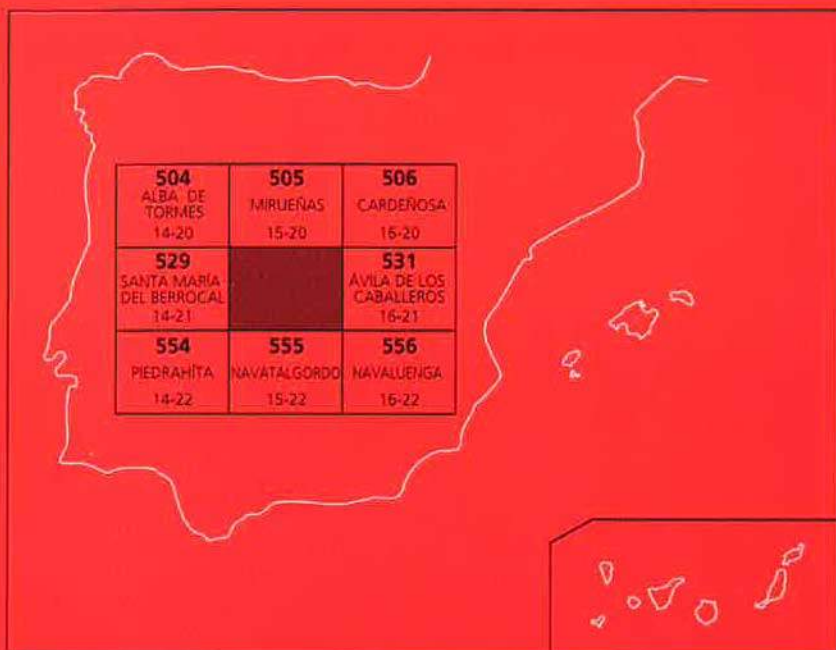




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VADILLO DE LA SIERRA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VADILLO DE LA SIERRA

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

NIPO: 657-08-007-4

ISBN: 978-84-7840-748-4

Depósito legal: M-48173-2008

Fotocomposición: I.M.G. Impresión Gráfica

Impresión: I.M.G. Impresión Gráfica

La presente Hoja y Memoria (Vadillo de la Sierra-530), han sido realizadas 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 (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 (I.G.M.E.). Cuaternario.

Mapa Geomorfológico

F. Moreno

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 (Neotectónica, Geomorfología).
E. Contreras (Hidrogeología, Patrimonio natural geológico).
A. Iglesias (ADARO). Recursos naturales.
D. Martín Herrero (INTECSA). Geotecnia.

Asesoría en Geología Estructural

F. González Lodeiro (Univ. Granada).

Análisis Químicos y Laboratorio

ADARO

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ANTECEDENTES	9
1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO	12
2. ESTRATIGRAFÍA	15
2.1. PRECÁMBRICO-CÁMBRICO INFERIOR	15
2.1.1. Esquistos con intercalaciones de cuarcitas y algún nivel porfiroide.	
CAPAS DEL RIO ALMIAR (15)	15
2.2. TERCIARIO	16
2.2.1. Oligoceno	17
2.2.1.1. Arcosas, cantos y bloques dispersos (16)	17
2.2.1.2. Areniscas cementadas por carbonatos (17)	18
2.2.1.3. Arcosas y arcillas (18)	19
2.2.2. Mioceno	19
2.2.2.1. Bloques, cantos y arcosas (19)	19
2.2.2.2. Arcosas y cantos (20)	20
2.3. CUATERNARIO	20
2.3.1. Pleistoceno-Holoceno	20
2.3.1.1. Glacis (21)	20
2.3.1.2. Coluviones (22)	20
2.3.2. Pleistoceno	21
2.3.2.1. Morrenas (23)	21
2.3.2.2. Aluvial-Coluvial, Navas (24)	21
2.3.2.3. Terrazas (25)	21
2.3.3. Holoceno	21
2.3.3.1. Conos aluviales (26)	21
2.3.3.2. Llanura de inundación (27)	21
2.3.3.3. Fondos de valle (28)	22
2.3.3.4. Zonas de encharcamiento (29)	22
3. TECTÓNICA	22
3.1. OROGENIA HERCÍNICA	22
3.1.1. Primera fase de deformación (D ₁)	23

3.1.2. Segunda fase de deformación (D_2)	23
3.1.3. Tercera fase de deformación (D_3)	23
3.1.4. Cuarta fase de deformación (D_4)	24
3.1.5. Fracturación tardihercínica	24
3.2. TECTÓNICA ALPINA	27
3.3. NEOTECTÓNICA	29
4. GEOMORFOLOGÍA	29
4.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA	29
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	29
4.2.1. Estudio morfoestructural	29
4.2.2. Estudio del modelado	31
4.2.2.1. Formas poligénicas	31
4.2.2.2. Formas fluviales	33
4.2.3. Formaciones superficiales	35
4.2.4. Evolución geomorfológica	36
4.2.5. Procesos actuales. Tendencias futuras	37
5. PETROLOGÍA	37
5.1. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS	37
5.1.1. Tonalitas y cuarzdioritas (8)	38
5.1.2. Adamellitas de grano medio-grueso biotíticas (9), con facies con anfíbol y alanita (10) y facies porfídicas (11)	39
5.1.3. Leucogranitos de grano grueso porfídicos, con biotita. Tipo PUERTO DE VILLATORO (12)	42
5.1.4. Leucogranitos de grano fino biotíticos (13)	43
5.1.5. Leucogranitos de grano fino de dos micas (14)	44
5.2. ROCAS FILONIANAS	45
5.2.1. Pórfidos granítico-adamellíticos (1)	46
5.2.2. Leucogranitos de grano fino y aplitas (2)	48
5.2.3. Microdioritas (3)	49
5.2.4. Cuarzo (4)	49
5.2.5. Diques de tendencia sienítica (5)	50
5.2.6. Diques de tendencia lamprofídica (6)	51
5.2.7. Gabro. Dique de Plasencia-Alentejo (7)	51
5.3. METAMORFISMO	53
5.3.1. Metamorfismo regional	53
5.3.2. Metamorfismo de contacto	53
5.4. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS	53
6. HISTORIA GEOLÓGICA	62
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	64
7.1. HIDROGEOLOGÍA	64

7.1.1. Climatología.....	64
7.1.2. Hidrología superficial.....	66
7.1.3. Características hidrogeológicas.....	67
7.2. RECURSOS NATURALES	78
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	78
7.2.1.1. Minerales metálicos.....	78
7.2.1.2. Minerales no metálicos.....	78
7.2.2. Rocas industriales.....	78
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	80
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	80
7.3.1.1. Área I.....	80
7.3.1.2. Área II	81
7.3.1.3. Área III	82
7.3.1.4. Área IV	82
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	83
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	83
8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS.....	84
8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN.....	85
9. BIBLIOGRAFÍA	87

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Vadillo de la Sierra (Fig. 1.1) se encuentra en las estribaciones del Sistema Central y abarca parte de la Sierra de Ávila al N y de la Sierra de la Paramera al S. Sus cotas más elevadas se encuentran en La Serrota, en el borde SO de la Hoja, superando los 2.200 m.

En la parte centro-oriental de la Hoja se encuentra el Valle de Amblés, depresión de fondo plano rodeada por áreas elevadas.

El curso de agua principal es el río Adaja, que tiene su nacimiento dentro de la Hoja, y discurre de oeste a este. Sus aguas pertenecen a la red Hidrográfica del Duero.

La Hoja se integra, administrativamente, en su totalidad en la Provincia de Ávila. Las localidades que se encuentran son: Vadillo de la Sierra, que da nombre a la Hoja, Manjabálago, Valdecasa, Narrillos del Rebollar, Sanchorreja, San Juan del Olmo, Balbarda, Sanchicorto, Oco, Muñochas, Villanueva del Campillo, Muñana, Múñez, La Torre, Guareña, Santa María del Arroyo, Muñogalindo, Villatoro, Poveda, Amavida, Pascual Muñoz, Salobralejo, Pradosegar, Muñotello, Narros del Puerto, Baterna, Solosancho, Riatas, Robledillo, Villaviciosa, Palacio y Mengamuñoz. FIGURA. 1.1

1.2. ANTECEDENTES

Como antecedentes 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 (1981 a, 1982), 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

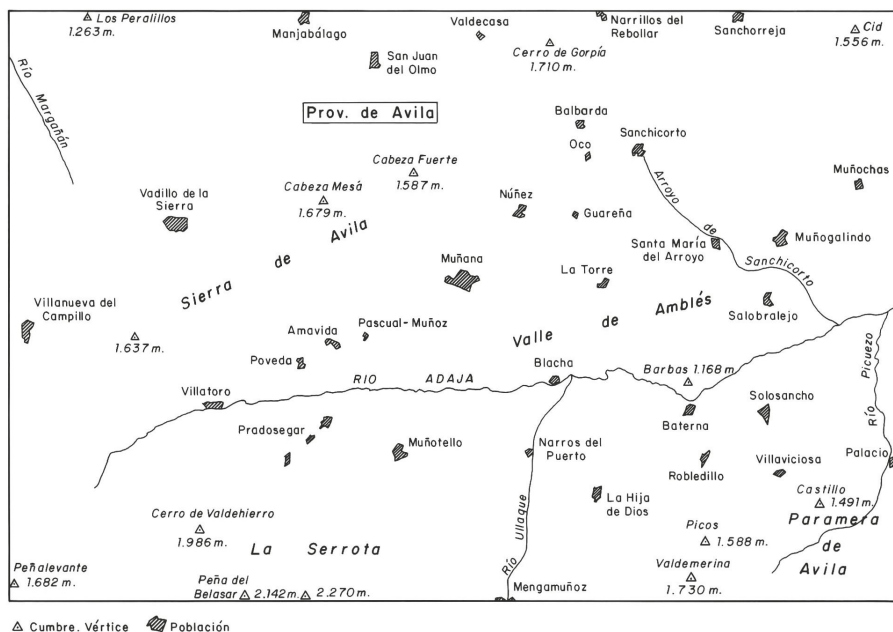


Figura. 1.1. Esquema geográfico de la hoja de Vadillo

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, b y 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 FIGUEROLA 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, b y 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), así como los de GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO (1973) y GARCÍA DE FIGUEROLA et al., (1974) sobre la problemática (en estos últimos) del Dique de Plasencia-Alentejo en el área de la Hoja y sectores vecinos.

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. (1986).

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), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) y GARCÍA CASQUERO (1982), en los cuales se estudia el afloramiento de El Muñico, cuyo sector S se encuentra en esta Hoja, desde el punto de vista estructural y estratigráfico principalmente.

Sobre la problemática referente a las rocas de carácter intermedio a básico presentes en el sector O de la Hoja y áreas colindantes (N de la depresión de Corneja) merecen especial mención los trabajos de FRANCO (1981) y FRANCO y GARCÍA DE FIGUEROLA (1986). Así mismo por su proximidad al límite O de la Hoja cabe destacar el trabajo de FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA (1988) en un área de rocas graníticas con apuntamientos de rocas básicas y presencia de bandas o retazos de rocas metamórficas.

Sobre la problemática filoniana en el área de la Hoja cabe destacar los trabajos de ARENILLAS et al. (1975) y UBANELL et al. (1984), en los cuales se trata del dique de tendencia sienítica de Las Fuentes, y el trabajo de GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO (1973) sobre el extremo NE del dique de Alentejo-Plasencia.

MARTÍN DONAYRE (1879) cita unos materiales en Villanueva del Campillo, similares a los que posteriormente se han identificado como las silicificaciones y caolinizaciones sobre granitos y pórfidos de Ávila y La Colilla, en la vecina Hoja de Ávila de los Caballeros (531), pero no han vuelto a ser localizados (UBANELL et al., 1978). Estos materiales están relacionados con procesos edáficos sobre una antigua superficie de arrasamiento pre-cenozoica, que estaría, aunque degradada, representada en la Hoja.

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 entre los trabajos que estudian los materiales terciarios que se encuentran en el Valle de Amblés destacan los de INIFIG (1978), GARZÓN (1980), GARZÓN et al. (1981), PULIDO (1981) y SOCIMEP (1984).

Conviene también destacar la realización recientemente de la Hoja geológica a escala 1:50.000 de Mirueña, colindante con la presente, por FERNÁNDEZ CARRASCO et al. (1982).

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 terciarios y cuaternarios correspondientes al sector O 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 esquivo-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 líticas.
- Devónico inferior poco potente, al igual que el Westfaliense superior y Estefaniense.

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 Vadillo).
- Grado metamórfico variable de alto a bajo, predominando este último.
- 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.

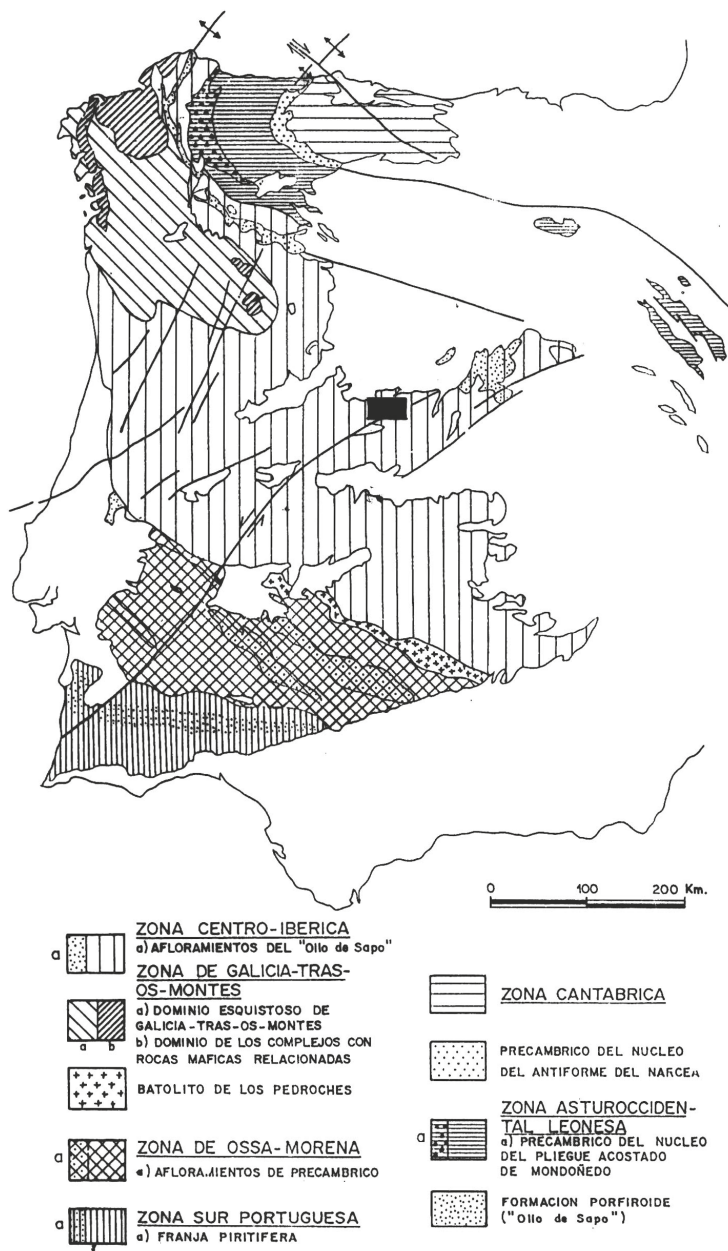


FIGURA. 1.2. Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT et al. (1972) según MARTÍNEZ CATALAN (1981) y FARIAS et al. (1987).

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 ocelares de tipo "Olla 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 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, formaciones detríticas infraordovícicas 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 de 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 preordovícicas.

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, limítrofe con ésta.

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 un afloramiento situado en el borde N de la Hoja, en los alrededores de Manjabálag, que forma parte del Afloramiento de El Muñico.

2.- Rocas graníticas hercínicas. El contacto entre las rocas graníticas y las rocas metamórficas, es en su mayoría intrusivo, dando lugar a una aureola de metamorfismo de contacto, salvo en su sector E en donde el contacto es por falla.

La tectónica hercínica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues vergentes y cabalgamientos asociados a los cuales se desarrolla una o más esquistosidades penetrativas, que hoy muestran todas las rocas metamórficas. Las últimas etapas tienen un carácter más frágil, provocando la fracturación del conjunto.

Los depósitos paleógenos son arcosas y conglomerados, que corresponden a distintas facies proximales-medias de abanicos aluviales. 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. PRECÁMBRICO-CÁMBRICO INFERIOR

2.1.1. Esquistos con intercalaciones de cuarcitas y algún nivel porfiroide. CAPAS DEL RÍO ALMIAR (15)

Estos materiales se encuentran representados en la Hoja en un pequeño afloramiento, situado en el sector N, entre las localidades de Manjabálago y San Juan del Olmo. Es continuación por el S del afloramiento metamórfico de El Muñico (CAPOTE, 1971).

Por el O y por el S entran en contacto con las adamellitas de grano medio-grueso biotíticas que les intruyen, mientras que por el E, el contacto con las mismas se realiza mediante una falla NE-SO con movimiento de desgarre senestro. Dentro del afloramiento se observa un pequeño apuntamiento de la adamellita circundante.

Está constituida principalmente por una serie monótona de filitas y esquistos arenosos, con intercalaciones de niveles de areniscas y cuarcitas, centimétricos en la Hoja, que inmediatamente al N de la misma pueden alcanzar 1 m. de potencia. Se ha observado también una intercalación no cartografiable, por el reducido tamaño de su afloramiento, de porfiroides biotíticos con glándulas de feldespato y más raramente cuarzo, desde 4 mm. a 1,5 cm., rodeadas por una foliación principal muy penetrativa, con una marcada lineación mineral. Por otra parte, se ha encontrado también una delgada intercalación de un esquisto turmalínífero similar a otro encontrado en la vecina Hoja de Ávila, en las Capas del Mediana.

Todos estos materiales han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado y posteriormente un metamorfismo de contacto debido a la intrusión de granitoides de tardí a post-hercínicos que recrystaliza las texturas anteriores y genera en la zona más próxima al granito sillimanita y cordierita.

Las filitas y esquistos están constituidos principalmente por moscovita, biotita, cuarzo y en menor proporción plagioclasa. Como minerales accesorios contienen minerales opacos y turmalina. Las areniscas están constituidas por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita como mineralogía principal y en proporciones accesorias por minerales opacos y circón.

Los esquistos turmaliníferos muestran cuarzo, turmalina, plagioclasa y moscovita como mineralogía principal y minerales opacos en proporciones accesorias. Presentan una foliación definida por la orientación de las turmalinas, que aparecen dobladas y rotas, así como de la moscovita y de venas de cuarzo o ribbons poligonizados.

Los porfiroides intercalados contienen como mineralogía principal cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita, y en proporciones accesorias cordierita, minerales opacos, apatito y circón. Las glándulas son principalmente de plagioclasa y más escasamente de cuarzo y de feldespato potásico. Este último muestra textura peritítica en parches. La plagioclasa incluye cuarzo, agujas de apatito, moscovita, biotita y circón. Los ocelos de cuarzo incluyen a veces agujas de apatito. La cordierita es un mineral debido a metamorfismo de contacto.

Estos materiales se corresponden con la unidad inferior de las Capas del río Almiar de CAPOTE (1971, 1973), a las cuales este autor adjudica una edad pre-ordovícica. Por otra parte, sus características les hacen correlacionables, con la Formación Monterrubio de DíEZ BALDA (1980, 1986) que se sitúa por debajo del Cámbrico inferior datado y de la Formación Aldeatejada. En esta última la referida autora encontró acritarcos en niveles carbonatados que pueden indicar una edad entre el Precámbrico terminal y el Cámbrico inferior.

Debido a la deformación y metamorfismo, así como escasez de afloramientos, no es posible interpretar el medio de sedimentación de estos materiales. Sin embargo, si admitimos su correlación con la Formación Monterrubio de DíEZ BALDA (1980, 1986) podría representar un medio de sedimentación de depósitos turbidíticos de conos de aguas profundas.

Su espesor en este sector no se puede calcular al faltar tanto el techo como el muro de la formación.

2.2. 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.

2.2.1. Oligoceno

2.2.1.1. Arcosas, cantos y bloques dispersos (16)

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

Son, en general, arcosas amarillentas con cantos o bloques dispersos poco organizadas. Hay una disminución general del tamaño de grano de sur a norte de la depresión.

A lo largo del borde oeste del Valle de Amblés (Póveda, Pradosegar, Muñotello, etc.) las arcosas, en facies gruesas, presentan por lo general colores típicos de hidromorfismo. Son arcosas de colores grisáceos con manchas rojizas y amarillentas. Suelen estar bastante más alteradas que sedimentos equivalentes situados en puntos más alejados de los bordes de la depresión.

Pueden observarse algunos afloramientos de interés al O de Guareña, al S de Pradosegar, en Muñotello, al E y SE de Blacha, en La Torre y en diferentes cortes del río Adaja. En general, en estos afloramientos, no se alcanza a ver más de 4 m de exposición vertical.

