e independiente de todo concepto de explotabilidad. Se podría utilizar para la fabricación de lozas, porcelanas, vidrios y abrasivos.

#### *7.2.2. Rocas industriales*

- Dentro del ámbito de la Hoja, algunas de las explotaciones más significativas son las existentes en rocas graníticas y utilizadas, fundamentalmente, en áridos de machaqueo y rocas de construcción. No obstante, una gran parte de ellas mantienen una actividad intermitente y se explotan con carácter muy local.
- El material extraído de las canteras abandonadas, a lo largo de las últimas décadas, se ha utilizado como árido, roca de construcción y ornamental.
- Las canteras activas más importantes se encuentran en el rincón noroeste de la Hoja, en los parajes denominados “Fuente la Lancha”, “Fuenlabrada” y “La Solana”, pertenecientes a los términos municipales de La Serrada, Muñopepe y La Colilla, respectivamente. La potencialidad del recurso es alta, la longitud de los frentes puede superar los 1000 m y la altura máxima oscila entre los 3 y 15 m.
- Como yacimientos canterables se pueden señalar tres indicios (n.ºs 31, 32 y 38), ubicados en la mitad Sur de la Hoja, y pertenecientes a los términos municipales de Mironcillo,



Riofrío y Santa Cruz de Pinares. Los afloramientos presentan buenas características para ser utilizados como rocas de construcción y ornamental.

- En el proyecto denominado “Potencial básico de granitos y gneises ornamentales en Castilla y León” (ITGE, 1985) fueron seleccionadas ocho áreas, prestando mayor interés y especial atención a tres de ellas, denominadas “Ávila Monumental”, “Cabeza de la Mula” y “Palacios”, correspondiendo la mayor parte de la superficie de esta última a la Hoja n.º 530 (Vadillo de la Sierra).
- El área de “Ávila Monumental” viene definida por los límites de una Reserva del Estado más su ampliación hacia el Oeste, hasta englobar la localidad de Muñopepe, ocupando un total de 62,7 Km<sup>2</sup>. Hay gran abundancia de manifestaciones plutónicas, aunque el espectro composicional es muy limitado, quedando circunscrito a tipos graníticos, adamellíticos y granodioríticos. Los tipos más ácidos corresponden a granitoides leucocráticos de grano fino y aplíticos. Además, existen pequeños afloramientos dispersos de rocas silicificadas, próximos a los afloramientos graníticos y que se denominan silcretas. El diaclasado es importante en superficie y el grado de fracturación es elevado, pero el dimensionado de bloques alcanza fácilmente varios metros cúbicos. La alteración es, en general, débil en los granitos y muy elevada en las silcretas. Los tres yacimientos que revisten mayor interés son los denominados: “La Colilla”, con un saprolito granítico silicificado, próximo a la localidad del mismo nombre; “Hotel Encinar”, próximo al hotel del mismo nombre, junto a la carretera nacional 505, con una superficie aproximada de 200 x 500 m y características de los materiales similares al anterior; y “Muñopepe”, próximo a dicha localidad, con una superficie de 500 x 200 m de granodiorita biotítica, color gris, grano medio (fenocristales de 3-5 cm), textura porfídica, gabarros de hasta 15 cm y enclaves esporádicos de 3-4 cm. La alteración de este último yacimiento es muy superficial (< 1 cm), existe tradición canterera en la zona, las reservas son muy elevadas y, aunque el destino es exclusivamente para bordillos y sillares, en realidad, se podrían obtener bloques de tamaño comercial.
- El área de “Cabeza de la Mula”, situada al Sur del embalse de Becerril, ocupa una superficie de 21,6 Km<sup>2</sup>. La morfología corresponde a lajas de mediano a gran tamaño. La roca es una granodiorita adamellítica, biotítica, grano medio-grueso, color gris y algunos fenocristales de gran tamaño. Los enclaves y oxidaciones son esporádicos, y la meteorización no es importante. La fracturación es de media a baja y los recubrimientos no son potentes. Los afloramientos son muy homogéneos en cuanto a textura, color y composición de la roca.
- El área de “Palacio”, situada al SO de la Hoja y compartida con la Hoja n.º 530 (Vadillo de la Sierra), presenta una morfología que corresponde a amplias bancadas de granito que sobresalen hasta 2 m de la superficie. Los recubrimientos son poco importantes o casi nulos y la roca es muy homogénea en cuanto a composición, textura y color. Presenta algunos enclaves, pero de forma esporádica. Corresponde a una adamellita de grano medio, de color gris y poco alterada. El diaclasado es bajo y de direcciones perpendiculares, lo que favorecerá la extracción de bloques de buen tamaño.
- En cuanto a diques de Pórfido, existen pequeñas canteras, de actividad intermitente, en el término municipal de San Bartolomé de Pinares. Estos pórfidos suelen presentar colores rojizos, con fenocristales de máficos verdosos. Son, generalmente, muy duros y resistentes,

lo que permite su utilización como áridos de trituración; sin embargo, su principal aplicación ha sido para la obtención de rocas de construcción y ornamentales.