Al SE de Blacha, junto al cauce del río Ullaque pueden verse más de 13 m de la sucesión arcósica de esta unidad. En este corte se ve un tramo basal de arcosas amarillentas. La base del siguiente tramo es una superficie neta, suavemente ondulada, marcada por colores rojos de hidromorfismo. Sobre esta discontinuidad se encuentran unos 3 m de arenas rojizas y grises (hidromorfismo) con bloques dispersos (30-40 cm de diámetro), con una cierta estratificación horizontal poco marcada. El siguiente tramo, sin base neta, son unos 5 m de arcosas blanquecinas bastante homogéneas con algún nivel de cantos. El último tramo visible es de unos 3 m que repite el aspecto del segundo, pero con muchos menos bloques dispersos.

Otros afloramientos en esta zona presentan aspectos similares a alguno de los tramos descritos, pero con la presencia más esporádica de bloques dispersos.

En el afloramiento del oeste de Pradosegar las arcosas son grises, sin organización interna clara, pero marcándose una burda estratificación horizontal por niveles de mayor granulometría. Aparece también algún bloque disperso de no más de 25 cm de diámetro. Próximo a la falla inversa, que pone en contacto el zócalo granítico con estos sedimentos, aparece un paquete de unos 2 m de grandes bloques de naturaleza granítica (50-60 cm de diámetro) muy verticalizado, pero la fracturación que afecta a todos estos materiales nos impide ver la relación precisa con el resto de las arcosas del afloramiento.

El aspecto de las arcosas que pueden verse en Muñotello es muy similar al de las descritas más arriba, pero con cantos dispersos de no más de 15 cm y con señales de hidromorfismo algo más intensas.

Al sur de Poveda aparecen arcosas muy gruesas con bloques de hasta 20 cm dispersos. Los materiales, grises y rojizos están fuertemente alterados por hidromorfismo.

En el afloramiento del O de Guareña se pueden observar, en un corte de menos de 10 m de la sucesión arcósica, todos los aspectos que las arcosas presentan en la Hoja (excepto los

grandes bloques dispersos, ya que nos encontramos en facies más distales). Así tenemos un tramo basal de arcosas grises con señales de hidromorfismo; un tramo de 1 m de arcosas con carbonatos poco o nada compactados blancos y pulverulentos; otro tramo de 2'5 m de arcosas arcillosas pardas y un último tramo visible de las arcosas amarillento-blanquecinas típicas de la mayor parte de la Hoja. De todo ello deducimos que los variados aspectos superficiales que observamos, entre diferentes puntos de esta región del Valle de Amblés, no han de ser atribuidas a variaciones litológicas de importancia cartográfica (unidades genéticas con significado cronoestratigráfico), sino más bien a procesos diagenéticos y/o edáficos diferenciales.

En diversos puntos del contacto por falla inversa del borde norte, entre el Terciario verticalizado y el zócalo granítico, suele aparecer un tramo de entre 1 y 2 m de espesor de arcosas con carbonatos blancos, no compactados y algo pulverulentos. Probablemente están relacionados con la circulación de agua y precipitación diagenética. Sólo en el afloramiento del O de Guareña se encuentra un tramo similar alejados uno 10 m del contacto con la falla, no descartándose que, de cualquier modo, este nivel esté asimismo en contacto mecánico con las arcosas que le rodean y que describimos más arriba. Estos niveles más o menos carbonatados pueden verse junto a Muñogalindo, en el cruce de la carretera local que se dirige a Balbarda, y por todo el límite norte de las arcosas entre Guareña y Sta. M^a del Arroyo.

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%. Las muestras tomadas en las proximidades de los contactos con el zócalo fracturado suelen ser mucho más iliticas y con menos caolinita que el resto.

La potencia de esta unidad supera los 200 m en algunas zonas de la cuenca, como se ha visto por algunos sondeos (AGESA, 1987) y perfiles eléctricos (INIFIG, 1978), pero podría ser localmente bastante más potente.

Estos depósitos pasan gradualmente a las arcosas y arcillas de la unidad cartográfica 18.

2.2.1.2. Areniscas cementadas por carbonatos (17)

Son arcosas con matriz micrítica y cemento esparítico, ocasionalmente microesparítico. En algunas muestras micríticas el cemento esparítico forma una corona de cristales perpendiculares rodeando a los clastos.

Esta unidad se encuentra directamente, por inconformidad, sobre la adamellita del zócalo alterada, 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. En el afloramiento puede verse claramente la inconformidad y el perfil de la cementación carbonatada sobre la arcosa y el zócalo. Las areniscas presentan estratificación cruzada de bajo ángulo. El techo es más micrítico.

La potencia de la unidad es reducida, no superando los 3 m.

2.2.1.3. Arcosas y arcillas (18)

Se compone de arcosas arcillosas y arcillas arenosas. Las arcosas son de colores blanco-amarillentos y los tramos más arcillosos son pardos.

Hacia el N las arcosas de la unidad 16 pasan lateralmente a éstos sedimentos más finos, arcillosos, correspondientes a facies algo más distales. Los mejores puntos de observación de esta unidad se encuentran en la vecina Hoja de Ávila de los Caballeros (531).

La composición de las arcillas es muy similar a la observada para la unidad 16, con similares proporciones de illita y montmorillonita y un porcentaje reducido de caolinita.

Es en ésta unidad, en la vecina Hoja de Ávila de los Caballeros (531), donde se han encontrado los únicos restos fósiles del Valle de Amblés, y que han permitido conocer la edad del depósito de estos materiales. Así tenemos el yacimiento de vertebrados de Los Barros, al SE de la ciudad de Ávila, que indica una edad Oligoceno temprano (GARZÓN y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1978; SACRISTÁN, 1986, 1988 y JIMÉNEZ et al., 1988).

La asociación de fósiles se incluye 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 ésta 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).

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.

2.2.2. Mioceno

2.2.2.1. Bloques, cantos y arcosas (19)

Esta unidad se caracteriza por el gran tamaño de los bloques que componen sus sedimentos.

Se encuentra discordante sobre las arcosas de la unidad 16. Su punto óptimo de observación es el cerro Barbas, junto a la localidad de Baterna, coronado por estos depósitos.

Los sedimentos se organizan en varios cuerpos conglomeráticos de esqueleto granosoportado, con bloques que llegan a alcanzar el metro de diámetro, siendo corrientes los de 60-70 cm. La matriz es arcósica. Forman paquetes de base erosiva más o menos planar.

La naturaleza de los cantos y bloques es fundamentalmente granítica, lo que nos habla de un transporte que no ha seleccionado los materiales más resistentes (aplititas, tonalitas, granodioritas, etc.). Sin embargo en superficie, en los bloques sueltos, sí está sesgada la litología de los mismos por la alteración, ya que muchos de los bloques graníticos están arenizados in situ, destacando superficialmente los de cuarzo y aplitas. La litología de los clastos nos indica un área de aporte situada al sur.

La matriz de estos depósitos es una arena medio-gruesa arcósica. Las arcillas presentes tienen una proporción en caolín algo más alta que en las muestras tomadas de las arcosas paleógenas del resto de la Hoja, y cantidades parecidas de illita y montmorillonita.

El medio donde se depositaron estos materiales requeriría una inmensa capacidad de carga para transportar este tamaño de clastos organizadamente. En algún punto ha podido apreciarse una burda imbricación de bloques, lo que podría implicar no sólo transporte en masa, sino la existencia de paleocorrientes tractivas de alta energía.

Esta unidad aparece representada también en el extremo E del Valle de Amblés, en la Hoja de Ávila de los Caballeros (530), aunque con peores condiciones de afloramiento.

La edad de estos sedimentos se ha inferido por correlación con otros depósitos de grandes bloques, que se extienden por ambos bordes del Sistema Central en posición estratigráfica equivalente, 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; BELLIDO et al., 1991 b).

2.2.2.2. Arcosas y cantos (20)

Corresponden a depósitos intercalados y de transición lateral de los sedimentos de grandes bloques del punto anterior. Son arcosas inmaduras con estratificación planar poco marcada.

Su composición en arcillas es similar a la obtenida para la matriz arcósica de la unidad precedente.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno-Holoceno

2.3.1.1. *Glacis* (21)

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.

2.3.1.2. *Coluviones* (22)

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.

2.3.2. Pleistoceno

2.3.2.1. *Morrenas (23)*

Son depósitos muy heterométricos mal seleccionados y poco organizados. Se componen de bloques, cantos y arena poco o nada redondeados.

Se encuentran asociadas a los glaciares de circo pleistocenos de La Serrota.

2.3.2.2. *Aluvial-Coluvial, Navas (24)*

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.

Estos materiales pueden estar afectados, según las características de la pendiente, por procesos de reptación (soliflucción).

En las zonas más elevadas de la Hoja puede haber concentraciones elevadas de materia orgánica con desarrollo de suelos de césped, navas y turberas. En las zonas de fuertes pendientes, y asociadas a manantiales, se pueden formar pequeñas turberas por acumulaciones vegetales almohadilladas de hasta 2 m de alto (hidrolacólitos).

2.3.2.3. *Terrazas (25)*

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

Son depósitos de arenas y cantos poco o nada consolidados.

2.3.3. Holoceno

2.3.3.1. *Conos aluviales (26)*

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.

2.3.3.2. *Llanura de inundación (27)*

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 illitas, pero tienen en pequeñas proporciones caolinita, montmorillonita y clorita. Poseen proporcionalmente más illita 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 la vecina Hoja de Ávila de los Caballeros (531), en las proximidades de Salobral.

2.3.3.3. Fondos de valle (28)

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, sienitas, gabros, enclaves tonalíticos o microdioríticos, etc., pero también pueden encontrarse cantos de granitos. Los detríticos más gruesos se encuentran en el cauce del río Adaja.

2.3.3.4. Zonas de encharcamiento (29)

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

3. TECTÓNICA

En el área comprendida en la Hoja de Vadillo de la Sierra se reconocen los efectos de los ciclos Alpino y Hercínico. La primera 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 los sedimentos terciarios y cuaternarios. La Orogenia 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 existente. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores 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 b). No se han observado estructuras penetrativas ligadas a estos movimientos.

3.1. OROGENIA HERCÍNICA

Se han reconocido dos fases principales de deformación, dos tardías, una de ellas de replegamiento y la otra por el desarrollo de una foliación débil y orientación de megacristales en las adamellitas biotíticas existentes en la Hoja; y varias de fracturación tardihercínica.

Las primeras fases de deformación sólo afectan a las rocas metamórficas orto y paraderivadas que constituyen la parte S del afloramiento de El Muñico, mientras que las rocas granitoides sólo están afectadas por las últimas.

La tercera fase genera estructuras de replegamiento relativamente abiertas sin esquistosidad de crenulación asociada, o si la tiene es muy poco penetrativa.

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

3.1.1. Primera fase de deformación (D_1)

La primera fase de deformación desarrolla una foliación S_1 muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores y recrystalizada posteriormente debido al efecto de metamorfismo de contacto generado por la intrusión de las adamellitas.

Solamente en el borde N del afloramiento metamórfico existente en la Hoja y en sus proximidades, ya fuera de la Hoja, se reconoce que esta foliación es la principal, si bien localmente parece reaplastada por D_2 . Es de tipo schistosity y se dispone con una dirección en general entre E-O y N130E, con buzamientos entre 45 y 60° al NE. Esta foliación buza entre 10 y 15° más que la estratificación..

No se han reconocido estructuras mayores debidas a esta fase.

Su vergencia no se ha podido deducir con seguridad debido a la falta de micro y mesoestructuras adecuadas, no siendo posible por tanto compararla con la D_1 fuertemente vergente al E, que se encuentra en el Sistema Central al E de Ávila (MACAYA et al., 1991), ni con la D_1 del área situada al S de Salamanca, que presenta pliegues con plano axial subvertical, ligeramente asimétricos con una vergencia muy poco acusada al N (DÍEZ BALDA, 1986).

No obstante recientemente DÍEZ BALDA et al., (1990) incluyen todo el afloramiento de El Muñico en el Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centro-Ibérica.

3.1.2. Segunda fase de deformación (D_2)

Este episodio se caracteriza, en la parte N del Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro-Ibérica según DÍEZ BALDA et al. (1990), por la generación de anchas zonas de cizalla subhorizontales, que afloran en los núcleos de los antiformes de D_3 , como ocurre en el Antiforme de Martinamor, en el área vecina situada al S de Salamanca (DÍEZ BALDA, 1986) y en el de Carpio Medianero, en la Hoja colindante de Santa María del Berrocal (DÍEZ BALDA, 1986). En estas áreas se generan pliegues menores fuertemente asimétricos y pliegues de ejes curvados (sheath folds) que afectan a la foliación S_1 y desarrollan una nueva foliación subhorizontal, S_2 (DÍEZ BALDA et al., 1990).

En el área de la Hoja en la mayoría del afloramiento metamórfico se observa una foliación principal recrystalizada que probablemente se corresponde con S_2 o S_{1+2} , plegada por etapas posteriores (D_3). Fuera de la Hoja, al N, aunque muy próxima a la misma se ha observado un pliegue menor apretado con el eje N145E e inclinado 35° al NO, posiblemente de D_2 . En el plano de esta foliación, en un pequeño cuerpo de porfiroide biotítico se observa una marcada lineación mineral. Son frecuentes las venas de cuarzo subparalelas a S_2 , aboudinadas.

Al microscopio se observan posibles cuarzoes acintados (ribbons) recrystalizados, paralelos a S_2 , así como turmalinas orientadas paralelas a la misma, rotas perpendicularmente a ella, con las microfracturas rellenas por cuarzo.

3.1.3. Tercera fase de deformación (D_3)

Esta etapa deformativa, en el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro-Ibérica, produce pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud que afectan a la foliación S_2 .

Estos pliegues llevan una dirección N100-120E con el plano axial vertical y van acompañados de pliegues menores y una foliación de crenulación débil; plegando a las isograsas (DÍEZ BALDA et al., 1990).

En el pequeño afloramiento metamórfico existente al N de la Hoja, se observa la foliación principal (S_2 o S_{1+2}) plegada por pliegues a escala cartográfica (antiforme de D_3) y pequeña escala. Tienen más de 80° de apertura entre flancos, con ejes de dirección N95 a 120E, desde subhorizontales a inclinados 15° al O y planos axiales entre 70°N y subverticales.

Se observa desarrollo de crenulación en las zonas de charnela, sin llegar a generar una nueva foliación.

En ocasiones se observan microfracturas rellenas por venitas de cuarzo en las zonas de charnela.

Esta etapa de deformación (D_3) no es correlacionable con la D_3 existente más al E en la vecina Hoja de Ávila y en todo el sector centro y oriental del Sistema Central (MACAYA, et al., 1991; AZOR, et al., 1991, en prensa) situada en el Dominio de Pliegues Recumbentes de la Zona Centro-Ibérica (DÍEZ BALDA et al., 1990), sino más bien a alguna de las etapas de replegamiento tardías de dirección E-O (D_3) de este mismo sector.

3.1.4. Cuarta fase de deformación (D_4)

En áreas próximas del Sistema Central, como en la vecina Hoja de Ávila (531) repliega suavemente a las estructuras anteriores, originando pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud con planos axiales subverticales de dirección norteadas, y ejes desde subhorizontales a suavemente inclinados. Además se refleja localmente en una orientación deformativa norteadas débil de las adamellitas biotíticas tardías predominantes en el área.

En la Hoja de Vadillo de la Sierra está únicamente reflejada por una orientación predominantemente norteadas, local, de las adamellitas biotíticas. Esta orientación de megacristales y elementos planares está comprendida principalmente entre N155E y N025E subvertical.

3.1.5. Fracturación tardihercínica

A continuación de las deformaciones dúctiles 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 ; 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, sienitas y gabros) se obtienen básicamente las mismas

direcciones que en el zócalo cristalino hercínico. De este modo, a menudo existe la duda, ante fallas concretas que afecten a rocas metamórficas o granitoides, de si se trata de fallas tardihercínicas reactivadas o no, o de etapas alpinas neoformadas.

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), y a fracturas con deformaciones dúctil-frágiles asociadas.

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

- a) Fallas E-O
- b) Fallas NE-SO
- c) Fallas NO-SE
- d) Fallas NNE-SSO

a) Fallas E-O

En relación con estas fracturas se encuentra un gran haz de diques de pórfidos, así como algunos diques de pórfido y de leucogranitos y microdioritas de grano fino dispersos por los sectores centro-oeste y SE de la Hoja. El primero está situado al N del Valle de Amblés y recorre de E a O el borde N de la Hoja. Su dirección media es E-O, aunque varía entre N80 y 110E. Este haz es continuación hacia el O del que discurre con la misma dirección por el borde N de la Hoja de Ávila. Los demás diques de pórfido, leucogranitos y microdioritas de la Hoja, presentan direcciones comprendidas entre N80 y 100E los del sector centro-oeste y N85E a N135E los del sector SE.

En relación con estos diques se observan fracturas con direcciones paralelas a los mismos buzando en general entre 70 y 85° N, en las que se pueden observar estrias subhorizontales. Esto parece indicar un componente principal de desgarre en estas fracturas. Llevan a menudo asociada intensa cataclasis y episienitización. Ocasionalmente se observa diques de cuarzo asociados.

b) Fallas NE-SO

Al S del Valle de Amblés, entre las localidades de Pradosegar y la Hija de Dios se encuentran varias bandas de cizalla dúctil-frágiles cuya dirección media varía entre N45-55E, siendo su buzamiento subvertical o fuertemente inclinado al N o al S.

La mayor densidad de bandas de cizalla se encuentra en un corredor de unos 500 m de ancho, situado al S de la localidad de Narros del Puerto, con una dirección de N45E.

La anchura de estas bandas varía entre 50 cm. a 1 m. y más de 30 m.

Se observa una deformación dúctil-frágil heterogénea que genera una foliación en las adamellitas biotíticas porfídicas tardías que llega a ser milonítica a ultramilonítica en estrechos

corredores, evolucionando a condiciones más frágiles con desarrollo de cataclasitas a veces muy intensas. Se pueden observar venas de cuarzo subparalelas a la foliación milonítica.

Es frecuente la presencia de estructuras S/C donde los planos C presentan una foliación milonítica de dirección entre N40 y 60° E muy vertical con estrías con inclinaciones muy bajas, desde subhorizontales a inclinadas 10° al SO o al NE. Los planos S están definidos por una foliación muy penetrativa más noroesteada, formando ángulos con C de 26 a 40°. Estos criterios indican un movimiento de desgarre dextral.

Otros criterios, como cristales de feldespatos rotados, con colas de presión asimétrica y algunos pequeños pliegues asimétricos, son coherentes con los anteriormente expuestos.

Se han observado pequeñas banditas centimétricas de cizallas dúctil-frágiles, posiblemente conjugadas, con direcciones entre ESE-ONO y SSE-NNO, subverticales, con la estría subhorizontal a inclinada 10°, que indican movimiento senestro.

Estos datos son coherentes con una compresión E-O y una extensión N-S.

c) Fallas NO-SE

Se han observado únicamente al N del Valle de Amblés en la esquina NE de la Hoja, afectando al haz de diques de pórfido del N de la Hoja.

Se trata de fallas de pequeño salto de desgarre, con planos de dirección aproximada N135E buzando entre 60 y 75 NE en general, y que son continuación de las observadas en la vecina Hoja de Ávila.

Cartográficamente se observa un movimiento de desgarre senestro, detectable mediante marcadores, como diques de pórfido y leucogranitos de grano fino desplazados.

Este grupo de fracturas desarrolla también intensas cataclasitas y episienitización.

Podrían tener relación con las direcciones conjugadas de las fallas anteriores, si bien son totalmente frágiles.

d) Fallas NNE-SSO

Se trata de fracturas con direcciones N5-30E en general y en algún caso N45-50E, subverticales, que a menudo están selladas 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) 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 de más grupos de fallas, como las NE-SO (b) y posiblemente las NO-SE (c) podrían corresponderse con la etapa Hiendelaencina de VICENTE et al., (1986).

Las fallas E-O 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 dextral, 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, gabros del Dique de Plasencia-Alentejo) y sedimentos 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 2274 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 (N5 a 30E) principalmente y en menor cuantía, fracturas NO-SE (N115-155E) desde subverticales a

buzantes 70-80 SO. En relación con estas fracturas se produce la intrusión de diques de tendencia sienítica, en la mitad O de la Hoja y la intrusión de los muy escasos diques de lamprófidos existentes en la Hoja en relación con fracturas NNE-SSO. Se trata de fracturas profundas, pues se han encontrado enclaves de carácter granulítico en los lamprófidos que las rellenan al S de la Hoja (DE LA NUEZ *et al.*, 1982) y recientemente en la vecina Hoja de Ávila, durante su realización. Otro juego de fracturas estaría relacionado con la intrusión del dique de gabro de Plasencia-Alentejo. Este lleva una dirección NE-SO (N55E), atravesando la Hoja en diagonal. Representa también una fractura profunda de gran importancia a escala de la Península, con un recorrido de unos 500 Km.

Su edad mesozoica (Triásico medio a Jurásico) ha sido establecida por diversos autores (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1975 y SCHERMERHORN *et al.*, 1978, en UBANELL, 1982). Por otra parte, en esta Hoja 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.

Estas fracturas son posteriormente reactivadas, de modo que el contacto del dique de gabro de Plasencia-Alentejo con el encajante está mecanizado en su mayor parte, debido a una fractura subparalela con componente de desgarre senestro.

Existen otras fracturas subparalelas a ésta reactivadas, con movimiento de desgarre senestro, como la que pasa por San Juan del Olmo, Vadillo de la Sierra y Villanueva del Campillo.