- También hay que señalar la existencia de ciertos indicios que, antiguamente, figuraban como Pórfidos, y son, en realidad, una especie de sedimentos, denominados Silcretas, no consolidadas y cementadas por sílice (ópalo). Se trata de materiales meteorizados, que pueden provenir de los pórfidos, a favor de las grandes fracturas que forman el escarpe septentrional de la fosa tectónica del Adaja. Constituyen saprolitos, ricos en feldespatos alcalinos, donde todavía se observan transformaciones de micas en arcillas y granos de cuarzo con rasgos característicos de los granitoides de la región (los principales monumentos de la ciudad de Ávila están constituidos con este tipo de rocas). Se conocen varias canteras e indicios en los términos municipales de las localidades de La Colilla y El Fresno.
- Otras sustancias que se explotan, activa o intermitentemente, en pequeñas o medianas canteras, son los materiales metamórficos indiferenciados, entre los que predominan los gneises y migmatitas. Un ejemplo de cantera activa es la explotación denominada “Valderrosa”, junto a la carretera de Ávila a Cebreros (término municipal de Tornadizos de Ávila), con una producción anual de aproximadamente 20.000 m<sup>3</sup>, la cual ofrece unas características favorables para la fabricación de los áridos de trituración (peso específico alto, compacidad, poca porosidad, resistencia al desgaste, etc.).
- Como yacimiento canterable, que ofrezca características adecuadas para la fabricación de áridos de machaqueo, hay que reseñar el indicio situado en el paraje “Sierra de las Yemas”, próximo a la carretera Ávila-Navalmoral de la Sierra (término municipal de Riofrío). Se trata de un enorme yacimiento —Reservas superiores al millón de metros cúbicos— de una roca azulada oscura, de grano fino, muy compacta y con ligera orientación. Petrográficamente, resulta ser una migmatita con cordierita.
- Con referencia a las explotaciones de Arcillas, cabe distinguir entre las inherentes al Terciario (Mioceno) y las del Cuaternario. Las arcillas miocenas son normalmente de color pardo-rojizo, situándose las principales canteras en el Valle del Adaja, en las cercanías de Ávila, que es el principal centro de consumo, con una explotabilidad y accesibilidad excelentes. Estas arcillas se encuentran intercaladas con niveles arenosos o limosos que es necesario extraer en el todo-uno, por lo que la calidad de los productos no llega a alcanzar el grado de excelente. Una excepción la constituye la cantera situada en el paraje “Los Barrancos” (término municipal de Gemuño), donde las características mineralógicas y granulométricas hacen que se pueda emplear la arcilla, sin mezclar con otros productos, para la obtención de tejas curvas de superior calidad.
- Las explotaciones de arcillas cuaternarias se encuentran muy repartidas por la Hoja, con potencias generalmente reducidas, de tipo artesanal y familiar, situadas en puntos cercanos a centros de consumo local. (Ejemplo: término municipal de Riofrío). Se suelen utilizar en la industria ladrillera.
- Finalmente, existen algunas canteras/graveras, que, por lo general, se explotan de manera intermitente. Se trata de sedimentos cuaternarios de origen netamente fluvial. Los productos se venden, en un ámbito local/regional, directamente como áridos naturales.

### 7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los distintos materiales existentes en la Hoja, han quedado plasmados en un mapa geológico según una separación de tramos cartográficos que presentan unas características geotécnicas particulares para cada uno de ellos.

El procedimiento seguido para su estudio ha sido el dividir la superficie total en áreas de comportamiento geotécnico diferente y a su vez subdividir las en zonas que agrupan tramos cartográficos de similares características.

El criterio utilizado para la división de áreas ha sido fundamentalmente geológico, en los que se recogen aspectos litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que de un análisis conjunto, dan lugar a un comportamiento geotécnico de las rocas. También se ha valorado cualitativamente la permeabilidad, el drenaje, la ripabilidad, la capacidad de carga y los posibles riesgos geológicos que puedan afectar a cada zona.

En la Hoja de Ávila de los Caballeros, se han distinguido cuatro áreas y siete zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

#### ÁREA I

- ZONA I1: Tramos 1 a 6.
- ZONA I2: Tramos 7 a 15.

#### ÁREA II

- ZONA II1: Tramos 16 y 17.

#### ÁREA III

- ZONA III1: Tramos 18, 19 y 21 22 y 24.
- ZONA III2: Tramo 20.
- ZONA III3: Tramo 23.

#### ÁREA IV

- ZONA IV1: Tramos 25, 26, 27 y 29.
- ZONA IV2: Tramos 28, 30, 31 y 32.
- ZONA IV3: Tramo 33.

#### 7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares

Seguidamente se describen las áreas y zonas establecida dentro de la Hoja, así como los tramos cartográficos pertenecientes a cada zona.

### 7.3.1.1. Área I

Se ha dividido en dos Zonas que incluyen a todas las rocas filonianas e ígneas.

#### — ZONA I1 (Tramos cartográficos 1 a 6)

Están representadas por los distintos diques graníticos intruidos entre distintas facies graníticas, con una potencia media de 2 a 5 m.

Son formaciones impermeables con permeabilidad asociada a la fracturación por donde drenan.

No son ripables y su capacidad de carga es baja por la intensa fracturación.

#### — ZONA I2 (Tramos cartográficos 7 a 15)

Se incluyen en esta zona a las rocas graníticas hercínicas e ígneas prehercínicas de la Hoja, que a nivel cartográfico y petrográfico, corresponden a siete tipos de facies con idénticas características geotécnicas.

La roca en sí, se considera impermeable, aunque puede presentar una cierta permeabilidad ligada a zonas arenosas de alteración o tectonización.

En general y quitando posibles zonas de encharcamiento en áreas alteradas, existe una marcada red de escorrentía superficial.

Son materiales no ripables y con capacidad de carga elevada, eludiendo las zonas de alteración y/o elevada fracturación.

### 7.3.1.2. Área II

En este grupo se han separado una zona con diferentes tramos cartográficos, todos ellos en materiales del Precámbrico y Cámbrico Inferior.

#### — ZONA II1 (Tramos cartográficos 16 y 17)

Se incluyen en esta zona rocas ortogneísicas y esquistos con intercalaciones de areniscas y cuarcitas.

La morfología es suave con relieves que tienen pendientes de 10 y 20%. Son fácilmente erosionables por el tipo de material en sí, por la fracturación y por la pizarrosidad. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

El conjunto es impermeable y sólo a través de fisuras (fallas y diaclasas), podrán tener circulación de agua, siempre que no se encuentren selladas.

Son materiales con ripabilidad media, con buena capacidad de carga, y no presentarán problemas de asentamientos.

### 7.3.1.3. Área III

Pertenecen a esta área sedimentos cretácicos y terciarios incluidos en dos zonas con características propias.

#### — ZONA III1 (Tramos cartográficos 18, 19 21, 22 y 24)

Corresponden a esta zona, arcosas, cantos y arcillas por lo general poco cementadas, que se ubican formando replanos en grandes superficies de la Hoja. No presentan problemas geomorfológicos resaltables, aunque si se observan signos de erosión lineal (abarrancamientos y entalladuras).

En conjunto estos materiales son permeables pero estarán ligados a la cantidad de matriz limosa que contenga para que pierda este carácter. Es normal encontrar en profundidad niveles acuíferos definidos y continuos.

Son materiales ripables y su capacidad de carga y magnitud de asentamiento son de tipo medio.

#### — ZONA III2 (Tramos cartográficos 20 y 23)

Se incluyen en esta zona a las areniscas con cemento carbonatado y calizas micríticas y margas, que constituyen los únicos tramos cartográficos que dan lugar a resaltes topográficos de mayor o menor entidad.

Estas Áreas se consideran impermeables en su conjunto, aunque pueden tener permeabilidad por disolución de carbonatos.

Las características mecánicas son entre favorables y medias, ya que la capacidad de carga varía entre alta y media en función de las áreas alternantes (margas-calizas).

En conjunto se comporta en zonas como ripables y en otras como no ripables por lo que se plantean problemas de excavación según los puntos.

### 7.3.1.4. Área IV

Se agrupan en este área dos zonas con características diferentes, incluidas todas ellas dentro del Cuaternario.

#### — ZONA IV1 (Tramos cartográficos 25, 26, 27 y 29)

Son cantos cuarcíticos, arenas y limos correspondientes a glaciares, coluviones, conos y morrenas, existentes como recubrimiento de laderas, con mayor o menor inclinación existentes en la Hoja.

Dada la morfología de los mismos, presentarán problemas de deslizamiento en las áreas de mayor pendiente (coluviones y conos).

Es un conjunto permeable y semipermeable donde el drenaje se efectúa por infiltración y escorrentía.

La ripabilidad es buena y la capacidad de carga baja-media. El carácter errático de estos sedimentos puede provocar asientos diferenciales en obras de cimentación.

— ZONA IV2 (Tramos cartográficos 28, 30, 31 y 32)

La zona se encuentra formada por gravas, arenas y limos que corresponden a terrazas que se disponen aisladas y a escasos metros sobre la cota del nivel de base de los actuales cursos de agua, llanuras de inundación, fondos de valle y zonas de encharcamientos.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

La ripabilidad es fácil y su capacidad de carga entre media y muy baja, según la zonas.

Como riesgo mayor en esta zona, se encuentran las inundaciones, aunque también hay que tener en cuenta el alto nivel freático que afectará a cualquier obra de excavación que se realice.

Los asientos diferenciales en las cimentaciones, se verán afectados por el carácter errático y la escasa compactación de los materiales.

— ZONA IV3 (Tramo cartográfico 33)

Se trata de materiales antrópicos, limos y arenas con cantos cuarcíticos de naturaleza aluvial que rellena los fondos de valle. Son materiales permeables y semipermeables cuyo drenaje se hace por infiltración y escorrentía.