Posteriormente a estas fracturas se generan otros dos juegos de fracturas que afectan al contacto entre el zócalo granítico 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 70 y 80° al N. Definen el borde N del Valle de Amblés levantando los materiales graníticos del zócalo sobre los terciarios. Pueden tener un pequeño componente de desgarre dextral, como se observa cuando afectan a los diques de sienita del Alto de las Fuentes y al dique de gabro de Plasencia-Alentejo.

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. Posiblemente asociadas a este conjunto de fracturas se observan en el tercio O de la Hoja unas fracturas NNO-SSE subverticales con pequeños movimientos de desgarre dextrales.

Estos últimos dos conjuntos de fracturas (E-O a ONO-ESE y NNE-SSO, sobre todo) 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.

3.3. NEOTECTÓNICA

En el análisis de la neotectónica de la Hoja de Vadillo de la Sierra se han considerado como accidentes con posible actividad alpina que presentan los movimientos de mayor cuantía, deducida de los saltos verticales observados en relación con la superficie fundamental (ver capítulo sobre Geomorfología), o bien que aparecen afectando a los sedimentos terciarios de la fosa del Valle de Amblés.

Por otro lado hay que resaltar la asimetría producida durante el encajamiento del río Adaja a lo largo de dicho valle, la cual puede interpretarse como un basculamiento hacia el sur de la fosa, simultáneo a dicho encajamiento. No obstante y tal como se justifica en el apartado dedicado a la evolución geomorfológica, ambos procesos pueden haberse producido al menos desde el Plioceno.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

El área investigada comprende el extremo occidental del Valle de Amblés junto con los relieves montañosos que lo rodean. La mayor parte de la misma aparece drenada por la cuenca hidrográfica del río Adaja, excepto el ángulo noroccidental, que vierte sus aguas al río Almar, a partir de la divisorio de aguas correspondiente a la Sierra de Ávila, la cual alcanza su cota máxima en el Cerro de Gorriá (1728 m.). El límite meridional de la Hoja aparece ocupado por los relieves más septentrionales de la Serrota y de la Sierra de la Paramera, alcanzándose en la primera la máxima cota de la hoja, 2.274 m.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

La mayor parte de la Hoja de Vadillo aparece ocupada por un zócalo de granitos y metasedimentos, generados y estructurados durante el ciclo hercínico, en tanto que una cuarta parte, aproximadamente, aparece cubierta por los sedimentos arcósicos del Valle de Amblés. En el zócalo se han delimitado diversas mesetas equivalentes a retazos de una superficie de erosión degradada y en su mayor parte desmantelada por la incisión fluvial.

Esta superficie (ver apartado siguiente) condiciona en cierta medida la morfología de la zona, principalmente en la mitad septentrional situada al Norte del Valle de Amblés, en tanto que en el extremo suroccidental ha sido totalmente desmantelada por la acción de los modelados fluvial y glaciar.

Fuera de este último sector dicha superficie sirve como referencia para investigar el control estructural del relieve el cual aparece compartimentado en diversos bloques, algunos de los cuales aparecen coronados por restos de la superficie (mesetas) en los que se aprecian basculamientos con direcciones variables.

De esta manera la morfoestructura del área viene definida por la red de fracturación y los diferentes bloques desnivelados por aquella, con arreglo a lo cual se ha construido el esquema

morfoestructural, a escala 1:200.000 que acompaña a esta memoria (FIG. 4.1.). En dicho esquema se han definido los siguientes dominios principales:

- Fosa tectónica del Valle de Amblés.
- Bloques inferiores en los que la antigua superficie de erosión ha experimentado un retrabajamiento parcial al final del Terciario.
- Áreas o bloques intermedios (relieve escalonado).
- Bloques elevados.
- Posibles relieves residuales de la Sierra de la Paramera.

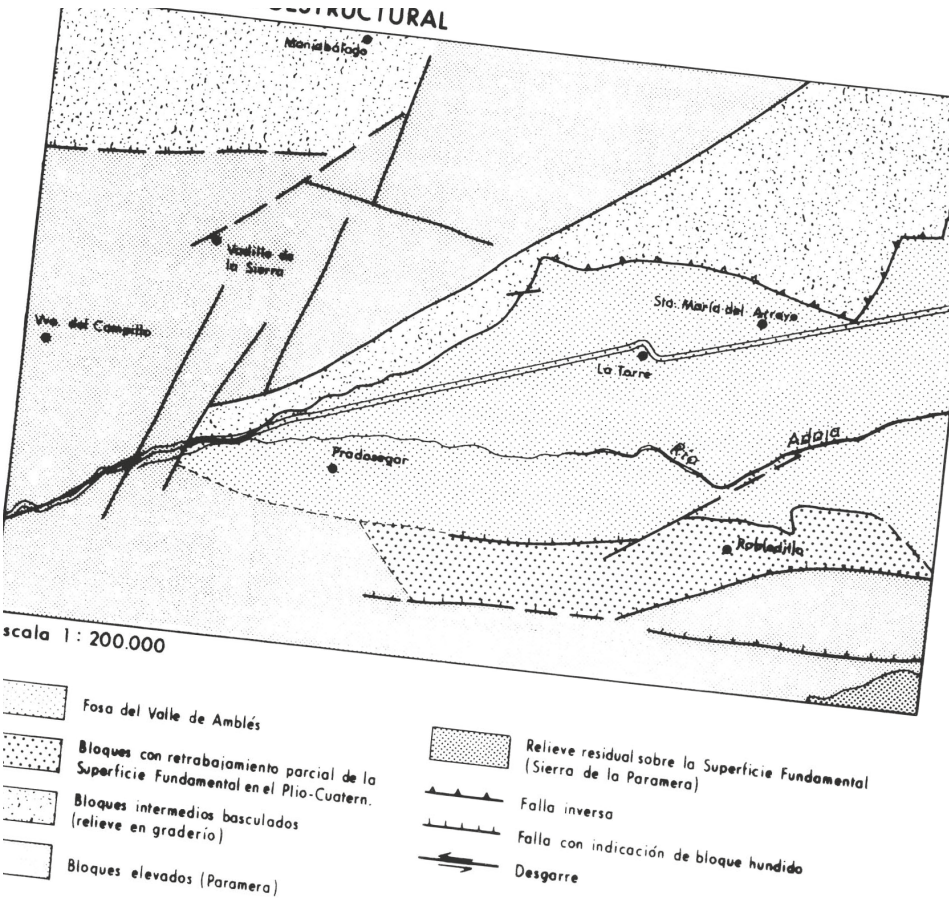


FIGURA. 4.1. Esquema Morfoestructural.

Las diferentes fracturas que delimitan o aparecen incluidas en estos bloques permiten definir las siguientes familias más importantes:

- N-S a NNE-SSO
- NE-SO a ENE-OSO
- E-O a ONO-ESE

La falla de Plasencia (segunda familia) cruza la totalidad de la hoja y su actividad alpina produjo el levantamiento del bloque situado en su lado noroccidental. Entre ella y la fosa tectónica del Valle de Amblés se configuró un estrecho bloque, basculado hacia dicha fosa.

Esta última aparece jalonada por fallas inversas (E-O), con vergencias centrípetas hacia el interior de la cuenca, las cuales aparecen desplazadas por fallas de la primera familia, con componente de movimiento direccional izquierdo, aunque entre Muñogalindo y Muñochas también presentan el carácter de fallas inversas.

En los casos en los que no se han podido observar los diferentes planos y zonas de falla, las fracturas se han representado sin tipificar o con indicación del bloque hundido, deducida de la observación de las cotas correspondientes a las distintas mesetas o restos de la antigua superficie de erosión.

El borde sur del Valle de Amblés aparece jalonado por un bloque elevado en relación a la fosa, pero en una posición topográfica inferior a la de todos los restantes. En este bloque se han cartografiado diversos retazos de una superficie más reciente, labrada sobre el lehm y regolito parcialmente desmantelado. El carácter blando y homogéneo de las arcosas que rellenan el Valle de Amblés condiciona la ausencia de rasgos morfoestructurales en dicho sector, excepto en su extremo occidental donde se han podido identificar dos pequeñas superficies estructurales correspondientes al techo de una capa más compacta.

Cabe mencionar en último lugar el control estructural correspondiente a las crestas o resaltes debidos a diques, los cuales aparecen agrupados en el ángulo nororiental de la Hoja, con direcciones E-O a ONO-ESE.

4.2.2. Estudio del modelado

En este apartado se analizan las formas del relieve de origen exógeno agrupadas y ordenadas tal como aparece en la leyenda del mapa geomorfológico.

4.2.2.1. Formas poligénicas

Superficies de erosión

Esta temática ha sido ampliamente tratada en la bibliografía, a partir del primer trabajo de detalle elaborado por SCHWENZNER (1937), el cual estableció un modelo de diversas superficies escalonadas (un nivel de cumbres y por debajo del mismo hasta tres superficies

con encajamiento progresivo) designadas por este autor como M1, M2 y M3 y atribuyendo a las mismas una edad comprendida entre el Mioceno superior y el Cuaternario.

El modelo de SCHWENZNER, fue elaborado principalmente en la Cordillera Ibérica, desde donde fue ampliado y aplicado por el mismo autor, en el extremo oriental del Sistema Central. Posteriormente el extenso trabajo de BIROT y SOLE SABARIS (1954), estableció otro modelo antagónico del anterior, según el cual por debajo del nivel de cumbres sólo existía una única superficie fundamental, común a todo el Macizo Hespérico y elevada tectónicamente en algunos sectores como el Sistema Central. Dicha superficie se habría elaborado durante el Paleógeno y habría experimentado en tiempos recientes reabajamientos locales merced a los cuales se habrían formado diversas plataformas y pediments de enlace con las cuencas principales.

Otros autores posteriores (PEDRAZA, 1973 y 1978; GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL, 1978; GARZÓN HEYDT, 1980; GARZÓN, PEDRAZA y UBANELL, 1982; PEDRAZA, 1989 y CENTENO, 1989) han tratado de conciliar los dos modelos mencionados, abordando los sistemas morfoclimáticos, alteraciones, etc., que operaron en la elaboración de dichas superficies y de las formas menores asociadas.

Algunos trabajos recientes (VÁZQUEZ, 1986 y MORENO, 1990) se sitúan claramente en línea con el modelo de BIROT y SOLE SABANIS (op. cit.) al poner de manifiesto la existencia de una única superficie de erosión, con pliegues residuales (superficie fundamental) y de plataformas o superficies más o menos encajadas de la misma en el borde las cuencas, incluso formando golfos o entrantes a lo largo de los cauces principales y hacia el interior de los relieves montañosos.

En la Hoja de Vadillo de la Sierra se ha podido comprobar este mismo esquema. Tal como se ha avanzado en el apartado dedicado a la morfoestructura, la superficie fundamental ha sido frecuentemente compartimentada y desnivelada perdurando todavía retazos o mesetas de la misma, desprovistos de los perfiles de alteración y regolitos. Desde su elaboración tectónica y la denudación de dichos perfiles, estas mesetas, en las que predominan los afloramientos de roca inalterada, no han experimentado nuevos reabajamientos y la incisión fluvial se ha canalizado a favor de zonas de fractura. Como contrapartida, en los bloques que se situaron en una posición más deprimida, y que llegaron a ser cubiertos por el relleno de la cuenca del Valle de Amblés, todavía pueden observarse importantes espesores de lehm y regolito, afectados por las mismas fracturas que configuran dicha cuenca.

En el borde sur de este Valle se ha definido una segunda superficie de erosión, con extensión reducida y limitada al bloque hundido junto a la cuenca, generada en tiempos recientes y durante las etapas iniciales del vaciado de la misma.

Esta superficie también ha experimentado un fuerte desmantelamiento, quedando reducida a pequeñas plataformas con una extensión siempre inferior a un Km².

El ángulo noroccidental de la Hoja y sobre la superficie de erosión principal, aparece un importante relieve residual tipo inselberg (Cerro del Lomo o canto de las Tres Rayas).

Glacis y otras formas poligénicas

Los glacis de cobertera y glacis erosivos alcanzan un desarrollo importante en el Valle de Amblés, enlazando el borde de la cuenca con la llanura de inundación (sector central de la hoja) o el nivel de terraza (sector oriental) del río Adaja.

La diferenciación entre los glacis erosivos y los glacis de cobertera es en muchos casos problemática, dado que la litología de estos últimos es muy similar (arenas y limos arcósicos) a la del sustrato. Cuando no existen cortes completos la distinción sólo puede realizarse en función de los colores más claros y mayor proporción de cantos que suelen presentar los glacis de cobertera. Al norte de La Torre dichos depósitos alcanzan un espesor de cuatro metros.

Se han definido como glacis actuales o subactuales, aquellos que, en sus sectores más distales, enlazan con los cauces actuales, apareciendo con mayor pendiente que los glacis anteriores y como formas de enlace entre ellos y la red hidrográfica actual.

Los depósitos de origen aluvial-coluvial ocupan diversas vallonadas, con relieve irregular, existentes en relación con los cauces situados en los relieves montañosos.

En relación con las alteraciones sobre el zócalo hay que destacar el gran desarrollo que presenta el lehm sobre el zócalo próximo al borde de la fosa tectónica del Valle de Amblés, donde, tal como se ha mencionado, aparece afectado por las fallas inversas de dicho borde, e incluso cabalgado por bloques rocosos inalterados (sector de Muñogalindo).

4.2.2.2. Formas fluviales

Siguiendo un orden según antigüedad creciente, hay que tratar en primer lugar los fondos de valle, considerando como tales los acarreos de origen estrictamente fluvial que, con morfología plana, se distribuyen a lo largo de los cauces principales, algunos de los cuales enlazan con el lecho mayor o llanura de inundación del mismo río, el cual alcanza una anchura siempre inferior a los doscientos metros.

A unos dos o tres metros sobre dicha llanura se sitúa el único nivel de terraza, el cual alcanza una extensión importante en el borde oriental de la hoja, donde también se prolonga aguas arriba del río Picuezo.

En relación con las formas erosivas cabe destacar la existencia de procesos de erosión lateral en el lecho menor de este río, que producen el paulatino retroceso del escarpe de la llanura de inundación.

Fuera del Valle de Amblés y entre los relieves montañosos se han representado los talwegs de los cauces más importantes, a lo largo de los cuales cabe destacar la presencia de cambios bruscos de pendiente (rápidos y cascadas) motivados por barreras litológicas o estructurales presentes en el sustrato. Al sur de Villaviciosa y en el Arroyo de los Potrillos se ha consignado la presencia de una captura de este cauce (dirección N-S) sobre otro anterior (ENE-OSO).

También en las áreas montañosas se han representado las divisorias de aguas más importantes que junto con las líneas de Talweg, permiten visualizar el importante grado de incisión de la

red hidrográfica, sin embargo en el Valle de Amblés dicha incisión es muy tenue y las divisorias de aguas son muy poco definidas.

Formas de ladera

Alcanzan su máximo desarrollo en las vertientes de los relieves montañosos del ángulo sur occidental de la Hoja (puerto de Villatoro), donde se han representado extensos coluviones y vertientes de bloques. En el resto de la Hoja, aunque con menor desarrollo, aparecen siempre relacionados con vertientes reguladas y algunos casos disectadas por la incisión fluvial más reciente.

En algunas laderas con orientación norte se han detectado procesos de reptación afectando a la base de ciertos coluviones.

Formas glaciares y periglaciares

Como formas erosivas se han diferenciado hasta cinco pequeños circos glaciares, situados en los bordes septentrional y meridional de la Hoja, dos en Cerro Gorría y los tres restantes en los alrededores de Peña Belesan y Peña de la Cruces. Todos ellos aparecen bastante degradados y con laderas interiores parcialmente regularizadas en función del encajamiento de los cauces torrenciales. En relación con los dos circos situados junto a la Peña de Belesan todavía se conserva parte de lo que fue el umbral de cada uno de ellos.

Los depósitos asociados de origen glaciar y periglaciar aparecen con un desarrollo más importante en los circos del borde meridional, cuyo fondo todavía presenta depósitos morrénicos, con morfología de cresta. No obstante lo más destacable es la presencia de extensos mantos de piedras y bloques cubriendo las laderas interiores y exteriores de los circos mencionados. En el interior de los circos de Peña Belesan, éste recubrimiento periglaciar, alcanza un espesor superior a la decena de metros, habiendo experimentado procesos de colapsamiento y vaciado, provocados por la incisión reciente de los cauces torrenciales.

Aguas arriba de los umbrales glaciares mencionados se han reconocido depósitos fluvioglaciares resultantes de la removilación y breve transporte de los depósitos morrénicos y periglaciares.

En este mismo sector y en diversos puntos de la zona de estudio, se han identificado diversos coluviones con morfología superficial irregular y característica de un proceso de reptación generalizada, inducida por periglaciarrismo. Dichos coluviones son más extensos y numerosos en las laderas orientadas al norte.

Formas lacustres

Al Norte del río Adaja y dentro del Valle de Amblés se han identificado diversas áreas con drenaje deficiente y tendencia al encharcamiento, situándose en casi todos los casos a una distancia bastante constante del río Adaja. Hacia el Este (Hoja de Ávila), se mantiene dicha situación, por lo cual dichas zonas de encharcamiento, podrían corresponder a un paleocauce del mismo río.

Formas antrópicas

En el ángulo SE de la hoja se han realizado numerosos aterramientos para repoblación forestal. En diversos puntos localizados en el borde de la fosa del Valle de Amblés se han abierto pequeñas canteras sobre el zócalo granítico.

4.2.3. Formaciones superficiales

En este apartado se completará la descripción de las alteritas y sedimentos mencionados más arriba.

Alteritas

Tanto las rocas graníticas como los metasedimentos aparecen afectados por una alteración caolínica, que en el primer caso ha dado lugar a un potente lehm, conservado fundamentalmente en los bloques de zócalo, tectónicamente hundidos en relación a los que configuran los relieves montañosos, donde dicho lehm presenta un desarrollo restringido a las zonas de fractura.

En el zócalo que bordea el Valle de Amblés alcanza un espesor de varias decenas de metros, presentando zonas con lixiviación más intensa, así como bandas de ferruginización posteriores a la alteración caolínica.

Al Norte de la Torre aparece afectado por la falla inversa del borde de la fosa. En la zona de fallas se han observado roturas y orientaciones de los granos de cuarzo, junto con otras estructuras deformativas, que atestiguan la existencia real del lehm con anterioridad al movimiento de la falla.

Sedimentos

Las formaciones superficiales de origen poligénico: glaciares y depósitos aluviales-coluviales, son las que presentan un mayor desarrollo. Los primeros corresponden a una cobertera limo-arenosa con cantos de origen principalmente filoniano que cubren extensas áreas del Valle del Amblés, donde en ocasiones alcanzan un espesor de cuatro metros (sectores apicales y centrales de los mismos). Los segundos se distribuyen, como afloramientos aislados, por el conjunto de la Hoja, ocupando las zonas de vaguada, en muchos casos coincidentes con fracturas.

Su composición es fundamentalmente arcósica, dado que en la mayor parte de los casos corresponden a un lehm parcialmente removilizado por la gravedad y procesos de arroyada. No se ha observado ningún corte sobre los mismos, por lo cual su espesor es difícil de evaluar, pudiendo alcanzar en algunos casos la decena de metros.

En relación con el nivel de terrazas del río Adaja, se ha podido comprobar como, junto a la llanura de inundación del mismo río aparece con un espesor constante y próximo a los dos metros, presentando una composición fundamentalmente arenosa con escasos lentejones o paleocanales de gravas. A su vez la llanura de inundación aparece como un depósito limo-arcilloso de color pardo oscuro, también con lentejones de gravas, similares a los anteriores y un espesor que en la mayor parte de los casos comprende la totalidad del escarpe (3 m) excavado por el lecho menor.

Los coluviones y laderas con reptación presentan una composición fundamentalmente arcillosa, con cantos y bloques rocosos y un espesor que oscila entre 1 y 3 m. (subida al Puerto de Villatoro desde la localidad con el mismo nombre).

Tal como se ha mencionado anteriormente los depósitos de origen estrictamente glaciar aparecen muy restringidos y localizados en los circos glaciares del borde sur de la Hoja, donde presentan el aspecto caótico característico de las morrenas, con bloques y cantos angulosos, muy heterométricos y una escasa matriz arcillosa.

Por el contrario los canchales y pedreras alcanzan cierta extensión, tapizando de forma uniforme las laderas y cotas más elevadas del borde sur de la Hoja, con un espesor superior a los 5 m. en las zonas más bajas de dichas formaciones.

4.2.4. Evolución geomorfológica

Dicha evolución puede abordarse desde las etapas anteriores a la elevación del Sistema Central, dado que dentro de la Hoja, existen numerosas “mesas” o plataformas como restos de una antigua superficie de erosión anterior a dicho levantamiento.

Todos los autores mencionados anteriormente coinciden en este punto, pero no en la edad de los movimientos que han creado el relieve principal. En esta memoria se considerarán como fases principales generadoras del relieve las que tuvieron lugar en el límite Oligo-mioceno y en el Mioceno inferior-medio (Fases Castellana y Neocastellana, en el sentido de AGUIRRE et al., 1976).

Con anterioridad a estas fases tectónicas la superficie de erosión, generada durante el Mesozoico se retrabaja durante el Paleógeno, pudiendo experimentar ya algunas desnivelaciones de origen tectónico, a la par que su carácter de superficie grabada debió de acentuarse mediante evacuación y profundización simultánea de sus perfiles de alteración, proceso descrito y definido por MARTÍN-SERRANO 1988 en otros sectores del Macizo Hespérico. De esta manera se irían destacando progresivamente diversos relieves residuales, que en nuestra zona de estudio corresponden a las elevaciones tipo inselberg y quizá otras de mayor volumen, como podrían ser La Serrota, si bien esta última posibilidad debería de investigarse en las Hojas colindantes al sur, con la de Vadillo de la Sierra y Ávila.

Con las etapas tectónicas ya señaladas, esta superficie fue desnivelada y compartimentada en numerosos bloques, perdiendo -en los bloques elevados- sus alteritas y regolitos, que fueran a cubrir, como materiales arcósicos, los bloques hundidos. En aquellos que quedaron en una posición intermedia o próxima a los niveles de colmatación de la cuenca del Valle de Amblés, la misma superficie perduró con gran parte de su perfil de alteración, el cual pudo seguir evolucionando y acentuando el carácter de superficie grabada, tal como puso de manifiesto Pedraza (1989) en las rampas del borde Sur del Sistema Central.

La incisión fluvial se inició desde el primer momento en el que se creó el relieve (ver MARTÍN-SERRANO, 1988), formándose una red de drenaje, muy condicionada por las fracturas, que irían aislando y reduciendo progresivamente las plataformas correspondientes a la superficie de erosión.

En la Hoja de Vadillo, que vierte sus aguas a la Cuenca del Duero, dicha incisión ha estado condicionada por el nivel de base local y más alto de esta Cuenca en comparación con la del Tajo. De forma que la erosión remontante y fenómenos de captura y vaciado de la cuenca del Valle de Amblés se ha visto bastante atenuada. Por otro lado hay que considerar el efecto de barrera litológica que sobre el río Adaja ha ejercido el umbral rocoso que separa dicho Valle de la Cuenca del Duero. De esta manera el Valle de Amblés presenta un vaciado parcial y poco activo en tiempos recientes (Pliocuatrnario), mostrando un único nivel de terrazas y vertientes muy suaves y regularizadas mediante una única generación de glacia, posteriormente incididos.

Por tanto la morfología de este Valle, puede representar un dilatado intervalo temporal que podría alcanzar incluso al Mioceno Superior, de forma análoga a la evolución descrita por MARTÍN-SERRANO (1988 b) en el borde sur de la Cuenca del Duero.

Este mismo valle presenta, además, una marcada asimetría, definida por la gran extensión que alcanzan los glacia y el nivel de terrazas en el margen izquierdo (norte) del río Adaja, lo cual puede tener implicaciones neotectónicas, aunque y a tenor de lo señalado más arriba, no necesariamente durante el Cuaternario, tal como se discutirá en el capítulo dedicado a este tema.

4.2.5. Procesos actuales. Tendencias futuras

En relación con los procesos fluviales hay que señalar la erosión lateral, con actividad moderada, del lecho menor del río Adaja, así como los crevasse splay detectados al NE de Muñana y en relación con el Arroyo del Venero en su salida al Valle de Amblés.

En las formas de ladera cabe destacar los procesos de reptación presentes en numerosos coluviones, en los cuales y especialmente en los que presentan una orientación al norte no hay que descartar la actuación de condiciones climáticas próximas a las periglaciares durante algunos periodos de la estación invernal. Sobre los mantos de piedras que cubren las laderas más altas del borde sur de la Hoja, se está produciendo una desestabilización y vaciado debido a la incisión activa de las cabeceras de los torrentes. Este proceso llevará a un desmantelamiento progresivo de dichos derrubios y al desarrollo y agradación progresiva de abanicos torrenciales sobre el borde Sur del Valle de Amblés, donde de hecho, ya existe en Pradosegar un abanico reciente situado a la salida del Ayo. de los Tejos, cuya cabecera se sitúa en los mencionados depósitos periglaciares.

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

En la Hoja de Vadillo de la Sierra 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 FIGUEROLA et al., 1980; BEA, 1985; BEA y MORENO-VENTAS, 1985 y b).

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

5.1.1. Tonalitas y cuarzodioritas (8)

Los afloramientos de este tipo de rocas cartografiables se localizan principalmente en el sector oeste de la Hoja, salvo tres pequeños apuntamientos situados en el borde SE de la Hoja. Se trata de pequeños afloramientos, el mayor de los cuales no alcanza 0,5 Km²; 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 FIGUEROLA et al., (1980).

En campo son rocas de grano fino, y ocasionalmente medio, a veces con tendencia microporfídica, de tonos oscuros que se alteran a tonos marrón-rojizos y ocre, con plagioclasa, biotita y anfíbol principalmente. Ocasionalmente presentan fenocristales milimétricos de estos minerales, sobre todo de plagioclasa.

Estos últimos suelen variar entre 0,3 y 1 cm. En el campo se observa como la adamellita porfídica regional intruye a estas rocas, como ocurre en el afloramiento de Villanueva del Campillo. En el área circundante a estos pequeños macizos cartografiados son muy abundantes los enclaves de composición similar en la adamellita porfídica regional, con tamaños variables, de hasta 1 m., constituyendo a veces pasillos con multitud de enclaves como pasa en los alrededores de la antena de Villanueva del Campillo, unos 2,5 Km al SO de esta localidad, fuera ya de la Hoja.

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

En proporciones accesorias presentan minerales opacos, apatito, esfena y circón. En algunos casos el anfíbol, feldespato potásico y cuarzo pueden ser accesorios. Se ha observado también alanita idiomorfa accesorio en una muestra.

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

Al microscopio presentan una textura subofítica a ofítica en la cual cristales grandes de feldespato potásico, cuarzo y con menor frecuencia plagioclasa engloban a pequeños cristales rectangulares de plagioclasa, anfíbol y biotita. Existen también texturas intergranulares o diabásicas.

Se observan algunos fenocristales de plagioclasa más equidimensionales, a veces con zonación continua normal y oscilatoria, 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, en general y en algún caso marrón. Suele presentarse en algunos casos como agregados de varios individuos en relación con biotita o bordeados por una corona de ésta.

La biotita incluye minerales opacos y ocasionalmente es idiomorfa. A veces incluye algún circón con halo pleocroico.

5.1.2. Adamellitas de grano medio-grueso biotíticas (9), con facies con anfíbol y alanita (10) y facies porfídicas (11)

Estas rocas son las más ampliamente extendidas en el área ocupada por la Hoja de Vadillo de la Sierra, 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 megacrístales de feldespato dispersos, localmente muy abundantes y una facies de adamellitas biotíticas algo más oscuras de grano medio en general con muy escasos megacrístales dispersos y frecuentes cristales de anfíboles y alanitas visibles a simple vista.

Las facies porfídicas y no porfídicas sin alanita y anfíbol o en proporciones muy accesorias (10 y 12) se encuentran en la mitad O de la Hoja, tanto al N como al S del Valle de Amblés, mientras que la facies con frecuente anfíbol y alanita (11) se encuentra en el sector E 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 alanita. Los megacrístales de feldespato tanto en las porfídicas como en las otras son de feldespato potásico con tamaños comprendidos principalmente entre 1,5 y 7 cms., aunque lo más frecuente es que estén comprendidos entre 2 y 5 cms. 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 Fras!.

Asociados a estas adamellitas existen macizos de leucogranitos de grano fino, el mayor de los cuales está situado entre las localidades de Villanueva del Campillo, Vadillo de la Sierra, Villatoro y Poveda, 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 1 a 3 mm. Ocasionalmente se observan agregados de biotita de 7 a 8 mm.

Es frecuente la presencia de cuarzos globulares de 4 a 8 mm que raramente alcanzan 1 cm. Los más frecuentes están comprendidos entre 4 y 6 mm.

Sobre el terreno, localmente, se observan orientaciones de megacrístales en parte de flujo y en parte deformativas poco intensas, en general norteadas variando entre N170E y N-S. Localmente, se ha observado una foliación que varía en torno a una dirección N135E, paralelamente a la cual se orientan los enclaves microgranulares oscuros de un “pasillo de enclaves” existente. Localmente se ha observado algún schlieren con una orientación N150E.

Estas orientaciones pueden estar asociadas con las fases tardías de deformación hercínica en el Sistema Central (D₄).

Ocasionalmente se presentan bolsadas y vénulas pegmatíticas de dimensiones desde decimétricas hasta mayores de 1 m., así como cavidades miarolíticas centimétricas.

Estas bolsadas son más frecuentes en la facies con anfíbol y alanita. En ellas se observa a menudo intercrecimientos gráficos.

Están constituidas por feldespato potásico y cuarzo principalmente y más raramente turmalina. Ocasionalmente 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 20 cms, aunque localmente pueden llegar a alcanzar más de 1,5 m. A menudo son de grano fino microporfídicos con fenocristales de feldespato de 3 a 5 mm en general, aunque pueden alcanzar 1 cm, cuarzo de 3 a 5 mm y biotita de 3 a 4 mm. En el sector O de la Hoja en la vecindad de los pequeños macizos o megaenclaves de carácter cuarzodiorítico-tonalítico cartografiados, la proporción de este tipo de enclaves es muy alta, constituyendo "pasillos de enclaves".

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 cms, pudiendo alcanzar 7 cms. Sus bordes a veces están mal definidos.

Con mucha menor frecuencia se encuentran agregados biotíticos menores de 1 cm y enclaves de rocas metamórficas. Estos últimos abundan más en las proximidades del contacto con el afloramiento metamórfico situado entre Manjabálago y San Juan del Olmo. Alcanzan tamaños desde 2 a 20 cms, salvo en el mismo contacto, donde pueden superar 1 m. Se han observado, esquistos, paragneises y metaareniscas.

Son frecuentes también en estas adamellitas, pequeños diques de centi a decimétricos de leucogranitos de grano fino con biotita a 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.

La facies con anfíbol y alanita 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 cm.

La alanita se observa como cristales prismáticos idiomorfos negros con bordes alterados marrones y tamaños de 6 a 7 mm de longitud (excepcionalmente alcanza 9 mm.) 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. Son facies no porfídicas con megacristales de feldespato potásico muy dispersos, sólo localmente abundantes.

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 anfíbol, alanita y esfena en la facies con anfíbol y alanita, en la cual ambos son accesorios muy frecuentes.

Se observan a menudo cloritizaciones y sericitizaciones secundarias así como epidota/clinozoisita y ocasionalmente una moscovita tardía, más frecuente en el sector NO de la Hoja.

El cuarzo es subidiomorfo y con cierta frecuencia forma agregados policristalinos de varios milímetros.

La plagioclasa a menudo es subidiomorfa a idiomorfa y frecuentemente presenta zonados, tanto continuo normal como oscilatorio.

Con frecuencia incluye apatito, circón y biotita. En la facies con anfíbol y alanita incluye a veces a ambos minerales. Se ha observado en un caso un pequeño granate xenomorfo blindado en plagioclasa.

El feldespato potásico es a menudo pertítico en venas o parches. Ocasionalmente presenta macla de microclina. Frecuentemente incluye cuarzo, así como apatito, circón y biotita. En la facies con anfíbol y alanita se han observado algunos intercrecimientos micrográficos de cuarzo, así como anfíbol (a veces idiomorfo) y alanita incluidos en el feldespato potásico.

La biotita se presenta en plaquitas individuales con frecuencia idiomorfas y ocasionalmente poiquilíticas. 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 la facies con anfíbol y alanita, 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 alanita es idiomorfa, zonada con secciones de 0,5 a 1 mm. y a veces mayores; y ocasionalmente presenta maclado según 100. Cuando están en contacto con biotita produce halos pleocroicos.

Los enclaves microgranulares oscuros varían de cuarzo-dioritas a tonalitas principalmente. Presentan una textura intergranular a subofítica a veces relativamente porfídica. Están constituidos principalmente por plagioclasa, anfíbol verde, biotita y en menor proporción cuarzo.

Como minerales accesorios se observan principalmente minerales opacos, apatito, circón y esfena. A veces el feldespato potásico se presenta en proporciones accesorias.

Son frecuentes las alteraciones a clorita, sericita y epidota/clinozoisita secundarias.

Los fenocristales suelen ser principalmente de plagioclasa y también anfíbol y biotita.

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

El cuarzo es alotriomorfo y poiquilítico.

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

El grupo de adamellitas descritas con sus correspondientes facies presenta numerosas similitudes con granitoides de las vecinas Hojas de Cardenosa (HERNÁNDEZ SAMANIEGO *et al.*, 1982) y Mirueña (FERNÁNDEZ CARRASCO, *et al.*, 1982), así como con las de 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 nuestra de anfíbol y alanita, si bien no tan alanítica, existen en el primer tipo y facies similares a las otras dos en el segundo. En la Hoja de Vadillo, las facies cartografiadas tienen un paso gradual y salvo la frecuencia de anfíbol y alanita 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 alanita) 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 ± 24 m.a. mediante el método de $87\text{Rb}/86\text{Sr}$.

5.1.3. Leucogranitos de grano grueso porfídicos, con biotita. Tipo PUERTO DE VILLATORO (12)

Este grupo de granitoides se encuentra representado principalmente en los sectores SO y O de la Hoja, siendo el afloramiento de mayor extensión el situado en el macizo de La Serrota, al S del Valle de Amblés. Otros afloramientos cartografiados se sitúan en los alrededores del Puerto de Villatoro y al N de Villanueva del Campillo y Vadillo de la Sierra (en el sector O), y al S de Palacio, en la esquina SE de la Hoja. No se ven en el campo criterios claros sobre su relación con las adamellitas más ampliamente extendidas (9, 10 y 11), pero cartográficamente parece intruir a ambas facies. Por otra parte, se han observado en algunos lugares, como los alrededores del Puerto de Villatoro, en las proximidades del contacto con la adamellita biotítica de grano medio-grueso, porfídica, orientaciones de flujo en los leucogranitos de tipo Puerto de Villatoro, que son sub-paralelas al contacto.

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

La mesostasia 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 2 a 4 ó 5 cms.

Es característica de estos granitoides la presencia de frecuentes cuarzos globulares de hasta 1 cm. de diámetro o incluso mayores (se han observado algunos de 2 cm.).

La biotita es menos abundante que en las adamellitas anteriores y se observa en plaquitas bien individualizadas a veces idiomorfas de 2 a 3 mm, pero también en agregados, que pueden alcanzar 1 cm.

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 hasta 5 ó 6 cms., con bordes poco netos, así como algún enclave microgranudo oscuro en general comprendido entre 3 y 13 cms., aunque en el borde del afloramiento del Puerto de Villatoro, se pueden encontrar algún enclave mayor de hasta 3 ó 4 m.

Ocasionalmente se encuentra algún enclave surmicáceo de 5 a 6 cms.

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. Son frecuentes como minerales secundarios, sericita, clorita, y en menor proporción epidota/clinozoisita, así como moscovita tardía.

Los cuarzos globulares son frecuentes y suelen ser policristalinos.

La plagioclasa suele estar zonada presentando 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 adamellitas antes descritas. Incluyen en ocasiones apatito, circón y cuarzo en gotas. Muy ocasionalmente presentan intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo, en el contacto con feldespato potásico.

El feldespato potásico suele ser perfito en parches y venas. En algunos casos incluye gotas de cuarzo. Es muy frecuente la presencia de macla en enrejado de microclina.

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. En ocasiones se presenta en agregados.

La moscovita es tardía y totalmente accesorio y está en relación con feldespato potásico y plagioclasa.

5.1.4. Leucogranitos de grano fino biotíticos (13)

Este epígrafe engloba principalmente a un macizo granitoide situado en el sector O de la Hoja, entre las localidades de Villanueva del Campillo, Vadillo de la Sierra, Villatoro y Poveda. Está

situado al NO del Valle de Amblés e intruye a las adamellitas biotíticas de grano medio-grueso porfídicas (11) y a pequeños macizos de tonalitas y cuarzodioritas (8).

En sus proximidades se observan una serie de pequeños macizos del mismo tipo, probablemente relacionados con él.

Son granitos de grano fino a medio, leucocráticos con biotita principal y moscovita accesorio. En general son muy homogéneos, presentando algún fenocristal de feldespato habitualmente menor de 1 cm pero que a veces alcanzan 2 a 3 cms.

La biotita ocasionalmente se presenta en plaquitas idiomorfas.

Se ha observado algún cuarzo globular de 7-8 mm. aislado.

Al microscopio se observa como mineralogía principal, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y en mucha menor proporción biotita. Como minerales accesorios contienen apatito, circón y minerales opacos y muy ocasionalmente cordierita alterada a agregados de sericita, pinnita, moscovita y clorita. La clorita y sericita son minerales secundarios frecuentes.

Presentan una textura heterogranular, aunque en ocasiones es equigranular, a veces microporfídica.

Los cuarzoes globulares son policristalinos.

El feldespato potásico es a veces peritítico en venas y presenta en ocasiones macla de microclina. Incluye a menudo cuarzo. Ocasionalmente presenta intercrecimientos micrográficos con cuarzo.

La plagioclasa 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 lámina delgada se ha observado algún pequeño enclave metamórfico esquistoso.

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

5.1.5. Leucogranitos de grano fino de dos micas (14)

Bajo este epígrafe se agrupan varios pequeños puntamientos 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, con los que parecen tener bastante relación (13), 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 S de la Hoja al E de la localidad de Mengamuñoz.

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 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. La proporción entre sí de micas es variable, existiendo tipos con predominio de la moscovita y tipos con predominio de la biotita. Se han observado algunos agregados micáceos de hasta 1 cm 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 cordierita. Son frecuentes las sericita y clorita secundarias, así como, la pinnita y los agregados de clorita-moscovita procedentes de alteración de cordierita. También se observan a menudo alitizaciones secundarias.

El feldespato potásico presenta con cierta frecuencia maclas de microclina y a menudo perititas en venas y parches. En ocasiones es subidiomorfo. Presenta frecuentes intracrecimientos micrográficos con cuarzo.

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 largas, a menudo con 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, a menudo sobre feldespato potásico o plagioclasa.

La cordierita es subidiomorfa, alterada en su mayor parte a pinnita y sericita o bien a agregados de clorita y moscovita.

5.2. 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. Tiene gran interés también el dique de gabro de Plasencia-Alentejo que atraviesa la Hoja de SO a NE y la red de diques de sienita. 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 Hoja de Ávila.

5.2.1. Pórfidos granítico-adamellíticos (1)

Representan la mayoría de los diques cartografiados en la Hoja. En su mayor parte se agrupan en un haz con dirección sensiblemente E-O, variando entre ONO-ESE y OSO-ENE. Este haz recorre la Hoja por su borde N y es continuación del que recorre la vecina Hoja de Ávila de E a O por su borde N.

En el sector centro-occidental de la Hoja se observan algunos diques más con direcciones próximas a E-O ó ESE-ONO que no llegan a formar un haz claramente definido. En la esquina SE de la Hoja se observa también algún dique de pórfido entre ONO-ESE y E-O.

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 por el borde N de la Hoja. Se trata de diques de 2 a 5 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, siendo los más frecuentes en torno a 0,5-1 cm; cuarzo, idiomorfo a subidiomorfo de 1 a 4 mm y ocasionalmente hasta 7 mm con golfos de corrosión; y biotita en plaquitas de 2-4 mm.

Presentan a veces 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.

Al microscopio, la matriz es en general fanerítica de grano muy fino, y 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 y circón. Son muy frecuentes los intercrecimientos micrográficos y granofídicos, de feldespato potásico y cuarzo. En algunos diques la matriz es afanítica con textura esferulítica.

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.

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

La plagioclasea suele ser a menudo subidiomorfa e idiomorfa y está a veces recrecida por intercrecimientos granofídicos de feldespato potásico y cuarzo. Forman en ocasiones agregados glomerulares.

La biotita a menudo tiene tendencia acicular y otras veces se presenta como placas idiomorfas.

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 son más escasos y se han observado en los sectores centro-occidental y SE de la Hoja. Su potencia a menudo es mayor de 5 m llegando a alcanzar en algunos casos los 10 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 4 cm aunque la mayoría no sobrepasan los 2 cm, cuarzo, subidiomorfo e idiomorfo frecuentemente de 5-6 mm, y biotita en plaquitas subidiomorfos de 2-4 mm.

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 plagioclasea, biotita y muy ocasionalmente anfíbol. Como mineralogía accesoria tiene sobre todo apatito, circón y minerales opacos, y ocasionalmente alanita.

Los fenocristales son principalmente de cuarzo, plagioclasea (que a menudo es el más abundante) y biotita.

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 plagioclasea 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 plagioclasea.

El feldespato potásico suele ser idiomorfo a subidiomorfo.

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.

Ocasionalmente en los tipos más básicos adamellítico-granodiorítico se puede encontrar algún fenocristal de cuarzo con corona de anfíboles.

5.2.2. 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.

Existe un predominio de los de dirección aproximada E-O, paralelos a los diques de pórfido y a veces relacionados con ellos. Se observan también diques de direcciones norteadas con buzamientos variables llegando a ser 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 y ocasionalmente fino-medio, en ocasiones microporfídicas constituidas principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y/o biotita. Las micas son bastante menos abundantes que el cuarzo y los feldespatos y a veces son accesorios. Se ha observado una tendencia de los diques situados más al N, próximos al haz de pórfidos del Norte de la Hoja a ser más moscovíticos, mientras que los diques más al centro y S de la Hoja son más biotíticos.