La ripabilidad es fácil y su capacidad de carga entre baja y muy baja.

Como riesgo mayor en esta zona, se encuentran en las zonas de valles, las inundaciones, aunque también hay que tener en cuenta el alto nivel freático que afectará a cualquier obra de excavación que se realice.

Los asientos diferenciales en las cimentaciones, se verán afectados por el carácter errático y la escasa compactación de los materiales.

## 8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Un Punto de Interés Geológico (P.I.G.) puede ser definido como un lugar o área que muestra una o varias características de especial relevancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que, de una manera continuada, han ido modelando nuestro planeta a lo largo de miles de millones de años. Por consiguiente, se trata de un recurso natural no renovable, de índole cultural, que debe ser protegido ya que su desaparición o tratamiento inadecuado constituye un daño irreparable para el conocimiento de la historia de nuestro planeta.

El creciente interés de la sociedad por los problemas medio-ambientales, ha motivado que las autoridades, diversos colectivos sociales e instituciones se hayan sensibilizado ante la necesidad de conservar nuestro entorno natural como patrimonio cultural. En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E.) comenzó en 1978 la labor de realizar una serie de estudios encaminados a obtener un inventario de aquellos puntos que por su singularidad geológica deben ser conocidos y protegidos con fines científicos, educativos, turísticos y/o económico.

### 8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

En la Hoja de Ávila se han inventariado 2 puntos que resaltan por su singularidad en este área, en la que afloran granitos de gran extensión, Paleozoico metamórfico y depósitos terciarios y cuaternarios en la fosa tectónica del valle de Amblés. Estos puntos inventariados presentan una influencia local que por su contenido y utilización se pueden considerar como de interés científico y educativo-didáctico. En general ninguno de ellos presenta problemas especiales de protección.

Los puntos inventariados son los siguientes:

- Dique de sienita de San Bartolomé de los Pinares.
- Alteraciones ferruginosas en el borde N del Valle de Amblés.

### 8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS

#### 8.2.1. Dique de sienita de San Bartolomé de los Pinares

En este punto se puede observar un dique de tendencia sienítica que discurre a lo largo de más de 4 km por las adamellitas biotíticas de grano medio-grueso en facies porfídicas. Sus características propias y la relación con otros cuerpos filonianos, nos da idea de la petrografía y tectónica del área estudiada.

El dique se encuentra jalonado de manaderos, que no se secan aún en épocas de estiaje.

Por su contenido, este punto se ha clasificado de interés:

- Tectónico: bajo.
- Hidrogeológico: bajo.

- Petrológico: medio.
- Mineralógico: bajo.

### 8.2.2. Alteraciones ferruginosas en el borde N del Valle de Amblés

Las alteraciones afectan tanto a las areniscas y gravas en Facies Utrillas que aparecen en pequeños afloramientos al E de Ávila, como a las adamellitas y pórfidos sobre los que descansan directamente las anteriores. La alteración supera en algunos puntos los 20 m en profundidad y se encuentran dispersos en el borde N del Valle de Amblés, en las proximidades de Ávila y Colilla.

Esta alteración (ferruginizaciones y silicificaciones) han sido interpretada como encostramientos edáficos (BUSTILLO y MARTÍN SERRANO, 1980; ARENILLAS y SAAVEDRA, 1983), son típicos de medios de sabana (intensas lluvias estacionales y fuerte evaporización) y se producen en el horizonte B del perfil edáfico.

Estas rocas se han utilizado en la construcción del ábside de la catedral de Ávila.

Por su contenido, este punto se ha clasificado de interés:

- Estratigráfico: bajo.
- Petrológico: bajo.

### 8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

Para la selección de los puntos se han seguido los criterios dados por el IGME y por los propios investigadores que han intervenido en la confección de la presente Hoja, en función de las características de los materiales aflorantes, del tipo de afloramiento, de su importancia, etc.

Para cada uno de estos puntos se ha rellenado su ficha correspondiente con la situación, características más destacadas, influencia, accesos, fotos, etc., la cual se adjunta al IGME como información complementaria a la memoria para su consulta por cualquier personal o entidad interesada en los mismos.