Como minerales accesorios presentan en general, minerales opacos, apatito, circón. En los diques más moscovíticos suelen aparecer además cordierita subidiomorfa, (transformada en su mayor parte a sericita, pinnita, moscovita y clorita) y ocasionalmente andalucita transformada parcialmente a moscovita y turmalina.

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. A veces existen intercrecimientos micrográficos de cuarzo.

La plagioclasa a menudo es subidiomorfa e incluye gotas de cuarzo. En ocasiones presenta un zonado continuo normal, más frecuente en los términos más biotíticos.

La biotita suele ser tabular y a veces con tendencia acicular. Incluye en ocasiones apatito y circón (éste con halo pleocroico).

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

5.2.3. Microdioritas (3)

Son muy escasos los diques de este tipo de rocas existentes en la Hoja. Se trata de diques cuya potencia varía en general entre 30 cm y 2 m. En general, llevan direcciones subparalelas a las de los diques de pórfidos variando de E-O a ESE-ONO. Se los ha observado en algún caso ligados a diques de pórfidos, encontrándose un dique de microdioritas paralelo y en contacto con un dique de pórfido granítico, como sucede en el Alto de las Fuentes.

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 contienen minerales opacos, circón, apatito y más raramente espinela verde.

Los fenocristales son principalmente de plagioclasa en su mayoría de hasta 2 a 4 mm, aunque ocasionalmente puede alcanzar 2 cm, en general equidimensionales y de anfíbol. Su composición aparente varía entre diorita y cuarzomonzodiorita.

Se observan xenocristales de cuarzo de hasta 6 a 8 mm. 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.

La plagioclasa presenta con frecuencia zonado continuo normal y a veces oscilatorio. En ocasiones forma agregados glomerulares.

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

5.2.4. Cuarzo (4)

Los diques de cuarzo de cierta entidad son muy escasos, habiéndose exagerado todos los representados en la cartografía. En su mayoría llevan direcciones comprendidas entre NNE-SSO y NE-SO con buzamientos subverticales. Su potencia varía desde centimétrica hasta un máximo de 10 m.

Suelen sellar fracturas tardihercínicas, algunas de las cuales han sido parcialmente reactivadas en tiempos alpinos, como ocurre con una fractura NE-SO que pone en contacto las adamellitas con anfíbol y alanita (10) con materiales terciarios, en el sector E de la Hoja. Debido a este hecho, a menudo aparecen brechificados.

Además de la fractura reseñada, son de destacar dos zonas de fractura NE-SO con numerosos diques de cuarzo asociados, una situada en los alrededores de la localidad de La Hija de Dios y otra, que recorre el sector NO de la Hoja desde San Juan del Olmo, hasta Villanueva del Campillo pasando por Vadillo de la Sierra.

5.2.5. Diques de tendencia sienítica (5)

La mayoría de estos diques se encuentran en los sectores central y O. Los diques más importantes, y de mayor continuidad de sienita se encuentran en el sector central de la Hoja, al N del Valle de Amblés en una banda de dirección NNE-SSO que va desde la localidad de Amavida, pasando por el Alto de las Fuentes, a salir de la Hoja al NE de San Juan del Olmo. Al S del Valle de Amblés esta banda parece continuarse ensanchándose desde Pradosegar al alto de La Serrota. Alguno de los diques de este sector aquí cartografiados ya había sido estudiado por ARENILLAS *et al.*, (1975) y UBANELL *et al.*, (1984). Además de en esta banda se han localizado algunos diques más de tendencia sienítica en el sector O de la Hoja, tanto a un lado como a otro del Valle de Amblés con una dirección NO-SE, en una banda que se extiende aproximadamente desde el N de Villanueva del Campillo, pasando por las inmediaciones de Villatoro, hasta el SE de Pradosegar.

Se trata de diques de 0,5 a 5 m. de potencia predominando los comprendidos entre 1 y 2 m. Que se distribuyen, en torno a dos directrices principales: una de NNE-SSO a NE-SO y otra NO-SE subverticales.

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 cm., idiomorfos. Ocasionalmente presentan fenocristales de biotita y en algún caso de clinopiroxeno.

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

La matriz presenta una textura traquitaide 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 principalmente por clorita, sericita, carbonatos, esfena y epidota/clinozoisita.

Los fenocristales suelen ser de feldespato potásico, anfíbol, plagioclasa y en ocasiones biotita.

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

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. En ocasiones presentan texturas rapakivi, con una corona de feldespato potásico rodeando a la plagioclasa.

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

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

Al N de la Serrota (S del Valle de Amblés) se han observado dos diques de tono oscuro y rosado situados a 1 Km al SO de Muñotello y 2 Km al E de la Peña de las cruces, respectivamente, un poco diferentes del resto, aunque parecen de tendencia sienítica. Su matriz presenta textura traquitoide y está constituido principalmente por feldespato potásico, plagioclasa, minerales opacos, anfíbol y biotita. En proporciones accesorias presentan cuarzo y circón. En ella se observan fenocristales de anfíboles marrones, plagioclasa, minerales opacos, y en menor proporción clinopiroxeno y feldespato potásico.

Contienen algunas microcavidades rellenas por feldespato potásico, cuarzo y carbonatos.

Los anfíboles, presentan un pleocroismo de amarillento a marrón-rojizo y podría tratarse de hornblenda basáltica o kaersutita. Están corroídos por la matriz y tienen a menudo un borde anubarrado. Los clinopiroxenos son incoloros y están en su mayoría muy alterados a clorita, carbonatos y opacos. Podría tratarse de augita o hedenbergita. Por su composición se trataría de sienitas saturadas con tendencia monzonítica.

Es de destacar también la presencia en los alrededores de la localidad de Sanchorreja, en el borde NE de la Hoja, de un dique de unos 5 m de potencia de dirección NE-SO, vertical, afanítico, de tonos gris rosados de tendencia sienítica. Este dique está dentro del dique de gabro de Plasencia-Alentejo, al que parece intruir, paralelamente al mismo. Al microscopio es una roca micro a criptocristalina de textura esferulítica, constituida principalmente por feldespato potásico y en menor proporción por plagioclasa, cuarzo, minerales opacos, anfíbol y biotita. Presenta algunas cavidades rellenas de cuarzo. Se trataría también de un dique de tendencia sienítica alcalina saturada.

Así pues en general este tipo de diques es de tendencia sienítica alcalina saturados en sílice, lo que ya fue puesto de manifiesto para el dique del alto de las Fuentes por UBANELL et al., (1984).

5.2.6. Diques de tendencia lamprofídica (6)

Están muy escasamente representados en la Hoja. Llevan direcciones NNE-SSO (entre N15 y 30E) y son subverticales. Su potencia es pequeña, variando entre 50 cm y 2 m.

Son rocas de grano fino de tonos muy oscuros, fuertemente alteradas, debido a lo cual no han podido ser caracterizadas al microscopio. No obstante deben ser similares a los existentes en la vecina Hoja de Ávila.

5.2.7. Gabro. Dique de Plasencia-Alentejo (7)

Atraviesa la Hoja en diagonal, con una dirección aproximada de N55E, desde la localidad de Sanchorreja (al NE) al Puerto de Villatoro (al SO). Se trata de un dique de gran magnitud que atraviesa una buena parte de la mitad O de la Península Ibérica, desde el Alentejo portugués hasta ocultarse bajo los materiales terciarios de la Depresión del Duero en la vecina Hoja de Cardeñosa (506), con un recorrido del orden de 500 Km.

Su morfología a escala cartográfica es variable, siendo un cuerpo tabular subvertical, con megaenclaves de la adamellita circundante, en su mitad NE, mientras que en su mitad SO presenta una geometría de carácter más anastomosado que rodea a grandes enclaves de la adamellita circundante. Su potencia es variable y está a veces enmascarada por la intensa alteración que sufre en casi todo su recorrido, así como por la fracturación que le afecta, tanto subparalela a su dirección como oblicua al mismo. Su máxima potencia se observa en el sector NE, entre las localidades de Balbarda y Sanchorreja, donde se aproxima a los 500 m.

Sin embargo, en el sector en que su geometría es más anastomosada, entre las localidades de Villatoro y Pascual Muñoz, llega a tener en alguno de los casos entre 4 y 20 m. En su sector SO presenta dos ramas con potencias de 150 y 250 m.

Es una roca de grano fino a medio en los bordes y medio hasta a veces grueso en el centro del dique, de tonos verdosos oscuros en fresco, con una fuerte alteración a tonos ocre-rojizos. Suele dar una morfología en pequeños bolos redondeados.

Está afectado por una zona de fractura subparalela al mismo de desplazamiento senestro y por fracturas E-O a ESE-ONO que dan pequeños desplazamientos destrales.

Al microscopio presenta una textura de subofítica a diabásica y está constituido principalmente por plagioclasa y clinopiroxenos y en menor proporción anfíbol hornbléndico y tremolítico secundario y minerales opacos. Como mineralogía accesoria presenta con frecuencia ortopiroxenos, feldespato potásico, cuarzo, apatito y más raramente biotita. En un caso se ha observado espinela verde incluida en clinopiroxeno.

La plagioclasa es rectangular subidiomorfa y a veces equidimensional con zonado normal continuo. A veces presenta sericitizaciones.

Los clinopiroxenos son alotriomorfos en general y suele ser augita y pigeonita, a menudo parcialmente alterada a anfíboles.

Los ortopiroxenos parecen ser enstatita, en buena parte totalmente alterados y a veces solo en los bordes a serpentina. A menudo están incluidos en clinopiroxenos.

El feldespato potásico y el cuarzo con frecuencia presentan intercrecimientos micrográficos.

Los minerales opacos son grandes y a menudo poiquilíticos.

Por su mineralogía parecen gabros saturados, alcalinos de tendencia toleítica potásica (BELLIDO, com. pers.). Este hecho y la existencia en Sanchorreja de un dique de tendencia sienítica alcalina saturada paralelo al dique dentro de él, podrían significar la existencia de una relación entre el magmatismo que da lugar al dique de gabro y el que da lugar a las sienitas y lamprófidos.

Su edad ha sido establecida como del Triásico medio o Jurásico (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1975; SCHERMERHORN et al., 1978, en UBANELL, 1982).

5.3. METAMORFISMO

5.3.1. Metamorfismo regional

La pequeña extensión de materiales metamórficos existentes en la Hoja y el desarrollo generalizado de metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de las adamellitas circundantes, hace difícil reconstruir el metamorfismo regional sufrido por estos materiales.

Todas las asociaciones minerales ligadas a este metamorfismo están recrystalizadas. Parece que al menos se alcanzó un metamorfismo regional de bajo grado en condiciones de blastesis de biotita, durante las etapas D_1 y D_2 de deformación hercínica.

5.3.2. Metamorfismo de contacto

Las adamellitas biotíticas tardi a postcinemáticas representadas en la Hoja de Vadillo, desarrollan una aureola de metamorfismo de contacto que afecta a la totalidad del afloramiento metamórfico existente en la misma.

Este efecto inducido por la intrusión de los granitoides se traduce en una recrystalización granoblástica de los minerales previos, como cuarzo, moscovita y biotita y neoformación de moscovita y biotita, así como cordierita.

En una muestra situada en el borde S del afloramiento metamórfico, se ha observado frecuente sillimanita prismática gruesa, subparalela a la foliación principal, siempre incluida en amplias masas sericiticas y en relación con cordierita. Parece más bien neoformada por metamorfismo de contacto intenso, pero la falta de relaciones claras con los minerales de metamorfismo regional, hacen que no se pueda descartar su pertenencia a éste.

5.4. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

En este estudio se han analizado muestras correspondientes a las siguientes variedades graníticas diferenciadas en cartografía: Tonalitas y/o cuarzodioritas (nº 8 de la leyenda del mapa), 3 análisis; adamellitas de grano medio/grueso biotíticas con anfíbol y allanita (10), 3 análisis; adamellitas de grano medio/grueso biotíticas porfídicas (11), 1 análisis; leucogranitos de grano fino biotíticos (13), 1 análisis; leucogranitos de grano fino de dos micas (14), 1 análisis; diques de tendencia sienítica (5), 1 análisis; y dique gábrico de Alentejo-Plasencia (7), 1 análisis. Los contenidos de elementos mayores y trazas aparecen en la Tabla 5.1.

La relación (en proporciones moleculares) $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, para las rocas analizadas, excluido el gabro del dique de Alentejo-Plasencia, indica un carácter peraluminoso ($A/CNK > 1$: SHAND, 1927; CLARKE, 1981) de las adamellitas, leucogranitos y del dique de tendencia sienítica, con valores medios, de dicha relación, de 1.16, 1.41 y 1.67, respectivamente. Las tonalitas y/o cuarzodioritas muestran valores menores que la unidad (carácter metaluminoso; SHAND, 1927) excepto la muestra 9182 (Tabla 5.1.) con un valor 1.27, próxima, por el contenido de otros elementos, al grupo de las adamellitas. Este carácter peraluminoso, de los términos más ácidos, se refleja también en el diagrama de la Fig. 5.1., al proyectarse dichas muestras en el campo correspondiente a granitos altamente peraluminosos (SYLVESTER, 1989). Los granitos peraluminosos con $A/CNK > 1.1$ han sido clasificados genéticamente como tipo-S (CHAPPELL y WHITE, 1974). Sin embargo, tales granitos peraluminosos pueden

TABLA 5.1. ANÁLISIS QUÍMICOS

	9187	9157	9182	9199	9040	9061	9235	9237	9164	904	9010
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	43.70	53.10	66.76	59.00	66.80	66.00	65.30	67.52	72.10	72.50	66.00
Al ₂ O ₃	18.94	16.41	15.95	16.66	16.56	16.52	16.98	16.31	14.89	15.40	17.93
Fe ₂ O ₃	12.87	8.70	3.97	5.55	2.99	3.93	22.95	3.54	2.00	1.45	3.54
MgO	4.54	7.58	1.43	3.93	1.08	1.27	0.97	1.23	0.33	0.38	1.41
CaO	9.99	6.48	2.43	4.93	2.92	2.90	2.97	2.38	1.57	0.95	0.51
Na ₂ O	2.81	2.18	3.17	3.18	3.58	3.51	3.85	3.22	3.30	3.25	3.58
K ₂ O	1.77	2.72	4.55	2.83	4.46	4.20	4.85	4.54	5.10	5.39	6.30
TiO ₂	1.68	1.16	0.67	0.99	0.48	0.68	0.46	0.56	0.18	0.22	0.08
MnO	0.11	0.13	0.05	0.07	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04
P ₂ O ₅	0.33	0.17	0.27	0.48	0.17	0.19	0.18	0.22	0.11	0.30	0.18
Total	96.74	98.27	97.38	97.62	97.57	98.3	116.99	96.85	97.61	97.11	98.4
ppm											
Li	23	81	54	38	47	52	52	49	53	40	30
Rb	22	158	208	137	237	206	238	247	265	338	290
Ba	149	363	740	648	572	543	571	586	614	351	527
Sr	178	221	166	251	139	149	138	127	100	59	79
Be	3.88	2.72	3.26	2.74	3.18	3.06	3.46	2.74	2.1	2.16	1.8
La	20	20	40	56	10	15	20	43	35	15	104
Ce	38	60	98	140	24	46	53	87	85	53	213
B	71	64	30	37	26	28	28	25	23	18	22
Bi	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Y	29	23	20	39	32	29	26	37	17	14	29
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zr	103	148	254	405	218	220	180	280	254	137	680
Nb	34	28	23	30	22	24	21	24	20	17	30
Ni	32	47	8	69	8	9	5	8	6	<5	<5
Co	42	38	12	21	9	11	8	10	<5	<5	<5
Cr	26	172	27	140	26	30	18	28	16	11	<10
Y	245	142	40	61	22	39	20	27	5	2	10
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
W	<10	11.27	<10	<10	<10	10.05	10.42	<10	<10	<10	<10
Cu	212	30	15	12	7	7	11	10	4	5	6
Ag	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	70	88	43	68	42	54	41	77	31	19	32
Pb	44	39	59	43	70	64	62	50	70	75	48

1: Dique básico Alentejo-Plasencia; 2, 3 y 4: Tonalitas y cuarzodioritas; 5, 6 y 7: Adame-
llitas de grano medio-grueso biotíticas con anfíbol y allanita; 8: Adame-llitas de grano-
medio-grueso biotíticas porfídicas; 9: Leucogranitos de grano fino biotíticos; 10: Leu-
cogranitos de grano fino de dos micas; y 11: Dique de tendencia sienítica.

TABLA 5.1.

representar puntos de convergencia de procesos evolutivos tan diversos como la cristalización fraccionada de magmas metaluminosos (CAWTHORN et al., 1976).

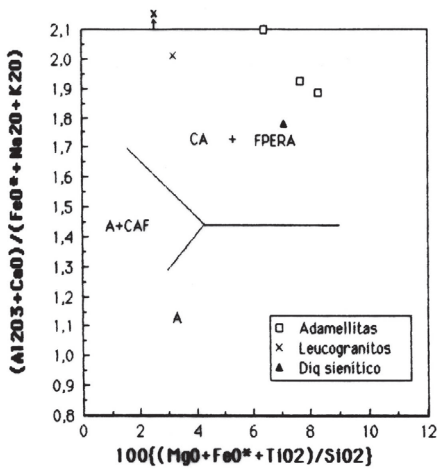


FIGURA. 5.1. Diagrama de discriminación de granitos relacionados con colisión. A: Alcalinos. CA: Calcoalcalinos. CAF: Calcoalcalinos altamente fraccionados. FPERA: Fuertemente peraluminosos (según Silvestre, 1989).

Según criterios de DEBON y Le FORT (1983, 1988) los términos correspondientes a los enclaves tonalíticos y/o dioríticos constituyen una asociación cafémica, mientras que adamellitas y leucogranitos corresponden a asociaciones aluminosas, con trend de diferenciación horizontal y vertical, respectivamente (diagrama A-B, Fig. 5.2.). De acuerdo con el índice de alúmina (marcado por el parámetro A) de los autores antes citados las adamellitas analizadas varían (33 a 70) desde moderadamente aluminosas ($20 < A < 40$) a fuertemente aluminosas ($A > 60$) y los leucogranitos y el dique sienítico corresponden a tipos fuertemente aluminosos. Por otra parte, y de acuerdo con el índice de color expresado en tanto por ciento ($B/5.55$), las adamellitas corresponden a términos mesocráticos ($IC > 10\%$) y los leucogranitos a leucocráticos ($IC < 7\%$). En la Fig. 5.3. se muestran estas características, así como la relación de alcalinidad marcada por $K/(Na+K)$ expresada en milicaciones. Tonalitas y/o cuarzodioritas, adamellitas y leucogranitos forman parte de asociaciones sódicas [$K/(Na+K) < 0.45$] con una débil tendencia evolutiva sílico-sódica (Fig. 5.3.).

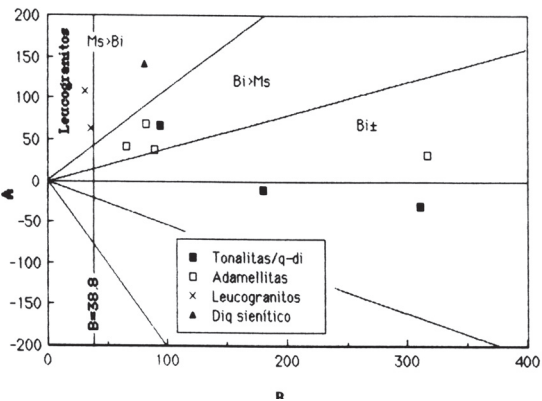


FIGURA. 5.2. Diagrama A-B (Debon y Le Fort, 1983, 1988). A = Al – (K+Na+2Ca) y B = Fe+Mg+Ti. Los parámetros están dados en milicaciones (10^3 átomos-gramos) para cada 100 gramos de roca.

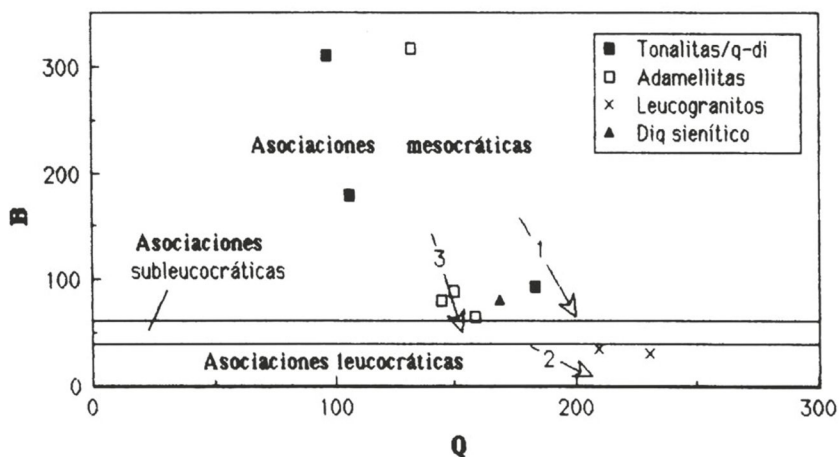
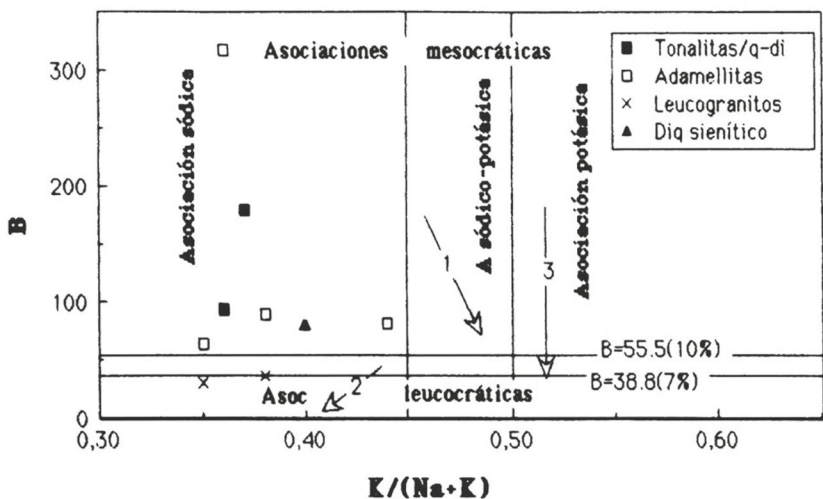


FIGURA. 5.3. Diagrama de clasificación de asociaciones aluminicas usando $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ como una función de $Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ y $K/(Na+k)$ expresado en milicaciones. Las flechas muestran "trend" teóricos: silico-potásico (1), silico-sódico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

En el diagrama ternario Rb-Ba-Sr (Fig. 5.4.) tanto las tonalitas/cuarzo-dioritas como las adamellitas muestran características de "granitos anómalos", es decir, granitos que han sido afectados por cambios químicos o en su génesis converge más de un proceso petrogenético (ej. granitos metasomáticos, granitizados, magmáticos metasomatizados, etc.). Los leucogranitos, por su parte, muestran valores más altos en Rb (341 ppm) y más bajos en Ba (439 ppm) que las adamellitas (Rb = 232 ppm, Ba = 557 ppm), lo que indica que proceden de líquidos más diferenciados que éstas.

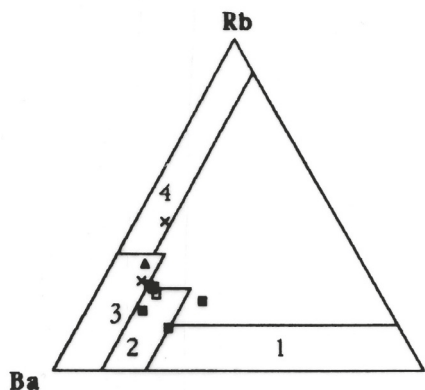


FIGURA. 5.4. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr. Leyenda como en figura 5.2. Campos: 1- Dioritas, q-dioritas y granodioritas, 2- Granitos anómalos, 3- Granitos normales y 4- Granitos fuertemente diferenciados.

En la Fig. 5.5. se muestra el comportamiento de los elementos traza respecto del índice de diferenciación marcado por SiO_2 . A pesar del escaso número de análisis, tanto las tonalitas/cuarzodioritas como las adamellitas y leucogranitos muestran líneas evolutivas diferentes (no correlacionables) lo que interpretamos como asociaciones magmáticas no cogenéticas. Esta misma conclusión se desprende de los análisis realizados en la vecina Hoja nº 529, Santa María del Berrocal FRANCO, 1980; FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1991), donde las rocas básicas/intermedias, correlacionables con las aquí tratadas, forman una asociación cáfémica metaluminosa calcoalcalina de origen mantélico (granitos tipo-I) genéticamente independiente del resto de los granitoides.

Los elementos traza de la asociación integrada por los tipos intermedios (dioritas/tonalitas) muestran las siguientes características (Fig. 5.5.). Li, Rb y Cu muestran tendencia a disminuir hasta valores de $\text{SiO}_2 = 59\%$ para aumentar a partir de este valor; Ba y Pb muestran un comportamiento incompatible al incrementar sus respectivos contenidos con el grado de diferenciación; Sr, La, Ce, Y, Zr y Nb también muestran una tendencia incompatible para disminuir a partir de 59% de sílice; mientras que B, Cr, Co, V y Zn se comportan de manera compatible.

Las adamellitas, por su parte, presentan contenidos muy similares de SiO_2 (64.52%-66.80%) por lo que el comportamiento de los elementos traza queda menos patente en los diagramas de la Fig. 5.5. Disminuyen claramente Rb, Ba, Ce, La, Cu y Zn, mientras que Be, Y, Co y Pb aumentan con el contenido en SiO_2 .

Las dos muestras de leucogranitos corresponden a términos más diferenciados y aparentemente desligados de la línea evolutiva de las adamellitas con un importante gap composicional entre ambos conjuntos.

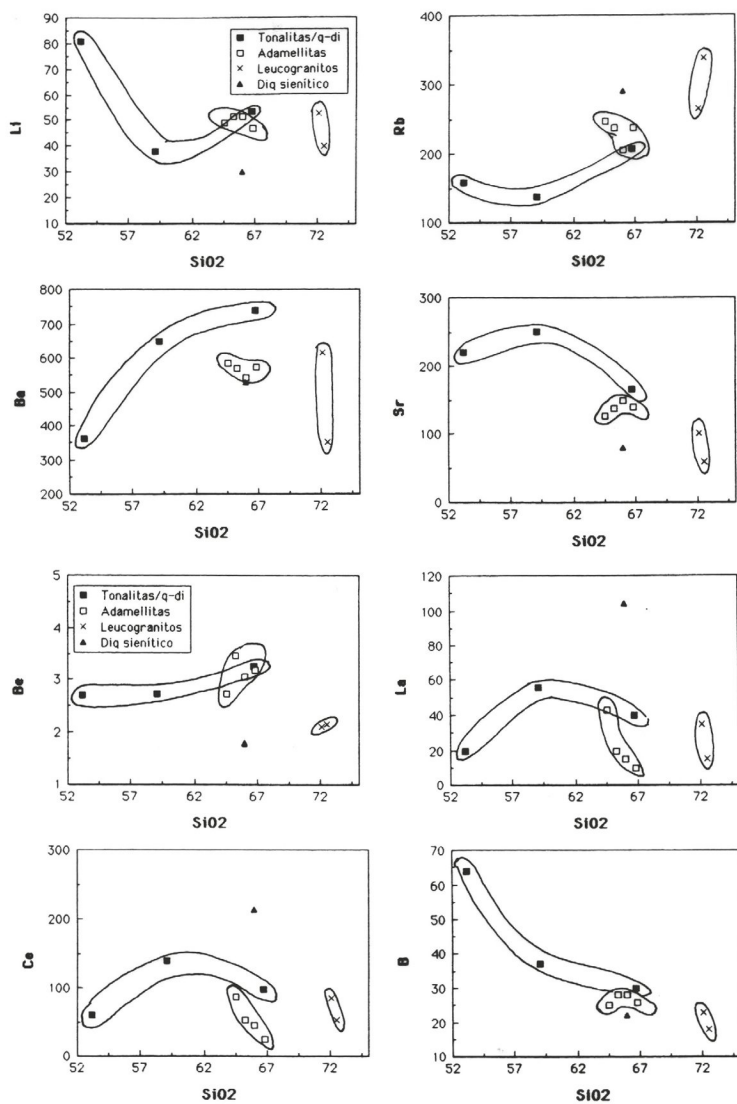


FIGURA. 5.5. Diagramas de variación SiO₂ – trazas.

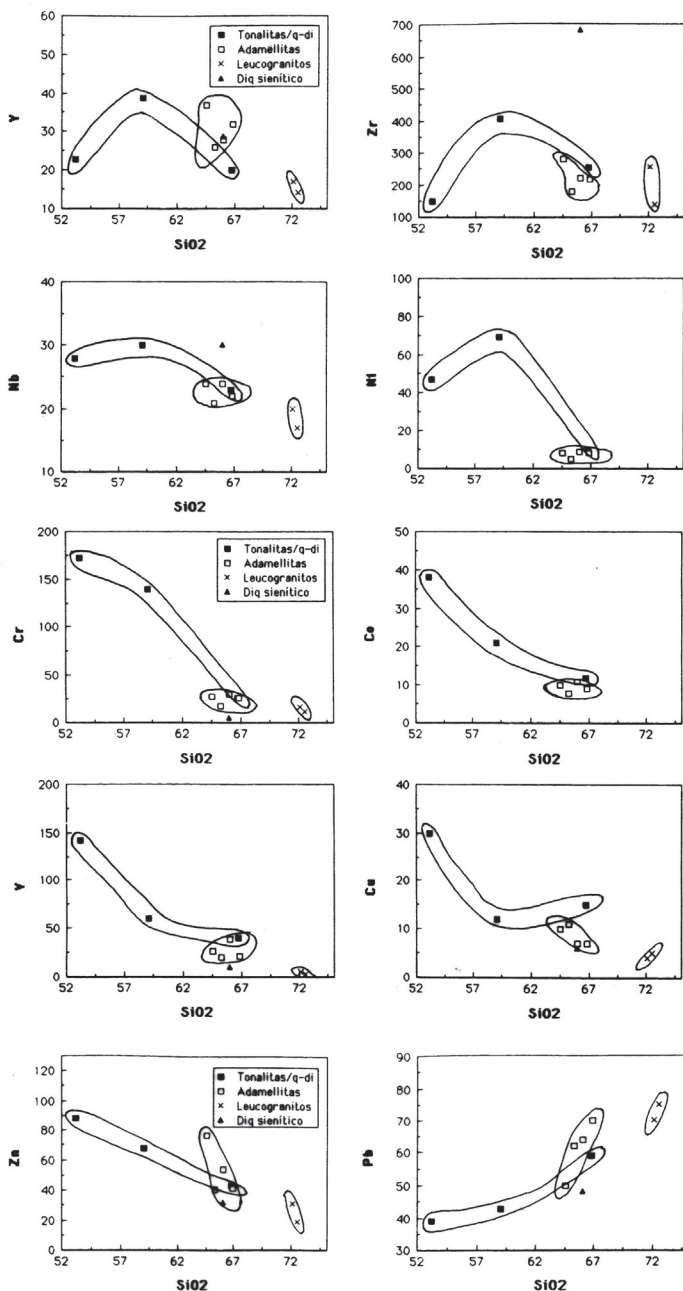


FIGURA. 5.5. (continuación). Diagramas de variación SiO₂ – trazas.

En cuanto al marco geotectónico de estos granitos se han utilizado algunos de los diagramas discriminatorios propuestos por PEARCE *et al.*, (1984) (Fig. 5.6.) en base a elementos característicos. En el diagrama SiO_2 -Nb (Fig. 5.6.) sólo los leucogranitos se proyectan en el campo correspondiente a granitos de arco volcánico (VAG) y granitos colisionales (COLG), mientras que el resto de muestras lo hace en el límite o dentro del campo de granitos intraplaca (WPG) o dorsal oceánica (ORG). Un comportamiento similar se aprecia en el diagrama Y-Nb (Fig. 5.6.B), aunque aquí se puede desechar el campo ORG. El diagrama (Y+Nb)-Rb (Fig. 5.6.D) permite asignarles un marco de arco volcánico o sin-colisional, en este sentido conviene tener presente que algunos granitos post-colisionales presentan características transicionales entre granitos sin-colisionales y de arco volcánico (PEARCE *et al.*, 1984). Por último, en el diagrama SiO_2 -Rb (Fig. 5.6.C), las dioritas/tonalitas muestran características de granitos de arco volcánico y las adamellitas y leucogranitos de marco sin-colisional, más patente en estos últimos. Si tenemos en cuenta el carácter tardiorogénico de estas rocas y lo expuesto más arriba las podemos considerar como granitos post-colisionales.

En cuanto a las afinidades de arco volcánico que presentan los términos intermedios y otros básicos (gabros) que afloran en áreas limítrofes (FRANCO, 1980; FRANCO y GARCÍA DE FIGUEROLA, 1986; FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1991), no parece probable el desarrollo de un arco volcánico en este sector del hercínico español, tanto desde el punto de vista geológico-regional como petrológico. En consecuencia esta afinidad con el magmatismo de arco, debe estar relacionada con un origen mantélico del conjunto básico, tal como había sido inferido por FRANCO y GARCÍA DE FIGUEROLA (1986).

Por otra parte, tipos de la asociación granítica s.s., aflorantes en la Hoja nº 529 (Santa María del Berrocal) muestran características metaluminosas que sugiere, para algunos de sus términos, una afinidad aluminico-cafémica (FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1991). Esto podría deberse a la participación del magmatismo básico en la génesis de estos granitos. El emplazamiento de estos magmas en la corteza inferior 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 conservan afinidades de tipo-I.

Resumiendo podemos decir que, la serie granítica-granodiorítica, a pesar de formar una asociación claramente peraluminica no debe ser considerada como estrictamente de origen cortical. Existen criterios geoquímicos y petrográficos (abundantes enclaves básicos) que sugieren una participación de materiales básicos de origen mantélico con afinidades de granitos de tipo-I o arco volcánico en su génesis.

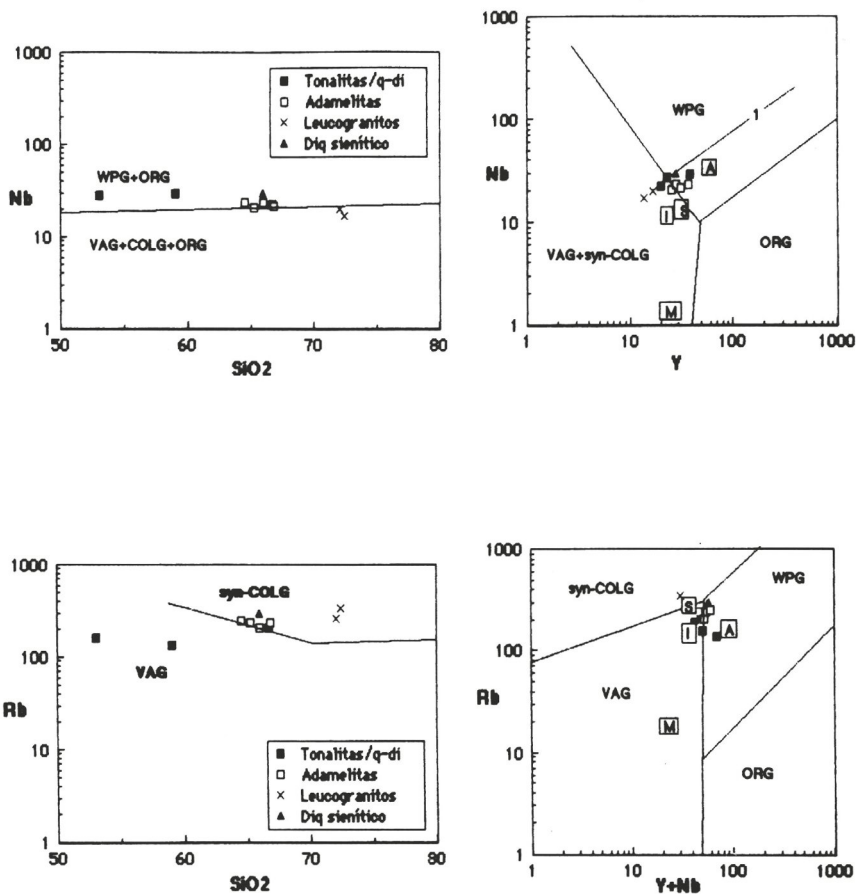


FIGURA. 5.6. . Diagramas discriminatorios SiO₂ – Nb (fig. 5.6.A), Y – Nb (fig. 5.6.B) , SiO₂ – Rb (fig. 5.6.C) y (Y+Nb) – Rb (fig. 5.6.D) para granitos sin-colisión (Syn-COLG), granitos de arco volcánico (VAG), granitos intra-placa (WPG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). La línea 1 (fig. 5.6.B) representa 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, el magmatismo hercínico que afecta a los materiales precámbricos-cámbricos y el pequeño tamaño del afloramiento, hace difícil reconstruir la paleogeografía del mismo.

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, S de Salamanca y Afloramiento de El Muñico.

En las áreas del S de Salamanca y el 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 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 disponen 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 cercana 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 relativamente intensas de metamorfismo con presiones intermedias. La tercera y cuarta fase son etapas de replegamiento, siendo la última contemporánea 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 la 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 NE-SO, y NO-SE de desgarre, con componente principalmente de desgarre dextral en las primeras y, senestral en las segundas. 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 unas primeras etapas de metamorfismo progrado en condiciones de presiones intermedias a bajas (M_1 y M_2) durante la primera y parte de la segunda etapa deformativa (D_1 y D_2) que da lugar a la aparición de al menos biotita, si bien localmente pudo haber alcanzado condiciones de formación de sillimanita. 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 por clorita.

En relación con la intrusión de granitoides, posteriormente a la D_3 herciniana se observan fenómenos de metamorfismo de contacto que desarrollan aureolas que sobrepasan los 1000 m de anchura, con neoformación de cordierita y sillimanita postcinemáticas.

En cuanto al plutonismo granítico las manifestaciones hercínicas más tempranas probablemente corresponden a varios pequeños macizos de tonalitas y cuarzodioritas que a modo de megaenclaves se presentan en relación con las adamellitas biotíticas de grano medio-grueso porfídicas, principalmente en el borde O de la Hoja. 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 norteada de diversa intensidad relacionada con la misma. Este conjunto de adamellitas suele presentar frecuentes enclaves microgranulares oscuros desde cuarzodioríticos 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 adamellitas suelen presentar acumulados en bolsas, 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 adamellitas 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 accesoría.

Los episodios ígneos más tardíos están representados por los materiales filonianos, tardihercánicos 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 con direcciones NNE-SSO y NE-SO sellando fracturas tardihercánicas.

Con posterioridad a los eventos deformativos, metamórficos e ígneos hercánicos y tardihercánicos, la región se ve sometida a nuevos campos de esfuerzos debidos posiblemente a la apertura del Atlántico y al comienzo de la Orogenia Alpina, que dan lugar a la reactivación de fallas tardihercánicas así como a la generación de otras nuevas. Los diques de sienitas y lamprófidos representados en la Hoja, así como el Dique de gabro de Plasencia-Alentejo, podrían relacionarse con el comienzo de estos eventos.

Para las primeras etapas alpinas 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.

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 las áreas montañosas de La Serrota y la Sierra de Ávila, 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

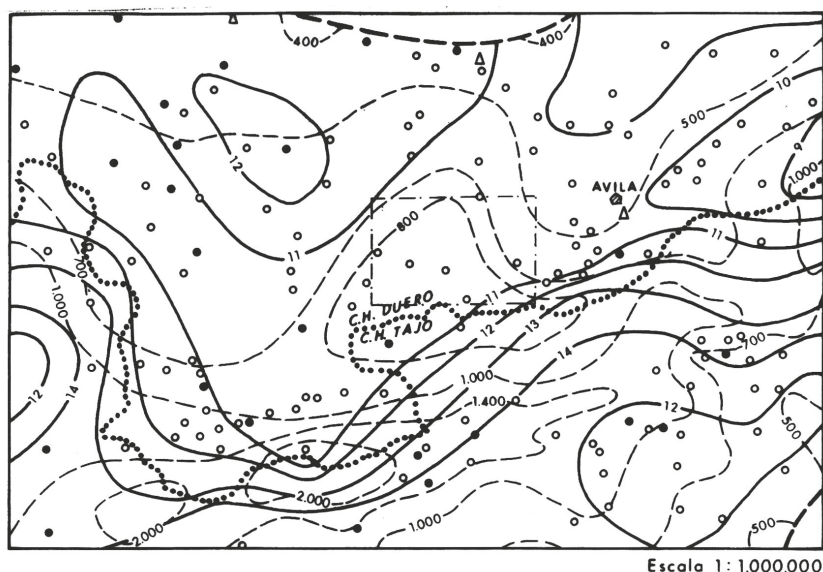
En el área de la hoja, según la clasificación agroclimática de J. PAPADAKIS, se pueden definir tres sectores en función del clima que disfrutan. Uno central ocupado por el Valle de Amblés

con clima Mediterráneo seco templado; uno segundo situado al Sur del primero entre el Valle y la vertiente Norte de la Sierra de Gredos y que se expande hacia el SE, que disfruta de un clima Mediterráneo seco templado fresco; y por último, uno tercero ocupado por los terrenos más elevados que circundan el Valle, que disfruta de un clima Mediterráneo húmedo templado fresco. La temperatura anual varía entre los 10° y 12°C, (véase figura 7.1.), 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 manifiesta en la diferencia existente entre las temperaturas absolutas 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 a 1000 mm, con una tendencia de variación creciente en sentido NE-SO. Con un máximo de precipitaciones que se observa en el borde Sur del Valle de Amblés (véase figura 7.1.).

En general, dominan los inviernos largos y fríos, siendo las principales características climatológicas la irregularidad en las precipitaciones y aridez estival.