## 9. BIBLIOGRAFÍA

- AGESA (Consult.) (1987). "Estudio hidrogeológico de prospección de agua subterránea para abastecimiento de la ciudad de Ávila. Junta de Castilla y León". (Inédito).
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 5: 7-29.
- AGUSTI, J.; ANADON, P.; ARBIOL, S.; CABRERA, L.; COLOMBO, F. y SÁEZ, A. (1987). "Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins)". *Münchner Geowiss. Abh.*, (A), 10: 35-42.
- ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1986). "Nouveau temoin d'une socle "Cadomien" dans e NW de la Península Ibérique". *II Reunión des sciences de la Terre Clermont-Ferrand*.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. y SALOMÓN, J. (1982). Cameros-Castilla. En: GARCÍA, A. et al. (Coords.). "El Cretácico de España". *Ed. Univ. Complutense de Madrid*: 345-456.
- ÁLVAREZ, F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; PEINADO, M.; FERNÁNDEZ, P.; BARDAJI, T.; SANZ, M.A.; CENTENO, J.D.; ESCUDER, J.; HUERTAS, M.J.; IBARROLA, E.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. DE y MERLOS, A. (1991). "Nava de la Asunción". *Inst. Tecnol. Geomin. Esp. Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000, 2.ª serie, 456: 87 págs.*
- ÁLVAREZ SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N. y SACRISTÁN, M.A. (1987). "Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain". *Münchner Geowiss. Abh.*, A, 10: 43-48.
- ÁLVARO, M.; BELLIDO, F.; CASILLAS, R.; CASQUET, C.; NAVIDAD, M.; PABLO MACÍA, J.G. DE; PEINADO, M.; VILLASECA, C.; RUIZ GARCÍA, M.T.; IBARROLA, E.; MACAYA, J.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. DE; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; VILLASANTE, R. y MERLOS, A. (1991). "Las Navas del Marqués". *Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000, (2.ª Ser.), 532: 108 págs.*
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARABALLO, 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.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector Centro-Oriental del Sistema Central Español". *Est. Geol.*, XXXIX: 271-306.
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y VILLASECA, C. (1991 a). "Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama)". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4(3-4): 195-201.
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; OLMO SANZ, A. DEL; PEDRAZA, J.; VILLASECA, C.; BARDAJI, T.; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; IBARROLA, E.; MACAYA, J.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.;

- VICENTE, G. DE; MERLO, A.; HUERTAS, M.J. y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991 b). "Segovia". *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000, 2.ª serie, 483: 135 págs.*
- ARENILLAS, M. (1976). "Nota acerca de dos afloramientos del Paleógeno en el valle de Amblés (Ávila). Empleo de sus materiales en la construcción medieval abulense". *Tecniterrae*, 10: 8-14.
- ARENILLAS, M. y SAAVEDRA, J. (1983). "Sobre la génesis y evolución de materiales silicificados prelutecienses del Centro-Oeste de España (Provincias de Ávila, Salamanca y Zamora)". *Bol. Inf. Estud. Serv. Geol. Minist. Obras Públicas Urbanismo*, 42: 69-85.
- 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.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M. y VILLAR, P. (en prensa). "La estructura del sector de Buitrago-Somosierra (Sistema Central)". *Bol. Geol. Min.*
- BABIN, R.B. (1976). "Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahíta-Barco de Ávila-Béjar (Sierra de Gredos)". *Estud. Geol.*, 32(2): 189-198.
- BABIN, R.B. (1977 a). "Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del Sistema Central Español (Sierra de Gredos)". *Bol. Geol. Min.*, 88(6): 45-48.
- BABIN, R.B. (1977 b). "Evolución tectónica y posición dentro del Macizo Hespérico del sector occidental de la Sierra de Gredos". *Estud. Geol.*, 33(3): 251-254.
- BABIN, R.B. (1978). "Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de fracturación en la Sierra de Gredos (Región de Béjar-Piedrahíta)". *Bol. Geol. Min.*, 89(6): 545-549.
- BARRAS, F. DE LAS (1903). "Algunas observaciones sobre los granitos de Ávila". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 3: 110-112.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970). "Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale)". *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 270: 2630-2633.
- BARRERA, J.L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L. y PEINADO, M. (1981). "Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español)". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 219-234.
- BEA, F. (1982). "Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del batolito de Ávila (Sistema Central Español)". *Bol. Geol. Min.*, 93(1): 59-67.
- BEA, F. (1985). "Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del batolito de Ávila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superficies". *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas. Fis. Nat.*, 79(4): 549-572.

- BEA, F. (1989). "A method for modelling mass balance in partial melting and anatectic leucosome segregation". *J. Metamorph. Geol.*, 7(6): 619-628.
- BEA, F. y CORRETGE, L.G. (1986). "Petrography, geochemistry and differentiation models of lamprophyres from Sierra de Gredos, Central Spain". *Hercynica*, 2(1): 1-15.
- BEA, F. y MORENO VENTAS, I. (1985 a). "Estudio petrológico de los granitoides del área Centro-Norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español)". *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 20: 137-174.
- BEA, F. y MORENO VENTAS, I. (1985 b). "Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación". *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 20: 175-203.
- 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.; MARTÍN PARRA, L.M.; OLMO SANZ, A. DEL; PABLO MACÍA, J.G. DE; PEINADO, M.; VILLASECA, C.; IBARROLA, E.; RUIZ GARCÍA, M.T.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. DE; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; PEDRAZA, J. y MERLOS, A. (1991 a). "San Martín de Valdeiglesias". *Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000, 2.ª Ser.*, 557: 118 págs.
- BELLIDO, F.; CASQUET, C.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. DEL; IBARROLA, E.; CAPOTE, R.; VICENTE, G. DE; BARDAJÍ, T.; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; PEDRAZA, J.; MERLOS, A. y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991 b). "Torrelaguna". *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000, (2.ª ser.)*, 509: 130 págs.
- BELLIDO, F.; FUSTER, J.M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. DEL; PABLO MACÍA, J.G. DE; VILLASECA, C.; MARTÍN PARRA, L.M.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. DE; FERNÁNDEZ, P.; PEDRAZA, J. DE; VILLASANTE, R.; CENTENO, J.D.; MERLO, A. y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991 c). "El Espinar". *Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000, 2.ª ser.*, 507: 152 págs.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954). "Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española". *Cons. Super. Invest. Cient., Inst. J. S. Elcano*: 1-87.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986). "Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain". *Abstr. Int. Conf. Iber. Terranes and their Reg. correlation, Project 233*: 39.
- BOUYX E. (1970). "Contribution a l'étude des Formations Anteordoviennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 73: 1-263.
- BRUNET, M. y VIANEY-LIAUD, M. (Coords.) (1987). "Mammalian Reference Levels MP 21-30". *Münchner Geowiss. Abh., A*, 10: 30-31.

- BUSCALIONI, A.D. (1986). "Cocodrilos fósiles del registro español". *Tesis Doct. Univ. Autónoma Madrid. (Inédita)*.
- BUSCALIONI, A.D. y MARTÍNEZ-SALANOVA, J. (1990). "Los vertebrados fósiles del yacimiento cretácico de Armuña (Prov. Segovia, España)". *Com. Reunión Tafonomía y Fossilización. Ed. Dep. Paleontol. Univ. Complutense Madrid: 51-57.*
- BUSCALIONI, A.D. y SANZ, J.L. (1987). "First report on a new crocodile from the Upper Cretaceous of Spain (Province of Segovia): a short comparative review with the Gondwana and Laurasia Upper Cretaceous Crocodiles. Occas". *Pap. Tyrrel Mus. Paleontol.*, 3: 36-41.
- BUSTILLO, M.A. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). "Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora". *Tecniterrae*, 36: 1-16.
- CAPOTE, R. (1971). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila". *Tesis Doct., Univ. Complutense Madrid: 1-289 (Inédito)*.
- CAPOTE, R. (1973). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila". *Bol. Geol. Min.*, 84(6): 426-437.
- CAPOTE, R. (1983). "La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central". In: COMBA, J.A. (Coord.). *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España. Inst. Geol. Min. Esp.*, 1: 467-476.
- CAPOTE, R. (1985). "Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica". *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas. Fis. Nat.*, 79(4): 511-522.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1981). "La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español". *Cuad. Geol. Ibér.*, 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. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1975). "Las series anteordovícicas del Sistema Central". *Bol. Geol. Min.*, 86(6): 551-596.
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M.J.; IGLESIAS M. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1977). "El límite entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central". *Bol. Geol. Min.*, 88(6): 517-520.
- CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968). "El Paleozoico de los alrededores de Ávila". *Estud. Geol.*, 24(3-4): 181-189.
- CASAS, J. y LEGUEY, S. (1976). "Estudio sedimentológico de los materiales detríticos del borde norte de la Sierra de Guadarrama". *Bol. Geol. Minist. Minas e Hidrocarburos. Venezuela., Publ. esp.* 7(2): 1027-1040.

- CASAS, J.; LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1975). "Kaolinite evolution in the Albian and Oligocene sediments in the Northern border of Guadarrama Mountains (Segovia, Spain)". *Travaux du Comm. Int. pour l'étude des Bauxites, l'alumine et d'aluminium (ICSOBA)*, 13: 91-101.
- CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985). "El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate". *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 79(4): 523-548.
- CASQUET, C. y TORNOS, F. (1981). "Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 135-150.
- CATHWORTH, R.G.; STRONG, D.F. y BROWN, P.G. (1976). "Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas". *Nature*, 259: 102-104.
- CENTENO, J.D. (1989). "Evolución cuaternaria del relieve de la vertiente sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadoras morfológicas". *Cuad. Lab. Xeológico Laxe*, 13: 74-88.
- CHAPELL, B.W. y LE FORT, P. (1983). "The mineralogy of the peraluminous granites: A review". *Canadian mineologist*, 19: 3-17.
- COQUE, R. (1977). "Géomorphologie". *Lib. Armand Colin. Paris (Trad. esp.: Geomorfología. Alianza Ed., Alianza Univ. Textos, 79: 475 págs., Madrid 1984)*.
- CLARKE, D.B. (1981). "The mineralogy of the peraluminous granites: A review". *Canadian mineralogist*, 19: 3-17.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983). "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. R. Soc. Edin.: Earth Sci.*, 71: 135-149.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1988). "A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications". *Bull. Mineral*, 111: 493-510.
- 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. (1982). "El Complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. Tesis Doct. Univ. Salamanca: 1-279.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Structure (Central-Iberian Zone, Autochthonous Sequences)". En: DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.). "Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *Springer-Verlag*: 172-188.
- DOBLAS, M. (1987). "Tardi-Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia". *Proc. Conf. Deformation and Plate Tectonics. Gijón, Spain*: 1-29.

- DOBLAS, M. (1990). "Zonas de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 219-226.
- DOBLAS, M. y RUBIO, J. (1989). "Bloqueo y dislocación antitética de superficies de "detachment" en la provincia extensional Tardi-Hercínica del centro peninsular". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14: 117-122.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. DE 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. Ciênc. Univ. Porto*, 1: 411-431.
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; OLIVE, A.; CARRERAS, F.J.; HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A, AGUILAR, M.J.; CAPOTE, R; GUTIÉRREZ ELORZA, M. y MOLINA, E. (1982). "Mirueña de los Infanzones". *Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Esp. 1: 50.000, 2.ª Ser., 505: 77 págs.*
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1985). "Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central". *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 79(4): 487-509.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P.; MAS, R.; RODAS, M.; LUQUE, F.J. y GARZÓN, M.G. (1989). "Los depósitos aluviales del Paleógeno basal en el sector suroccidental de la cuenca del Duero (Provincia de Segovia): Evolución y minerales de la arcilla característicos". *Estud. Geol.*, 45(1-2): 27-43.
- FRANCO, M.P. (1980). "Estudio petrológico de las Formaciones metamórficas y plutónicas al Norte de la depresión del Corneja-Amblés (Sierra de Ávila)". *Tesis Doct., Univ. Salamanca: 6-273 (Inédito).*
- FRANCO, P. y SÁNCHEZ GARCÍA, T. (1987). "Características petrológicas del área de El Mirón (N del Valle de Corneja, prov. de Ávila). En 'Geología de los granitos y rocas asociadas del Macizo Hespérico'". (Eds.). Bea et al. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola, 293-313.
- FUSTER, J.M., APARICIO, A., CASQUET, C., GARCÍA CACHO, L., MORA, A. y PEINADO, M. (1974). "Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.*, 85: 595-600.
- FUSTER, J.M. y MORA, A. (1970). "El carácter del metamorfismo en el Macizo de La Cañada (Sistema Central Español)". *Estud. Geol.*, 26(3): 317-321.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L, FRANCO, M.P. y CASTRO, A. (1983). "Características petrológicas del complejo laminar pegmatoide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Ávila". *Studia Geol. Salmanticensia*, 19: 33-77.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L, 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. (1972). "Estudio morfoestructural de la Sierra de Gredos en la transversal Ávila-Sierra de San Vicente". *Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense Madrid. (Inédita)*.
- GARZÓN, M.G. (1980). "Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica". *Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid: 425 págs. (Inédita)*.
- GARZÓN, M.G., GONZÁLEZ LODERO, F. y VEGAS, R. (1976). "Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español". *Studia Geol. Salmantica*, 10: 7-16.
- GARZÓN, M.G. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1978). "Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central". *Estud. Geol.*, 34: 571-575.
- GARZÓN, M.G.; PEDRAZA, J. DE y UBANELL, A.G. (1982). "Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama)". *Rev. R. Acad. Cien. Exactas Fis. Nat.*, 76(2): 475-496.
- GARZÓN, M.G.; UBANELL, A.G. y ROSALES, F. (1981). "Morfoestructura y sedimentación terciarias en el valle de Amblés (Sistema Central español)". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 655-665.
- GOICOECHEA, P.; DOBLAS, M. DE LAS; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. y UBANELL, A.G. (1991). "Estudio cinemático de las fallas alpinas que delimitan las fosa tectónica del Lozoya (Sistema Central)". *Geogaceta*, 9: 24-26.
- HEIM, R.C. (1952). "Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain". *Tesis. Min. Geol. Inst. Rijksuniv. Utrecht: 1-66*.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1962). "La formación o depósito de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña". *Estud. Geol.*, 18(1-2): 75-88.
- HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; CARRERAS, F.J.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; OLIVE, A.; AGUILAR, M.J.; CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M. y MOLINA, E. (1982). "Cardeñosa". *Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Esp. 1: 50.000, 2.ª Ser.*, 506: 68 págs.
- HUERTAS, M.J. (1986). "Pórfidos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10: 245-260.
- 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)". In: BEA, F. et al. (Eds.). "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". *Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. Univ. Salamanca: 377-384*.
- INIFIG (Consult.) (1978). "Proyecto para la investigación hidrogeológica de la cuenca del Duero. Sistemas 8 y 12. Estudio hidrogeológico del Valle de Amblés". *Fondo Doc. Inst. Tecnol. Geomin. Esp.*, 33545. (Inédito).

- JIMÉNEZ, E. (1970). "Estratigrafía y paleontología del borde SW de la Cuenca del Duero". Tesis Doct. Univ. Salamanca: 323 págs. (inédita).
- JIMÉNEZ, E.; MARTÍN DE JESÚS, S.; MULAS, E. y PÉREZ RAMOS, E. (1988). "Un quelonio fósil del Oligoceno de Los Barros (Ávila)". *Studia Geol. Salmantica*, 25: 59-66.
- JIMÉNEZ, E.; MARTÍN DE JESÚS, S.; MULAS, E. y PÉREZ RAMOS, E. (1990). "Yacimientos con quelonios del Cretácico español. En: CIVIS, J. y FLORES, J.A. (Eds.). Actas de Paleontología (Actas de las IV Jornadas de Paleontología)". Ed. Univ. Salamanca. *Acta Salmantica*, 68: 173-176.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:100.000". *Inst. Geol. Min. Esp.*: 1-113.
- KILMURRAY, J.O. (1978). "Distena relict in the vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español". *Estud. Geol.*, 34(3-6): 359-361.
- LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. y IGLESIAS, M. (1985). "Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 325-337.
- LEGUEY, S.; MARTÍN DE VIDALES, J. y CASAS, J. (1984). "Diagenetic Paligorskite in marginal continental detrital deposits located in the South of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain). En: SINGER, A. y GALÁN, E. (Eds.). Paligorskite-Sepiolite occurrences, genesis and uses". Ed. Elsevier. *Developments in Sedimentology*, 37: 147-158.
- 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.
- LOTZE, F. (1945). "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotektonische Forsch., 6: 78-92. Berlin. (Trad. esp.: Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica". *Publ. Extranjeras Geol. Esp.*, 5: 149-166, 1950).
- MACAYA, J. (1983). "Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del sur de Segovia". *Studia Geol. Salmantica*, 18: 93-106.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991). "Continuous deformation, ductile thrusting and back-folding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of Central Spain. In: PÉREZ ESTAÚN, A. y COWARD, M.P. (Eds.). Deformation and plate tectonics". *Tectonophysics*, 191(3-4): 291-309.
- MARFIL, R.; BUSTILLO, A. y GARCÍA PALACIOS, M.C. (1980). "Morfología y génesis de caolinitas en rocas silicificadas en la provincia de Ávila". *Clay Miner.*, 15: 249-262.
- MARTÍN DONAYRE, F. (1879). "Descripción física y geológica de la provincia de Ávila". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*



- MARTÍN ESCORZA, (1980). "Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertera neógena. Al este de Villacastín (Cuenca del Duero-Cordillera Central)". *Estud. Geol.*, 36(5-6): 409-412.
- MARTÍN PARRA, L.M. et al. (1991). "Mapa y memoria explicativa de la Hoja N.º 530 (Vadillo de la Sierra) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA)". *Realización 1991. ITGE, Madrid*.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 a). "El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Diputación de Zamora, Inst. Estud. Zamoranos Florian de Ocampo: 311 págs.*
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 b). "Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. Comun". *2.º Congr. Geol. Esp.*, 1: 395-398.
- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1972). "L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol)". *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2G, 17: 345-365.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). "Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la cuenca del Duero y Macizo Hercínico ibérico". *Studia Geol. Salmanticensia*, vol. espec. 5: 177-186.
- MORENO SERRANO, F. (1990). "Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la Llanura extremeña (Salamanca-Cáceres)". *Actas I Reun. Nac. Geomorfol.*: 34-49.
- MORENO SERRANO, F. (1991). "Superficies de erosión y tectónica neógena en el extremo occidental del Sistema Central español". *Geogaceta*, 9: 47-49.
- NAVIDAD, M. (1978 a). "Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico". *Tesis Doct., Univ. Complutense Madrid*: 1-235.
- NAVIDAD, M. (1978 b). "Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores nor-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico". *Estud. Geol.*, 34(3-6): 5C11-528.
- NAVIDAD, M. (1979). "Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occidental)". *Estud. Geol.*, 35(1-6): 31-48.
- NUEZ, J. DE LA, UBANELL, A.G. y VILLASECA, C. (1982). "Diques lamprofíricos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la Paramera de Ávila (Sistema Central Español)". *Cuad. Lab. Xeológico Laxe*, 3: 53-74.
- OLMO SANZ, A. DEL y MARTÍNEZ-SALANOVA, J. (1989). "El Tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las Cuencas del Duero y Tajo". *Studia Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5: 55-69.

- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983). "La discordancia intra-alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Breviora Geol. Astúrica*, 27(3-4): 27-32.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984). "Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks". *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- PARGA, J.R. (1969). "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Lage*, 37: 1-15.
- PEDRAZA, J. DE (1973). "Estudio Geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña de Cenicientos". *Bol. Geol. Min.*, 84(1): 1-14.
- PEDRAZA, J. DE (1978). "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)". *Tesis Doct., Univ. Complutense Madrid*: 540 págs. (inédita).
- PEDRAZA, J. DE (1989). "La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica". *Cuad. Lab. Xeológico Laxe*, 13: 31-46.
- PEINADO, M. (1985). "Los ortogneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico". *Rev. R. Acad.*



MINISTERIO  
DE CIENCIA  
E INNOVACIÓN

ISBN 978-84-7840-749-1



9 788478 407491