- | | |
|-----------------------------------|---|
| △ Estación meteorológica completa | — Isoyeta anual media (mm) (Periodo 1940/80) |
| ● Estación termopluviométrica | — Isoterma anual media (°C) (Periodo 1940/80) |
| ○ Estación pluviométrica | Límite de Cuenca |
| | — Límite de Zona Estudiada |
| | - - - Límite de Hoja 1:50.000 considerada |

FIGURA 7.1.- "Mapa regional de isoyetas e isotermas, extraído de los planes hidrológicos de las cuencas de los ríos Tajo y Duero"

7.1.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales son recogidas por el río Adaja y arroyos tributarios, fundamentalmente los de la margen Sur, que recorre la zona de Oeste a Este en su tercio central. El Adaja tiene su nacimiento en la Fuente del Ortigal al Suroeste de la zona.

En el cuadrante Noroeste, la escorrentía superficial es recogida por arroyos que corren en dirección N-NO y son tributarios de los ríos Margañán y Gamo, a su vez estos afluentes del Río Almar.

El estudio de los datos registrados en la estación de aforos nº 46 (Ávila), si bien se localiza al Este fuera de la hoja, se encuentra dentro de la misma depresión Terciaria (Valle de Amblés). Dichos datos se han obtenido en la Confederación Hidrográfica del Duero y en los Anuarios de Aforos. Se han utilizado los años comprendidos entre 1951-52 y 1980-81 al objeto de correlacionarlos con los datos climatológicos disponibles.

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 hm³.

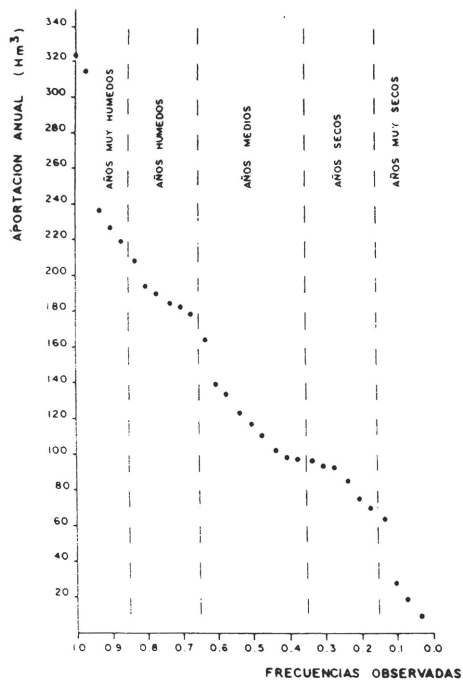


FIGURA 7.2.- "Aportaciones clasificadas"

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.

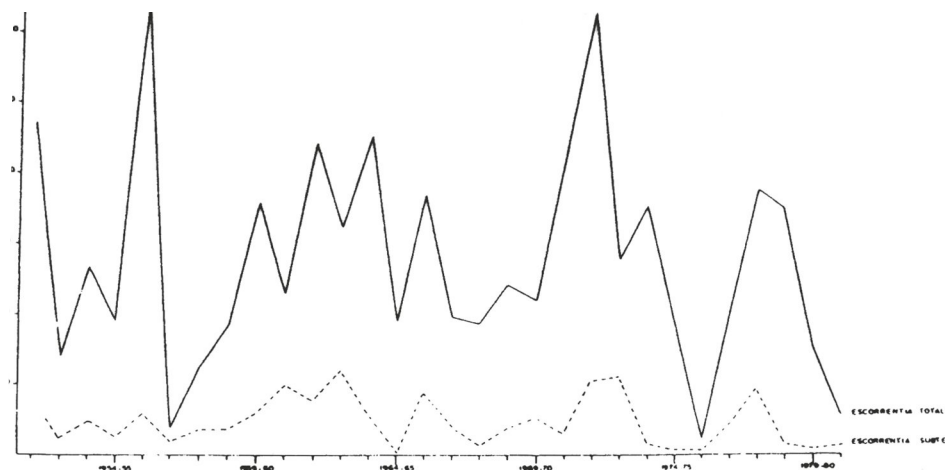
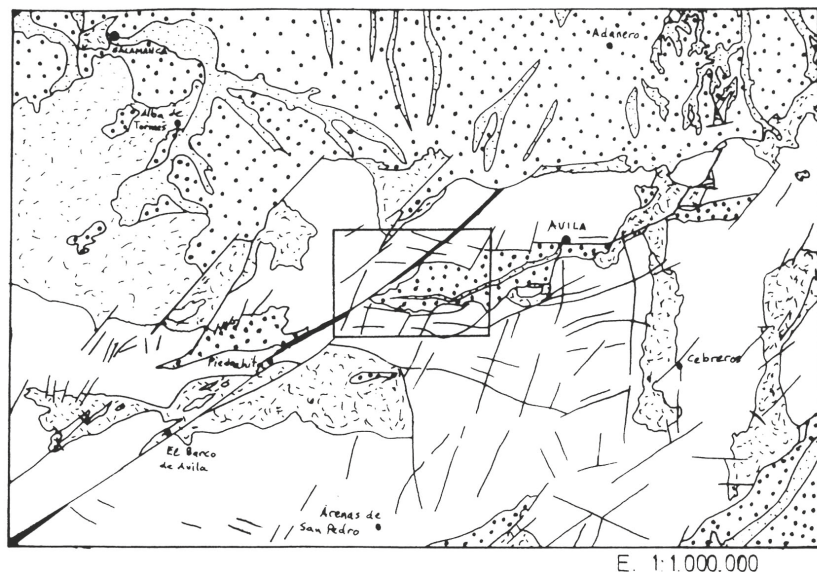


FIGURA 7.3.- "Diagrama de aportaciones totales y subterráneas correspondiente a la serie estudiada"

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se enmarca en la cuenca Terciaria del Duero, más específicamente en su borde sur-oriental, al Sur de la región de los Arenales, que se caracteriza por el gran desarrollo del acuífero superficial de arenas. A destacar que en la zona se encuentra la mitad occidental del detrítico terciario del Valle de Amblés. Sistema 8-12 del Mapa Nacional de Síntesis de Sistemas Acuíferos, definidos por el IGME en 1971 que se incluye en la Cuenca Alta del río Adaja. Como es conocido, esta Cuenca 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 de Amblés, con una forma alargada de dirección ENE-OSO que sigue las directrices hercínicas del Macizo Hespérico. En sus 744 km² de superficie, afloran 2 conjuntos litológicos que constituyen el zócalo y el relleno de la fosa, ocupando más de las dos terceras partes el primero de ellos. (Véase figura 7.4.).



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



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

ROCAS INTRUSIVAS



Granitos y granodioritas (permeabilidad baja o impermeables)



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

FIGURA 7.4.- "Mapa regional de permeabilidades"

Esta dinámica de bloques afecta por igual a la fosa del Amblés. Esto ha sido puesto de manifiesto en estudios de prospección geofísica, a través de una campaña de gravimetría realizada por GARZÓN et al., (1981) que llegan a diferenciar 4 bloques (figura 7.5.) de Oeste a Este con las siguientes características morfológicas:

- Bloque 1º: 10 Km de longitud y 60 m de profundidad media. hoja 530.
- Bloque 2º: 12 Km de longitud y 450 m de profundidad media, quedando delimitado por las fallas de Muñogalindo-Baterna y Muñana (010°-020°E) y por la de Solosancho, Venta de Muñana y Muñogalindo-Muñoz (110°-120°E). hoja 530.
- Bloque 3º: 6 Km de longitud y 230 m de profundidad media, situada a la altura de Muñados-Solosancho. hojas 530 y 531.
- Bloque 4º: 7 Km de longitud y 700 m de profundidad media, con influencia de las fallas de Padiernos, La Colilla y Arroyo Gemional (010°-020°E). hoja 531.

Así se observan 2 subcuencas separadas por un umbral (bloque 3º) que actúa de forma decisiva en el funcionamiento del acuífero terciario.

El relleno, cuya superficie de afloramiento es de 235 km², está ocupado por sedimentos detríticos procedentes de la erosión de los materiales ígneos y metamórficos que circundan el Valle y 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 basales discontinuos de conglomerados, areniscas con cemento calcáreo, aumentando hacia el techo las intercalaciones arcillosas. Y responden a un modelo sedimentario de abanicos aluviales.

Durante el Cuaternario, se depositan sedimentos aluviales y/o coluviales en el río Adaja y arroyos tributarios, que forman parte del sistema acuífero.

Estos materiales se encuentran rodeados por granitos biotíticos porfídicos de grano medio a grueso y granitos de dos micas de grano fino leucocráticos, pertenecientes al gran conjunto de granodioritas tardías de GARCÍA FIGUEROA y CARNICERO A., (1973). La permeabilidad en éstos, está asociada al desarrollo de fracturas, agrupadas en dos familias, principalmente de dirección N10°-20°E unas, y N110°-120°E, y/o a la presencia de diques, los más importantes son los de pórfidos de dirección E-O, de cuarzo NNE-SSO y diabasas aproximadamente N-S. Es notable la presencia del dique Alentejo-Plasencia, al N de la fosa en dirección SO-NE.

Se puede concluir que el Terciario detrítico del Valle del Amblés y los aluviales Cuaternarios asociados a éste, constituyen un único acuífero complejo multicapa, cuyas principales características son su heterogeneidad y anisotropía, con una permeabilidad que debemos asociarla a la porosidad intergranular.

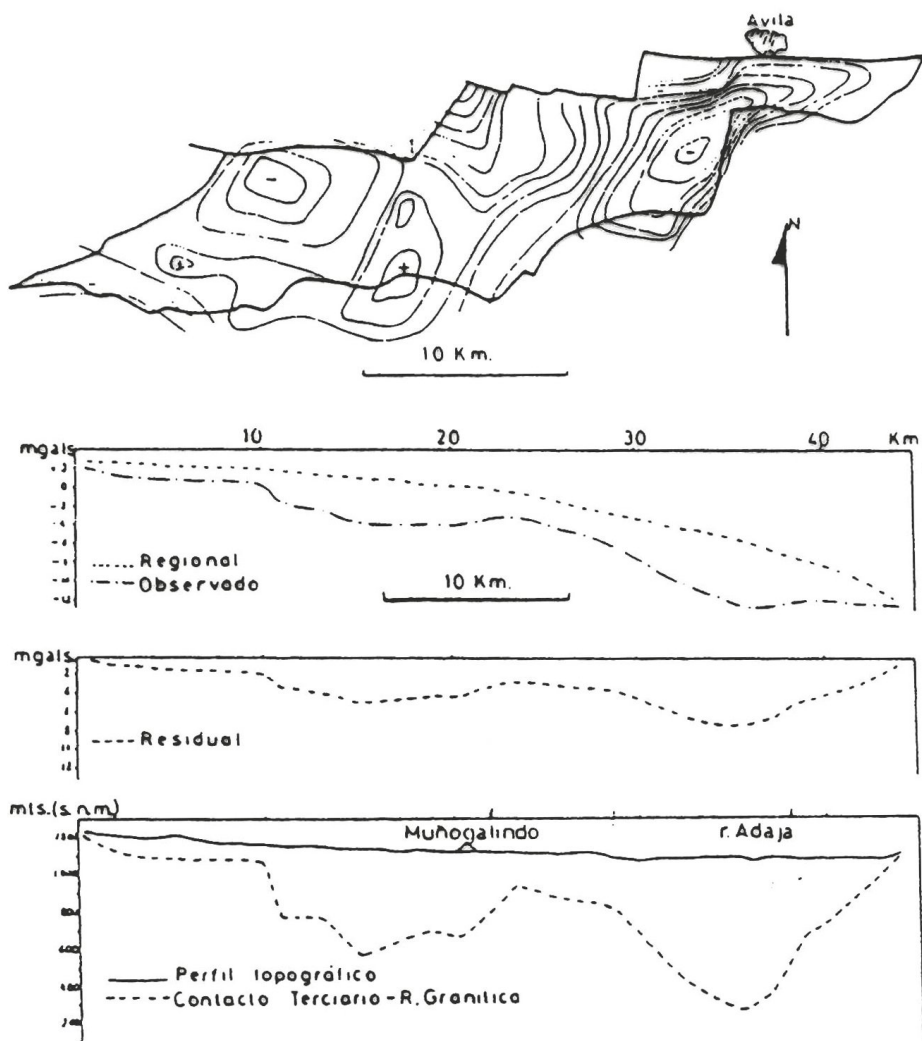


FIGURA 7.5.- "Anomalías gravimétricas y perfiles del Valle de Amblés". (Según GARZÓN et al. 1.981)

Como parámetros hidráulicos en el Sistema Acuífero del Valle del Amblés citar:

Caudales máximos extraídos 21 a 22 l/sg.

Caudales medios extraídos 10 l/sg.

Caudales específicos 0,3 l/sm a 1,6 l/sm.

Transmisividad media 40 m²/día.

Permeabilidad vertical mucho menor que permeabilidad horizontal.

Coefficiente de almacenamiento 10⁻⁴ a 10⁻⁵.

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, que se producen fundamentalmente por el borde Norte, en el área de Nuñez; proceden de la precipitación sobre la propia cuenca y las salidas se producen únicamente por el río Adaja y la evapotranspiración.

Los recursos del sistema son equivalentes a la escorrentía subterránea drenada por el río Adaja, esto es, unos 20-25 hm³. Una explotación continua y equilibrada, aumentaría la capacidad reguladora del acuífero al favorecer esto, una recarga inducida.

El flujo subterráneo tiene una dirección NO-SE al Norte del río, mientras que el Sur lo hace en dirección SO-NE, en ambos casos se produce desde los bordes impermeables de la cuenca hacia el río, que drena el acuífero desde su entrada en el Terciario. Estos flujos tienen un carácter local, existiendo otras zonas de flujo intermedio más profundo, con dirección aproximada O-E, que descargarían en las zonas de surgencia del centro de la cuenca. En periodos secos, se produce descenso de los niveles, dejando colgado el acuífero aluvial cuaternario, situaciones en las que río cede agua al acuífero recargándolo, modificándose las direcciones de flujo hacia áreas donde el bombeo es más intenso.

Existen gran cantidad de captaciones de agua en forma de pozos y/o sondeos, de los cuales aquí se han revisado 53 puntos, (ver cuadro inventario de puntos de agua). La profundidad de éstos es variable, estando la mayoría de ellos entre los 40 y 80 m y superando los 100 m únicamente 7 de ellos.

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

La conductividad en el sistema varía entre 200 y 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En el área, la conductividad oscila entre 200 y 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, llegando a 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en zonas anómalas (La Torre, Santa Mª del Arroyo y Muñogalindo). Estas zonas con conductividad alta deben responder a condiciones puramente locales del acuífero y no de evolución geoquímica de las aguas.

Son aguas generalmente blandas con dureza entre 10 a 130 ppm de CO_3Ca encontrando un máximo con valores entre 50 y 70 ppm de CO_3Ca .

En el diagrama de Schoeller (Figura 7.6.), se dibujan los valores máximos y mínimos, delimitando así el campo de variación del acuífero. 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 en NO_3^- .

Se advierte un aumento en las concentraciones de Cl^- , Na^+ , $r/\text{Na}/r\text{K}$, hacia las áreas con aportes de flujos más profundos.

Son aguas en su mayoría bicarbonatadas cálcicas evolucionando éstas por la razón anterior a aguas bicarbonatadas sódicas.

La calidad de las aguas del acuífero es muy uniforme, y generalmente buena, son aguas poco mineralizadas, blandas bicarbonatadas-cálcicas o sódicas.

Los altos contenidos en (NO_3^-) nitratos que en la mayoría de casos sobrepasan los máximos tolerables, se deben a focos difusos de contaminación ligado a las prácticas de abonado agrícola.

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

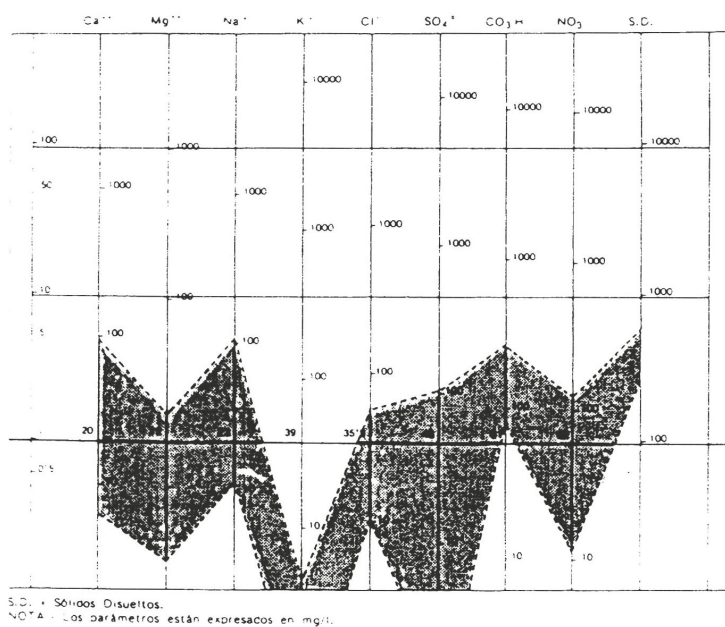


DIAGRAMA LOGARITMICO DE SCHOELLER (Modificado)

FIGURA 7.6.-"DIAGRAMA DE SCHOELLER". Campo de variación de los parámetros analizados

NUMERO DE REGISTRO		NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (métricos)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m ² /dia	LITOLOGIA (2) ACUIFERO	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD μ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
15-21-2	1	P	7,00	3,40(78)	-	-	Are	B-12	-	-	R	17GE	1,990	
15-21-3	1	P	4,00	2,71(75)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	2	S	77,00	23,42(87)	1,1(75)	-	"	"	-	-	C	"	"	
"	3	P	5,00	1,36(75)	-	-	"	"	-	-	A	"	"	
"	4	S	120,00	-	-	-	"	"	-	-	C	"	"	
"	5	S	80,00	-	5,8(77)	-	"	"	-	-	I	"	"	
"	6	S	81,00	11,42(82)	6,9(78)	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	7	S	100,00	-	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	8	S	259,00	-	-	-	"	"	-	-	C	"	"	
"	9	P	5,00	1,70(78)	-	-	"	"	-	-	A	"	"	
"	15	S	116,00	-	6,2(86)	45	"	"	-	-	C	"	"	
15-21-4	1	P	3,50	1,50(75)	-	-	"	"	-	-	G	"	"	
"	2	S	108,00	13,10(78)	-	-	"	"	-	-	A	"	"	
"	3	P	4,00	3,95(75)	-	-	"	"	-	-	C	"	"	
"	4	P	5,00	0,90(75)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	5	P+S	40,00	2,60(78)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	

(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 ² /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD μ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
15-21-4	6	P+S	55,00	8,00(78)	-	-	Are	8-12	-	-	R	ITGE	1,990	
"	7	P+S	40,00	0,87(75)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	8	S	150,00	7,02(75)	4,25(78)	2,86x10 ⁸	"	"	-	-	A	"	"	
"	9	S	80,00	6,80(87)	18(75)	-	"	"	398,784	-	R	"	"	
"	10	S	52,00	0,30(82)	-	-	"	"	-	-	A	"	"	
"	11	S	30,00	-	-	-	"	"	-	-	G	"	"	
"	12	S	40,00	2,00(78)	-	-	"	"	-	-	C	"	"	
"	13	P	8,00	1,00(78)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	14	P	6,50	4,30(78)	-	-	"	"	-	-	A	"	"	
"	15	P+S	55,00	3,55(78)	-	-	"	"	-	-	G	"	"	
"	16	P	4,00	1,80(78)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	17	P	4,00	2,00(78)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	18	P	5,00	4,00(78)	-	-	"	"	-	-	I	"	"	
"	19	P	5,00	2,50(78)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	20	P+S	40,00	2,00(78)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	21	P+S	40,00	2,00(78)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	

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

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

Arc: Arcillas
Piz: Pizarras
Q: Cuarcitas
R: 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 ² /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD μ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
15-21-4	22	P	5,00	2,30(78)	-	-	Are	B-12	-	R	ITGE	1,990	C. Fomento y J.Cast.-León
"	23	S	60,00	29,75(78)	2,7(78)	-	"	"	-	R	"	"	
"	24	S	160,00	31,5 (78)	22,2(82)	-	"	"	-	R	"	"	
"	25	P	4,00	2,5 (78)	-	-	"	"	-	C	"	"	
"	26	P	4,00	2,00(78)	-	-	"	"	-	G	P-86	1,986	
"	69	S	70,00	-	4,00(86)	-	"	"	-	C	ITGE	1,990	
15-21-6	1	S	198,00	-	-	-	"	"	-	R	"	"	
"	2	P	5,00	2,50(75)	-	-	"	"	-	R	"	"	
15-21-7	1	P	3,00	1,30(75)	-	-	"	"	-	R	"	"	
"	2	P	4,00	0,62(75)	-	-	"	"	-	R	"	"	
"	3	S	80,00	5,00(75)	-	-	"	"	-	C	"	"	
"	4	P	4,00	2,10(78)	-	-	"	"	-	C	"	"	
"	5	S	100,00	-	27,7(77)	-	"	"	-	R	"	"	
"	6	P+G	6,00	4,35(78)	-	-	"	"	-	A	"	"	
"	7	S	22,00	1,63(78)	-	-	"	"	-	C	"	"	
"	8	S	35,00	2,30(78)	-	-	"	"	-	C	"	"	

(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: Regadio
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/sq (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m ² /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD μ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
15-21-8	1	P	4,00	1,60 (75)	-	-	Are	8-12	-	-	R	ITGE	1,990	
"	2	P	4,00	1,35 (75)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	3	P	4,00	0,90 (75)	-	-	"	"	-	-	R	"	"	
"	4	S	225,00	-	-	-	"	"	-	-	C	"	"	
"	5	S	149,00	-	-	-	"	"	-	-	A	"	"	

(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

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

En el marco de la presente Hoja no parece existir ningún tipo de explotación mineral, según se desprende, de la bibliografía consultada y de la investigación efectuada durante la ejecución de la cartografía geológica.

7.2.1.1. *Minerales metálicos*

Es tan pobre la metalogenia de la región, que tan sólo se pueden citar dos indicios filonianos encajados en granitoides: uno de Uranio, situado en el término municipal de Vadillo de la Sierra, y otro de Antimonio, situado próximo a la localidad de La Hija de Dios. Se trata de pequeños filones de cuarzo, de los que no se conocen datos mineros.

7.2.1.2. *Minerales no metálicos*

Únicamente se puede citar un indicio de Turba. Se trata de un Permiso de Explotación denominado "Ntra. Sra. de las Fuentes", situado en el paraje llamado El Portacho-Cabeza Fuente (Término municipal de San Juan del Olmo).

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 m³. La transformación sufrida por la turba es, en general, incipiente, pero debido al alto contenido en agua, 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.

7.2.2. Rocas industriales

Dentro del ámbito de la Hoja, las explotaciones más significativas son las existentes, para áridos de machaqueo, en rocas graníticas. No obstante, aunque estos materiales son los de mayor profusión en el marco de la Hoja, casi todas las canteras localizadas se explotan con carácter muy local y algunas de ellas con actividad intermitente.

Las más importantes se sitúan en los alrededores de la localidad de Muñogalindo, donde algunos frentes pueden alcanzar hasta 80 metros y la altura máxima oscilar entre 3 m. y 10 m. Toda la producción se emplea para áridos de machaqueo en un mercado de ámbito local.

En el proyecto denominado "Potencial básico de granitos y gneises ornamentales en Castilla y León" (ITGE-1985) fueron seleccionadas cuatro áreas en esta Hoja, denominadas "Vadillo de la Sierra", "Puerto de las Fuentes", "Muñogalindo" y "Palacio", correspondiendo gran parte de la superficie de la última a la Hoja nº 531 (Ávila de los Caballeros).

El área de "Vadillo de la Sierra" ocupa una superficie de 3,6 Km²., próxima a la localidad del mismo nombre. Se trata de un granito biotítico, con fenocristales, grano grueso, color gris y esporádicos enclaves. La meteorización en los lisos de los afloramientos es muy penetrativa y la fracturación es de media a densa, con varias familias de diaclasas, de espaciado variable, que dificultarían la extracción de bloques paralelepípedicos.

El área "Puerto de las Fuentes", se sitúa a 6 Kms de la localidad de Muñana y ocupa una superficie de 2,4 Km². La roca corresponde a un granito biotítico, de grano grueso, con megacristales de feldespato, color gris y presentando bastante alteración. La densidad de fracturas, así como el espacio de éstas, es media. No se observan oxidaciones, pero los enclaves son frecuentes y de gran tamaño.

El área de "Muñogalindo", ocupa una superficie de 3,6 Km²., próxima a la localidad del mismo nombre. La roca corresponde a una adamellita biotítica, de grano grueso y color gris. La fracturación es de media a densa y la meteorización en superficie es bastante fuerte, amén de enclaves y oxidaciones frecuentes.

El área denominada "Palacio", la más interesante de las cuatro, se sitúa en el límite entre las Hojas 530 y 531, ocupando parte de ambas, con una superficie de 18 Km². En este sector, se han encontrado dos yacimientos denominados "Palacio", propiamente dicho y "Villaviciosa".

El "Yacimiento de Palacio", está formado por una sucesión de lisos de forma alargada y grandes dimensiones, que ocupan una superficie de unos 300 x 200 metros. Los recubrimientos de tipo lehm son inferiores a 10 cm. en su mayor parte. La roca es una adamellita, de grano grueso, textura porfídica y color gris claro. Existen enclaves y gabarros de forma esporádica, así como venas ocasionales de aplitas. Las dos familias principales de diaclasas presentan espaciados de 3 y 8 m., respectivamente. Las diaclasas subhorizontales presentan un espaciado medio de unos 2 metros en la zona visible.

El "Yacimiento de Villaviciosa" presenta un conjunto de lisos que forman parte de una cúpula granítica, ocupando una superficie de 200 x 100 metros. La roca es una adamellita de grano medio-grueso, textura porfídica y color gris. Hay venas frecuentes de aplitas y esporádicos gabarros. La meteorización es penetrativa y afecta a zonas superficiales. Las dos familias principales de diaclasas tienen direcciones N-70°E y N-170°E, con espaciados de 3-4 metros para la primera y 8-10 metros para la segunda. Las fracturas horizontales tienen un espaciado que oscila entre 2 y 5 metros.

Otro indicio, que se puede considerar como un posible yacimiento de rocas graníticas, es el ubicado en el paraje denominado "Sorejados", al S-SE de Vadillo de la Sierra; aunque sería conveniente realizar una investigación de más detalle para determinar la extracción de bloques comerciales para rocas de construcción y ornamentales.

Señalar también, como posible yacimiento de rocas graníticas, el situado en el paraje "Navacalzada", del término municipal de Sanchorreja (ángulo NE de la Hoja), donde un microgranito parece presentar buenas características para su utilización como áridos de trituración; no en vano, se han estimado unas reservas de, aproximadamente, 600.000 m³.

Algunas canteras/graveras, que se explotan de manera intermitente, son las referentes a áridos naturales, en general escasas y de ámbitos locales. Se trata de sedimentos cuaternarios de origen netamente fluvial (Solosancho, La Torre, etc).

Por último, los pocos indicios y canteras de arcilla pertenecen a suelos cuaternarios muy someros. En general, se encuentran abandonados. Se explotaron en régimen artesanal y familiar, para ladrillería y un mercado de ámbito local.

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 Vadillo de la Sierra, 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 7.

ZONA I₂: Tramos 8 a 14.

ÁREA II

ZONA II₁: Tramo 15.

ÁREA III

ZONA III₁: Tramos 16, 18, 19 y 20.

ZONA III₂: Tramo 17.

ÁREA IV

ZONA IV₁: Tramos 21, 22, 23 y 26.

ZONA IV₂: Tramos 24, 25, 27, 28 y 29.

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

Seguidamente se describen las áreas y zonas establecidas 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 7).

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 14).

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

La morfología que presenta es accidentada ó alomada, suave y con formas redondeadas típicas de la erosión del granito.

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 existe una sola zona que corresponde a un tramo cartográfico de materiales del Cámbrico Inferior -Precámbrico.

- ZONA II₁ (Tramo cartográfico 15).

Se trata de esquistos con intercalaciones de cuarcitas y algún nivel porfiroide.

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 asientos.

7.3.1.3. Área III

Pertenecen a esta área sedimentos terciarios cementados, no incluidos en dos zonas con características propias.

- ZONA III₁ (Tramos cartográficos 16, 18, 19 y 20).

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 (Tramo cartográfico 17).

Se incluyen en esta zona a las areniscas con cemento carbonatado existente en la Hoja.

En conjunto se considera impermeable y sólo tendrá infiltración por fisuración.

Localmente se puede producir una disolución de carbonatos de cemento que favorezca una ligera infiltración por ese concepto.

No se esperan problemas de cargas por lo que los asientos serán buenos. Son materiales no ripables.

7.3.1.4. Área IV

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

- ZONA IV₁ (Tramos cartográficos 21, 22, 23 y 26).

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 24, 25, 27, 28 y 29).

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.

Como característica mecánica mencionar que son materiales ripables con capacidad de carga media. Los riesgos más comunes en estos materiales, son los asientos diferenciales en las cimentaciones y la presencia del nivel freático alto al realizar excavaciones y zanjas.

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 Vadillo de la Sierra se han inventariado 2 puntos, que resaltan por su singularidad en esta área en la que afloran granitos de gran extensión, Paleozoico metamórfico y depósitos Terciarios y Cuaternarios en la fosa tectónica del Valle de Amblés.

Los puntos inventariados son los siguientes:

- Dique de Sienita de las Fuentes.
- Dique de Alentejo - Plasencia.

De éstos, el primero de ellos presenta una influencia local, mientras que el segundo, su influencia es de ámbito nacional. Por el contenido y utilización de ambos, sus intereses

marcadamente científico - didáctico. En general ninguno de ellos presenta problemas especiales de protección.

8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS

Dique de Sienita de las Fuentes

Los mejores afloramientos de este dique se localizan en la Ermita de las Fuentes y en el Alto de las Fuentes, a los cuales se puede acceder a través de la c.c. nº 502, localizándose la Ermita en el punto kilométrico 15.700.

Se trata de un dique de tendencia sienítica alcalina, saturado en sílice que discurre a lo largo de más de 20 km por las formaciones graníticas de la Serrota y la Sierra de Ávila.

Presenta una dirección norteadada NNE (N10°E). En este sector, se pueden observar 2 diques de 2 a 5 m de ancho, subverticales que se relevan.

Es conocido en la región por los lugareños con el nombre de "la risca".

Se encuentra jalonado de fuentes de pequeño caudal, que manan aún en épocas de estiaje.

Por su contenido este punto se ha clasificado de la siguiente manera:

- Tectónico: bajo.
- Hidrogeológico: bajo.
- Petrológico: medio.
- Mineralógico: bajo.

Dique Alentejo - Plasencia

Se trata de una fractura de dirección SO-NE de más de 500 km de longitud. Esta atraviesa la Hoja en esta misma dirección desde el Puerto de Villatoro hasta Sanchorreja. Hemos escogido como punto de observación de la misma una cantera situada en el SO de la Hoja a 1,5 km al SO del Puerto de Villatoro, por su fácil accesibilidad a través de la carretera nacional nº 110, localizándose dicha cantera al N del punto kilométrico 50.

Esta fractura se encuentra rellena de diabasas y gabros, con predominio de las primeras en las zonas centrales.

Presenta características toleíticas y su edad ha sido establecida entre el Triásico superior y el Jurásico medio.

Las características de estas fracturas han sido reseñadas en numerosos trabajos, en los que se hace referencia tanto a la edad y significado en relación con la apertura del Atlántico Norte,

CORRETGE y GARCÍA DE FIGUEROLA, (1971); GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO (1973); GARCÍA DE FIGUEROLA et al., (1974); SOARES DE ANDRADE (1972); TEIXEIRA y TORCUATO (1975); SCHERMERHORN et al., (1978).

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 persona 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.; DIAZ 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 SAEZ, A. (1987).- "Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins)". *Münchner Geowiss. Abh.*, (A), 10: 35-42.
- 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 MACIA, 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 (2ª Ser.)*, 532, 108 págs.
- 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.; MARTÍN PARRA, L.M.; MACAYA, J.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. DE; MERLOS, A.; HUERTAS, M.J. Y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991).- "Segovia". *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp. Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000 (2ª 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.; SAAVEDRA, J. Y ARRIBAS, A. (1975).- "Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Ávila." *Bol. Geol. y Min.*, 86: 233-243.
- 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.
- 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.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M. Y VILLAR, P. (1991).- "Superposición de estructuras hercinianas en el sector de Buitrago-Somosierra (Sierra del Guadarrama, Sistema Central)". *Geogaceta*, 10: 116-118.

- 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 Piedrahita-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-Piedrahita)". *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)". *Studia Geol. Salmantica*, 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". *Studia Geol. Salmantica*, 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 MACIA, 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, 2ª 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; BARDAJI, T.; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; PEDRAZA, J.; MERLO, A. Y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991 b).- "Torrelaguna". *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (2ª Ser.)*, 503: 130 págs.
- BELLIDO, F.; FUSTER, J.M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. DEL; PABLO MACIA, 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.; IBARROLA, E. Y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991 c).- "El Espinar". *Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000, 2ª 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 Anteordoviciennes 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.
- 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.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. E IGLESIAS, M. (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.
- 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.
- CAWTHORN, 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. Xeolóxico Laxe*, 13: 74-88.
- CHAPPELL, B.W. Y WHITE, A.J.R. (1974).- "Two contrasting granite types". *Pacific Geol.*, 8: 173-174.
- CLARKE, D.B. (1981).- "The mineralogy of the peraluminous granites". *A review. Canadian mineralogist*, 19: 3-17.
- CUSTODIO, E. Y LLAMAS, M.R. (1976).- "Hidrología subterránea". *Ed. Omega. T. I y II*: 1-2359.
- DEBON, F. Y LE FORT, P. (1983).- "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. R. Soc. Edin. Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DEBON, F. Y LE FORT, P. (1988).- "A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications". *Bull. Minéral*, 111: 493-510.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1980).- "La sucesión estratigráfica del complejo esquistos-grauváquico al Sur de Salamanca". *Estud. Geol.*, 36(1-2): 131-138.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986).- "El Complejo esquistos-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.; MARQUINEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALAN, J.R.; PABLO MACIÁ, 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, 2ª Ser.*, 505: 1-77.

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.

FRANCO, M.P. (1980).- "Estudio petrológico de las Formaciones metamórficas y plutónicas al Norte de la depresión del Corneja-Amblés (Sierra de Ávila)". *Tesis Univ. Salamanca*, 273.

FRANCO, M.P. (1981).- "Las rocas básicas y ultrabásicas localizadas al N de la depresión de Corneja (Ávila, España)". *Bol. Soc. Geol. Port.*, 22: 101-104.

FRANCO, M.P. Y GARCÍA DE FIGUEROLA, L. (1986).- "Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo Occidental de la Sierra de Ávila (Provincias de Ávila y Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmantica*, XXIII: 193-218.

FRANCO, M.P. Y SÁNCHEZ GARCÍA, T. (1987).- "Características petrológicas en el área de El Mirón (N. del Valle de Corneja, prov. de Ávila)". En: BEA et al (Eds.). "Geología de los granitos y rocas asociadas del Macizo Hespérico". *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.

GARCÍA CASQUERO, J.L. (1982).- "El afloramiento del Muñico". *Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca*.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. Y CARNICERO, A. (1973).- "El extremo noreste del gran dique del Alentejo-Plasencia". *Stvdia Geol.*, 6: 73-84.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.; CORRETGE, L.G. Y BEA, F. (1974).- "El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. (Estudio comparativo)". *Bol. Geol. y Min.*, 5: 30-337.
- 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 LODEIRO, F. Y VEGAS, R. (1976).- "Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español". *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 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, 2ª Ser.*, 506: 1-68.
- 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).*
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1975).- "Prospección geofísica en el Valle de Amblés". *Servicio de documentación. Inst. Tecnol. Geomin. Esp. (Inédito).*
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1981).- "Proyecto de realización de informes sobre las posibilidades de resolver abastecimientos urbanos mediante aguas subterráneas en la provincia de Ávila". *Servicio de documentación. Inst. Tecnol. Geomin. Esp. (Inédito).*
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1987).- "Sistemas acuíferos en España Peninsular (1987). A escala 1:1.000.000".
- INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (1988).- "Estudio Hidrogeológico de la Cuenca Hidrográfica del Duero". *Plan Nacional de Investigación de aguas subterráneas. Memoria. Servicio de documentación. Inst. Tecnol. Geomin. Esp. (Inédito).*
- JIMÉNEZ, E.; MARTÍN DE JESUS, S.; MULAS, E. Y PÉREZ RAMOS, E. (1988).- "Un quelonio fósil del Oligoceno de Los Barros (Ávila)". *Studia Geol. Salmanticensia, 25: 59-66.*
- 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.*
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1986).- "Inventario de explotación de agua subterránea. Estudio de los recursos de agua subterránea en el Valle de Amblés (Ávila)". *Consejería de Fomento. (Inédito).*
- KILMURRAY, J.O. (1978).- "Distena relictas en la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español". *Estud. Geol., 34(3-6): 359-361.*
- 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.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALAN, 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.*

- MARTÍN DONAYRE, F. (1879).- "Descripción física y geológica de la provincia de Ávila". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*
- MARTÍN ESCORZA, C. (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-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. 2º Congr. Geol. Esp.*, 1: 395-398.
- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. Y FERNÁNDEZ SANTIN, S. (1972).- "L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central Espagnol)". *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2G, 17: 345-365.
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS Y URBANISMO (1977).- "Normas para la redacción de proyectos de abastecimiento de agua y saneamiento de poblaciones". *Servicio de publicaciones, Madrid*.
- 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): 511-528.
- NAVIDAD, M. (1979).- "Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occiden- tal)". *Estud. Geol.*, 35(1-6): 31-48.
- NUEZ, J. DE LA, UBANELL, A.G. Y VILLASECA, C. (1982).- "Diques lamprofídicos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la Paramera de Ávila (Sistema Central Español)". *Cuad. Lab. Xeolóxico Laxe*, 3: 53-74.

- ORTEGA, E. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986).- "La discordancia intra-alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Breviora Geol. Astúrica*, 27(3-4): 27-32.
- PARGA, J.R. (1969).- "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Lage*, 37: 1-15.
- 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.
- 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. Cienc. Exactas Físicas Nat.*
- PORTERO, J.M. Y AZNAR, J.M. (1984).- "Evolución morfológica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)". *I Congr. Esp. Geol.*, 3: 253-263.
- PRADO, C. DE (1862).- "Reseña geológica de la provincia de Ávila y la parte occidental de León". *Junta General Estadística.*
- PULIDO, J.L. (1981).- "Estudio de los recursos hidráulicos subterráneos del Valle de Amblés (Ávila)". *II Simp. Nac. Hidrogeol., Pamplona: 275-285.*
- SACRISTÁN, M.A. (1986).- "Los mamíferos del Oligoceno inferior del yacimiento de Los Barros (Prov. de Ávila)". *Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid: 115 págs. (Inédito).*
- SACRISTÁN, M.A. (1988).- "Nuevos datos sobre la fauna de mamíferos y edad del yacimiento oligoceno de Los Barros (Ávila)". *Resúmenes Coloq. Homenaje Rafael Adrover. Bioeventos y sucesiones faunísticas en el Terciario Continental ibérico. Sabadell: pág. 33.*
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CONTRERAS LÓPEZ, E. Y MARTÍN HERRERO, D. (1991).- "Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 529 (Santa María del Berrocal) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA)". *Realización 1991, ITGE, Madrid.*
- SCHWENZNER, J.E. (1937).- "Zür Morfologie das Zentralspanischen Hochlandes". *Geogr. Abh.*, 3 ser., 10: 1-128 (*Resum. trad. esp.: La morfología de la región montañosa central de la Meseta española. Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, 41: 121-148, 1943).

- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.G. Y PORTUGAL, M. (1988).- "Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico". 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: 69-86.
- SHAND, S.J. (1927).- "Eruptive Rocks". (1 ed.) J. Wiley and Sons, New York.
- SOCIMEP (CONSULT.) (1984).- "Investigación geológico-minera de rocas ornamentales en la Reserva del Estado "Ávila Monumental". *Inst. Tecnol. Geomin. Esp.* 2 vol. (Inédito).
- SYLVESTER, P.J. (1989).- "Post-collisional alkaline granites". *J. Geol.*, 97: 261-280.
- UBANELL, A.G. (1977).- "Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.*, 88(5): 9-14.
- UBANELL, A.G. (1981 a).- "Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 591-605.
- UBANELL, A.G. (1981 b).- "Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 607-622.
- UBANELL, A.G. (1982).- "Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español". *Ed. Univ. Complutense Madrid, Colecc. Tesis Doct.*, 160/82: 217 págs.
- UBANELL, A.G. Y DOBLAS, M. (1988).- "Modelos geotectónicos de los diques E-W en el Sistema Central Español". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12: 183-191.
- UBANELL, A.G.; GARZÓN, M.G.; PEÑA, J.A. DE LA; BUSTILLO, A. Y MARFIL, R. (1978).- "Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (provincia de Ávila)". *Estud. Geol.*, 34: 151-160.
- UBANELL, A.G.; VILLASECA, C. Y NÚEZ, J. DE LA (1984).- "Los pórfidos rojos sieníticos de Ávila (Sistema Central Español)". *1 Congr. Esp. Geol.*, 2: 193-203.
- UGIDOS, J.M.; FALICK, A.E. Y RECIO, C. (1989).- "18O of granites from the Western Central Iberian Massif, Spain". *Geogaceta*, 6: 25-27.
- VÁZQUEZ GARRIDO, J.T. (1986).- "Fracturación y génesis del relieve en el sector suroriental del Macizo de Gredos". *Tesis Licenciatura, Univ. Complutense Madrid*. (Inédita).
- VEGAS, R. (1975).- "Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications". *Geol. Rundsch.*, 64: 266-278.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. Y MARCOS, A. (1990).- "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System". *Tectonophysics*, 184: 367-378.

- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. NAVIDAD, M.; PEINADO, M. Y VILLASECA, C. (1986).- "Orogenic granitic magmatism of prehercinian age". *Terra Cognita ICOG 6 Meet.*, 6(2): 1606.
- VICENTE, G. DE, MARTÍNEZ, J.; CAPOTE, R. Y LUNAR, R. (1986).- "Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiedelaencina. Sistema Central". *Public. Esp. Univ. Oporto*.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. Y CHAPPELL, B.W. (1987).- "A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA