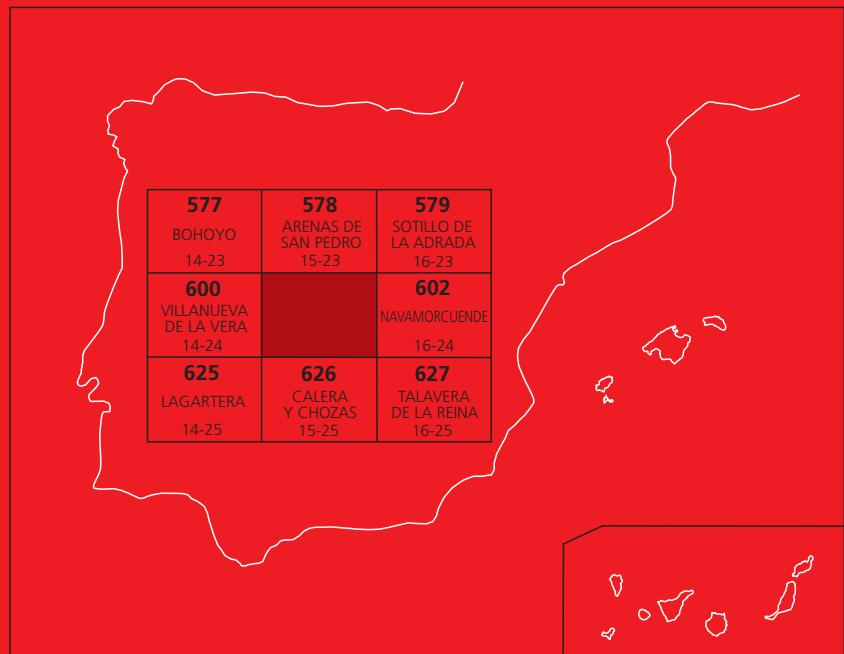




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



NAVALCÁN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

NAVALCÁN

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: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-789-7
Depósito legal: M-14756-2009

Impresión: Trébol Propuesta Gráfica

La presente Hoja y Memoria (Navalcán-601) ha sido realizada dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Mapa geológico:

- L. M. Martín Parra (EGEO S.L.)
- J. Martínez-Salanova (EGEO S.L.)

Mapa Geomorfológico:

- L.A. Marqués Calvo (ENADIMSA)

Mapa Hidrogeológico:

- E. Contreras López (INGEMISA)

Memoria:

- L.M. Martín Parra (introducción, Metasedimentos, Tectónica hercínica, Petrología, Historia geológica)
- J. Martínez-Salanova (Introducción, Terciario, Cuaternario, Tectónica alpina, Historia geológica)
- L. A. Marqués Calvo (Neotectónica, Geomorfología)
- E. Contreras (Hidrogeología, Patrimonio natural geológico)
- A. Iglesias (ENADIMSA) (Recursos naturales)
- D. Martín Herrero (INTECSA) (Geotecnia)

Asesoría en Geología Estructural:

- F. González Lodeiro (UNIV. GRANADA)

Análisis Químicos y Laboratorio:

- ENADIMSA

Coordinación y Dirección por Enadimsa:

- F. Junco

Dirección y Supervisión por el IGME:

- F. Bellido Mulas

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Informes petrológicos
- Análisis químicos
- Álbum de fotografías
- Fichas bibliográficas
- Puntos de interés geológico
- Informes complementarios

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ANTECEDENTES	11
1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO	12
2. ESTRATIGRAFÍA	15
2.1. MATERIALES PREORDOVÍCICOS	15
2.1.1. Esquistos, areniscas feldespáticas y cuarcitas con intercalaciones de rocas de silicatos cárnicos (14).....	15
2.1.2. Mármoles dolomíticos (15).....	17
2.2. TERCIARIO.....	17
2.2.1. Sílex, sílex bandeado y areniscas silicificadas. Oligoceno (16).....	17
2.2.2. Arenas y areniscas rojizas y amarillentas, de grano medio-fino muy redondeadas, limos y gravas. Oligoceno (17).....	18
2.2.3. Arcosas, conglomerados y limos con cementaciones. Oligoceno Mioceno (18).....	20
2.2.4. Conglomerados, bloques, arcosas y limos con cementaciones. Oligoceno Mioceno (19).....	21
2.2.5. Arcosas, conglomerados, bloques y limos. Mioceno (20).....	21
2.2.6. Grandes bloques, conglomerados y arcosas: a) de naturaleza granítica (21) y b) de naturaleza granítica y metasedimentaria (22). Mioceno.....	22
2.3. CUATERNARIO.....	23
2.3.1. Pleistoceno Holoceno.....	23
2.3.1.1. Arenas, limos y cantos. Aluvial-Coluvial (23).....	23
2.3.1.2. Cantos y arenas. Derrubios de ladera (24).....	23
2.3.1.3. Arenas, limos y cantos. Glacis (25).....	23
2.3.2. Pleistoceno.....	24
2.3.2.1. Terrazas (26, 27, 28).....	24
2.3.3. Holoceno.....	24
2.3.3.1. Arenas, gravas y limos. Conos de deyección (29).....	24
2.3.3.2. Arenas, gravas y limos. Llanuras de inundación (30).....	24
2.3.3.3. Arenas, gravas y limos. Fondo de valle (31).....	24

3. TECTÓNICA	25
3.1. OROGENIA HERCÍNICA	25
3.1.1. Primera fase de deformación (D_1)	25
3.1.2. Segunda fase de deformación (D_2)	26
3.1.3. Tercera fase de deformación (D_3)	26
3.1.4. Fases de replegamiento tardías (D_4 y D_5)	27
3.1.5. Fracturación tardihercínica	27
3.2. TECTÓNICA ALPINA	30
3.3. NEOTECTÓNICA	31
4. GEOMORFOLOGÍA	31
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	31
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	32
4.2.1. Estudio morfoestructural	32
4.2.2. Estudio del modelado	32
4.2.2.1. Formas estructurales	32
4.2.2.2. Formas poligénicas	33
4.2.2.3. Formas fluviales	34
4.2.2.4. Formas de laderas	34
4.2.2.5. Formas kársticas	34
4.2.2.6. Formas antrópicas	35
4.2.3. Formaciones superficiales	35
4.2.3.1. Alteritas	35
4.2.3.2. Glacis	35
4.2.3.3. Fondo de valle	35
4.2.3.4. Depósitos fluviales	35
4.2.3.5. Depósitos coluviales	35
4.2.4. Evolución geomorfológica	35
4.2.5. Procesos actuales	36
5. PETROLOGÍA	36
5.1. GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS HERCÍNICOS	36
5.1.1 Adamellitas biotíticas de grano medio, porfídicas con sillimanita (4)	37
5.1.2 Leucogranitos de dos micas foliados con sillimanita (5). Facies de grano fino-medio, porfídicas (6). Facies de grano grueso, porfídicas (7)	38
5.2. GRANITOIDES TARDICINEMÁTICOS HERCÍNICOS	40
5.2.1 Adamellitas biotíticas \pm moscovita \pm cordierita de grano fino-medio con megacristales de feldespato dispersos (8)	40
5.2.2. Granitoides inhomogéneos biotítico-cordieríticos	40
5.2.3. Granodioritas y tonalitas (10)	41
5.2.4. Adamellitas biotíticas \pm moscovita de grano medio-grueso porfídicas (11)	41

5.2.5. Leucogranitos de grano fino. Facies microporfídicas (12). Facies no porfídicas (13).....	43
5.3. ROCAS FILONIANAS.....	44
5.3.1. Leucogranitos de dos micas de grano fino (1).....	44
5.3.2. Pórvidos granítico-adamellíticos (2).....	44
5.3.3. Cuarzo (3).....	45
5.4. METAMORFISMO.....	45
5.4.1. Metamorfismo regional.....	45
5.4.2. Metamorfismo de contacto.....	47
5.5. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS.....	47
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	55
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	58
7.1. HIDROGEOLOGÍA.....	58
7.1.1. Climatología.....	58
7.1.2. Hidrología superficial.....	59
7.1.3. Características hidrogeológicas.....	61
7.2. RECURSOS NATURALES.....	71
7.2.1. Minerales metálicos.....	71
7.2.2. Minerales energéticos.....	71
7.2.3. Rocas y minerales industriales.....	71
7.2.3.1. Granito.....	71
7.2.3.2. Grava.....	71
7.2.3.3. Calizas.....	72
7.2.3.4. Esquistos.....	72
7.2.3.5. Gneis.....	72
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES.....	72
7.3.1. Areas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares.....	73
7.3.1.1. Área I.....	73
7.3.1.2. Área II.....	74
7.3.1.3. Área III.....	74
7.3.1.4. Área IV.....	75
8. PATRIMONIO NATURAL DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	76
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	77
8.1.1. La Gruta de "El Águila"	78
8.1.2. Las canteras de mármol de Montesclaros.....	78
8.1.3. Granitos cizallados tardihercínicos cabalgando a materiales terciarios.....	80
9. BIBLIOGRAFÍA.....	81

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Navalcán (Fig.1.1) se encuentra en las estribaciones meridionales del Sistema Central y su topografía es bastante suave.

Sus cotas más elevadas son los cerros Empedrado (675 m.), Guijo (637 m.), Rincón (621 m.), Rosal (594 m.) y Nicolás (578 m.), todos ellos situados en la cuerda que hace de divisoria de aguas entre los ríos Tiétar (al N.) y Guadyerbas (al S.). Otras alturas destacables son los cerros: Espino (637 m.), Higueruela (634 m.), Medrosillo (626 m.), Atalaya de Segurilla (625 m.) y Salmorales (619 m.), situados todos en el sector SE. de la Hoja al S. de la depresión del río Guadyerbas. Son de destacar también los cerros Don Pedro (612 m.) y Cabeza Gorda (588 m.), situados en el sector E. de la Hoja entre los ríos Tiétar y Guadyerbas.

Unas dos terceras partes al S. de la Hoja pertenecen a la cuenca del río Guadyerbas (afluente del río Tiétar), mientras que el tercio norte de la Hoja vierte sus aguas en su gran mayoría directamente al río Tiétar, salvo en la esquina NO., donde vierte aguas al río Arvillas (afluente del Tiétar).

En el sector SO. existe una divisoria de aguas constituida por la alineación de cerros: Santa María (409 m.), Gollín de Valleespeso (405 m.), Llanillos (382 m.) y Cerquilla (412 m.), al N. de la cual las aguas vierten al río Guadyerbas, mientras que al S. vierten directamente al río Tajo.

El punto más bajo de la Hoja se encuentra en la esquina SO. de la Hoja (Corchuela) con 323 m. de altitud.

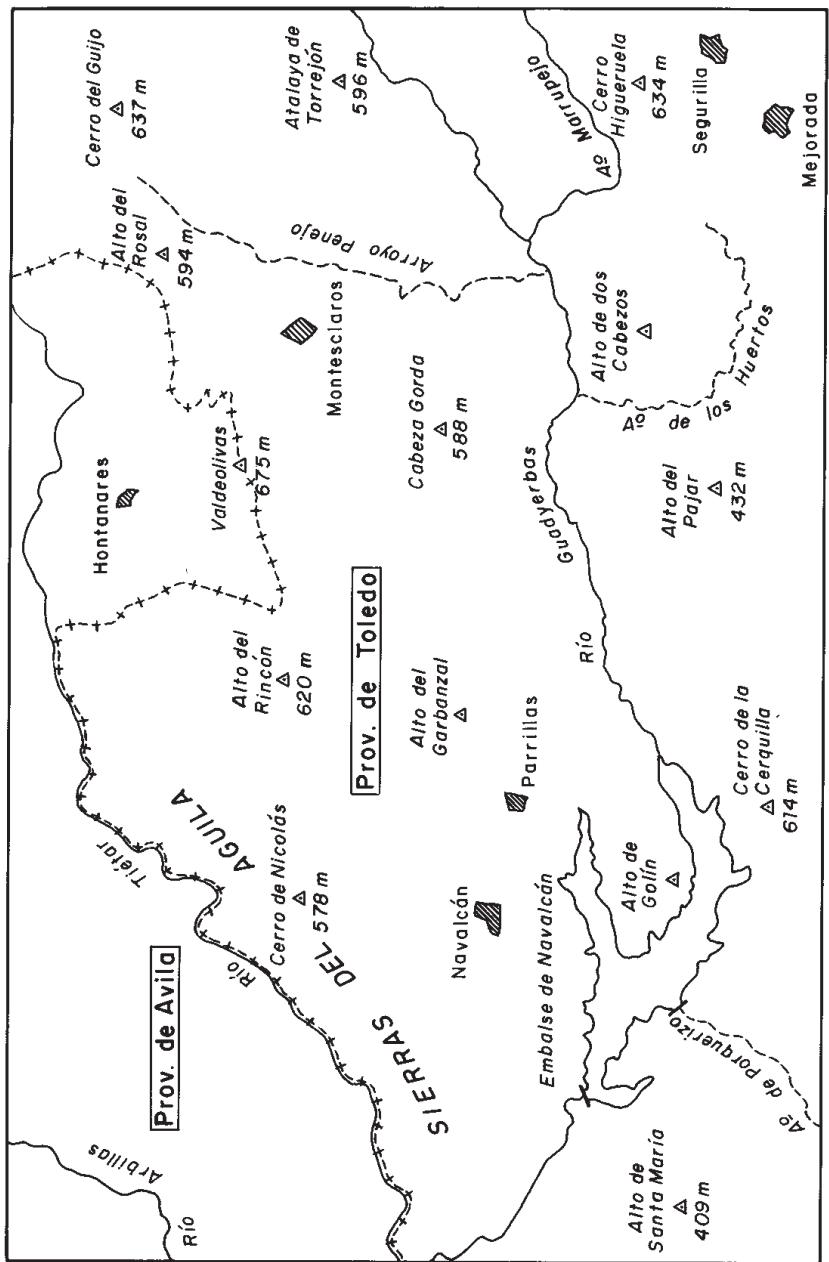


Fig. 1.1 . ESKEMA GEOGRÁFICO DE LA HOJA DE NAVALCÁN

La Hoja pertenece administrativamente a dos provincias. Aproximadamente el tercio N. pertenece a la provincia de Ávila, mientras los dos tercios S. pertenecen a la de Toledo.

Las localidades existentes en la Hoja son: Navalcán, que da nombre a la misma, Parrillas, Mejorada, Segurilla y Montesclaros, en la provincia de Toledo; y Hontanares, en la de Ávila.

1.2. ANTECEDENTES

Como antecedentes bibliográficos cabe citar algunos de los trabajos clásicos de la geología de esta zona, como los de CARANDEL (1914), más recientemente GARCÍA DE FIGUEROLA (1958) y PÉREZ REGODÓN (1970).

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.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios de este área ha sido estudiada por GARCÍA DE FIGUEROLA (1958) y más recientemente por MARTÍN ESCORZA (1971) que estudia los afloramientos metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (cuya parte S. pertenece a esta Hoja), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) que estudia las series anteordovícicas del Sistema Central y CASQUET (1975) que estudia el afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente (en la vecina Hoja de Navamorcunde). Por otra parte ARRIBAS y JIMÉNEZ (1972) y UBANEll (1982) cartografián y describen el afloramiento metamórfico de Montesclaros. Es también de interés la Hoja geológica de Arenas de San Pedro (578) situada inmediatamente al N. de ésta, realizada por ODRIozOLA *et al.* (1981).

Los trabajos más importantes que de un modo general estudian la tectónica del Sistema Central son los de CAPOTE *et al.* (1981, 1982), UBANEll (1981 a y b, 1982) y DÍEZ BALDA *et al.* (1990). Además de estos cabe destacar los de GARZÓN *et al.* (1976) sobre la fracturación de un segmento del Sistema Central, UBANEll (1976) y UBANEll y DOBLAS (1988 b) sobre los diques aplíticos de Almorox Navamorcunde y su relación con los desgarres dextreos tardihercinicos; y UBANEll y DOBLAS (1988 a) y DOBLAS y UBANEll (1991) sobre la fracturación tardihercínica y el significado tectónico de los diques en el Sistema Central. Son también de interés los trabajos de DOBLAS (1987, 1988, 1990 a y b, 1991), DOBLAS *et al.* (1983, 1988), DOBLAS y RUBIO (1989) y CASQUET *et al.* (1988) sobre la tectónica extensional tardihercínica en el Sistema Central.

VEGAS *et al.* (1990) establecen un modelo de deformación distribuida, rotación de bloques y engrosamiento cortical para la formación del Sistema Central. En relación con el área de la Hoja es de interés el trabajo de MARTÍN ESCORZA (1971) sobre la tectónica de los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro.

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 oeste. BARRERA *et al.* (1981) y APARICIO *et al.* (1983) realizan un estudio fundamentalmente geoquímico de los granitos tardihercinicos del Sistema Central. Es de destacar también el trabajo de UBANEll (1977) sobre el significado estructural de los granitos en el Sistema Central.

El metamorfismo en el Sistema Central ha sido estudiado de manera global por HEIM (1952), FÚSTER *et al.* (1974), LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET y NAVIDAD (1985) principalmente. En el área de la vecina Hoja de Navamorcunde, cabe destacar el trabajo de CASQUET (1975) sobre las rocas metamórficas de la Sierra de San Vicente. En el área de la Hoja únicamente MARTÍN ESCORZA (1971) describe un poco de metamorfismo de los materiales metamórficos del afloramiento de Arenas de San Pedro, y posteriormente ODRIOZOLA *et al.* (1981) lo describen para la parte del afloramiento situada en la vecina Hoja de Arenas de San Pedro (578).

Los primeros trabajos detallados de los materiales terciarios de esta Hoja son los de GARCÍA DE FIGUEROLA (1958), que estudia los depósitos con cementaciones calcáreas.

El estudio de los depósitos con grandes bloques lo realizó HERNÁNDEZ-PACHECO (1962), haciendo referencia a zonas próximas a la presente Hoja.

GARZÓN (1977) estudia también los depósitos detríticos de una parte de la Hoja, pero haciendo hincapié en los aspectos geomorfológicos de la misma.

Para otros trabajos sobre la sedimentación terciaria de esta zona hay que recurrir al estudio de JUNCO (1983) de carácter regional, que hace referencia a la Depresión de Campo Arañuelo o Cuenca Occidental del Tajo.

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 la mayoría de las rocas ígneas, en su mayoría granitoides, que las intruyen y otro por los sedimentos terciarios y cuaternarios correspondientes al borde N. de la Cuenca del Tajo, así como el sector S. de la Cuenca del Tiétar (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.1.3).

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen 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.

La presente Hoja pertenecería totalmente al Complejo de Gredos. El Complejo de Gredos se caracterizaría por:

Existencia de un Ordovícico discordante, sobre un conjunto esquisto-grauváquico 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).

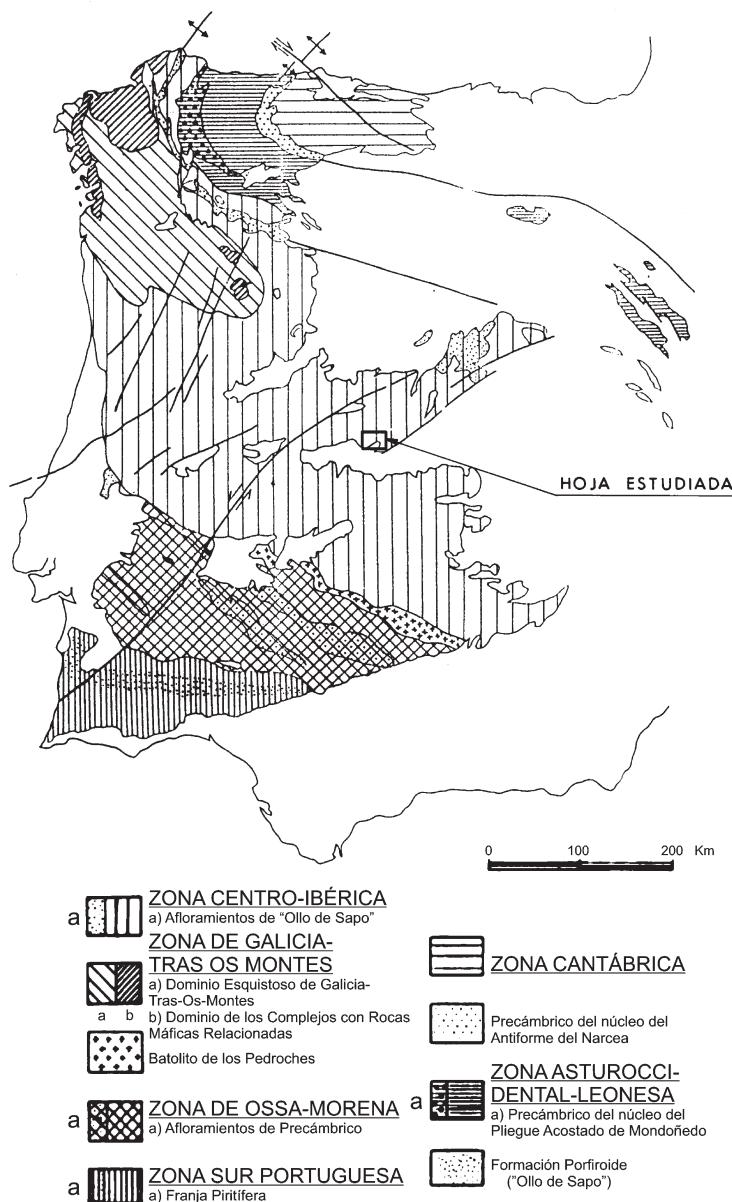


Fig. 1.3 . Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT et. al. (1.972) según MARTÍNEZ CATALÁN (1.981) Y FARÍAS et. al. (1.987).

Existencia de neises ocelares de tipo "Ollo de Sapo" bajo la Serie esquisto-grauváquica.

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 ortoneises muy deformados y algún plutón de granitos orientados de dos micas.

DÍEZ BALDA *et al.* (1990) diferencian en el autóctono de la Zona Centro-Ibérica, considerando como tal el área definida para la misma por JULIVERT *et al.* (1972) con la excepción de la Zona de Galicia-Tras os Montes definida por

FARIAS *et al.* (1987); dos dominios tectónicos diferentes teniendo en cuenta las estructuras mayores de primera fase hercínica:

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

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

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

En el Sistema Central debido a la gran abundancia de granitoides tardihercínicos es difícil trazar el límite entre ambos dominios, pero DÍEZ BALDA *et al.* (1990) lo trazan al O. del afloramiento de La Cañada y al E. de los de El Muñico y Sierra de San Vicente, quedando la Hoja de Navalcarnero incluida por tanto en el Dominio de los Pliegues Verticales.

A su vez las rocas hercínicas que afloran en la Hoja se pueden separar esquemáticamente en tres grandes grupos:

1. Rocas metamórficas en grado bajo. Constituyen exclusivamente la parte N. del afloramiento situado al O. de la carretera de Talavera a Arenas de San Pedro, perteneciente al afloramiento metamórfico de Arenas de San Pedro.
2. Rocas metamórficas en grado medio alto. Constituyen el sector S. del afloramiento anteriormente citado, así como la totalidad del afloramiento de Montesclaros y otros menos situados al S. del río Guadyerbas (esquina SE. de la Hoja).

3. Rocas graníticas hercínicas.

El contacto entre los grupos 1 y 2, que tiene lugar en el sector N, se realiza mediante una banda de cizalla dúctil-frágil extensional tardihercínica con movimiento hacia el N.

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

La tectónica hercínica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues verticales y zonas de cizalla subhorizontales, asociadas a las cuales se desarrolla una o más esquistosidades penetrativas, que hoy muestran todas las rocas metamórficas. Las últimas etapas tienen un carácter frágil-dúctil y están relacionadas con la extensión del Orogeno Hercínico y fracturación posterior.

Los sedimentos terciarios de la presente Hoja se enmarcan en la Depresión de Campo Arañuelo, conectada por un estrecho umbral al resto de la cuenca del Tajo.

La estructura alpina condiciona tanto la sedimentación como los afloramientos del Terciario. Así tenemos afloramientos restringidos a las fosas del Alto Tietar o del río Arbillas, aislados del resto de los materiales terciarios de la Cuenca del Tajo.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. MATERIALES PREORDOVÍCICOS

2.1.1. Esquists, areniscas feldespáticas y cuarcitas con intercalaciones de rocas de silicatos cárnicos (14)

Estos materiales se encuentran representados en la Hoja por varios afloramientos de diferentes dimensiones. Los dos mayores son los de Hontanares-Montesclaros y Cerro del Ayuso Cerro de la Granja. El primero tiene una longitud de unos 11 kms., con una división en dos estrechas ramas de dirección NO-SE, y se extiende desde la cuenca del Tiétar a la del Guadyerbas. El segundo tiene una longitud parecida, con una anchura máxima próxima a los 5 kms. En realidad se trata del mismo macizo metamórfico desplazado por la fracturación tardía (alpina) que se estrecha hacia el SE. y es prolongación del Macizo de Arenas de San Pedro.

Además de éstos se observan otros menores, situados en su mayoría al S. del río Guadyerbas, en la esquina SE. de la Hoja.

Están intruídos por granitoides pertenecientes tanto al grupo de los sincinemáticos, como al de los postcinemáticos hercínicos.

Estas rocas están constituidas sobre todo por una serie monótona de esquists, areniscas feldespáticas y, en menor proporción, cuarcitas, con intercalaciones de rocas de silicatos cárnicos y algún nivel de mármoles (estos últimos serán descritos en el siguiente epígrafe).

Todos estos materiales han sufrido un metamorfismo regional que ha alcanzado en su mayor parte los grados medio y alto, salvo en el sector N. del afloramiento del Cerro del Ayuso-Cerro de la Granja donde no sobrepasa el grado bajo de metamorfismo. Posteriormente son afectados por un metamorfismo de contacto debido a la intrusión de los granitos tardície-máticos hercínicos.

Los esquistos del sector septentrional del afloramiento situado al O. de la carretera de Talavera a Arenas de San Pedro están constituidos principalmente por moscovita, biotita, cuarzo y en ocasiones plagioclasa. Como minerales accesorios contienen minerales opacos y con menor frecuencia turmalina y circón.

Los esquistos del resto de los afloramientos están constituidos principalmente por moscovita, biotita y cuarzo, y con cierta frecuencia, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita y sillimanita. Los minerales accesorios más frecuentes son minerales opacos, apatito, turmalina, circón, espinela, así como sillimanita, andalucita, cordierita y con menor frecuencia granate.

Las areniscas y cuarcitas feldespáticas están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita, así como muy frecuentemente por moscovita, feldespato potásico y menos frecuentemente cordierita y sillimanita.

En proporciones accesorias son muy frecuentes minerales opacos y circón, encontrándose también en estas proporciones turmalina, apatito y ocasionalmente sillimanita, cordierita, granate, andalucita y espinela.

Las cuarcitas están constituidas principalmente por cuarzo y en menor proporción moscovita. Como mineralogía accesoria presentan minerales opacos, circón, apatito y con cierta frecuencia plagioclasa, biotita y andalucita.

Las rocas de silicatos cárnicos son areniscas y cuarcitas oscuras de tonos negro-verdosos cuya composición principal en el sector septentrional del afloramiento situado al O. de la carretera de Talavera a Arenas de San Pedro (Cerro Ayuso-Cerro de la Granja) es de cuarzo, anfíbol tremolítico y a menudo epidota/clinozoisita. Como minerales accesorios se encuentran minerales opacos (que llegan a ser minerales principales), esfena, granate, flogopita, circón y plagioclasa.

En el resto de los afloramientos de metasedimentos, las rocas de silicatos cárnicos están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno (diópsido), y en algunos casos anfíbol, granate, feldespato potásico y flogopita. En ocasiones se encuentra finos bandeados en que alternan bandas de cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno y esfena, con bandas de cuarzo, feldespato potásico y clinopiroxeno. En proporciones accesorias es frecuente encontrar minerales opacos, esfena, apatito, granate, circón, dolomita y calcita. La epidota/clinozoisita suele estar presente como mineral secundario.

Debido a la deformación e intenso metamorfismo sufrido por la mayoría de estos materiales no se han podido correlacionar con precisión con otros afloramientos metasedimentarios del Sistema Central. Así mismo su espesor no ha podido ser determinado.

2.1.2. Mármoles dolomíticos (15)

Se encuentran representados en la Hoja principalmente en el afloramiento de Hontanares-Montesclaros, que con una longitud de alrededor de 11 kms. y una anchura máxima de afloramiento de casi 1 km., se extiende desde las proximidades del río Tiétar, hasta el río Guadyerbas, con dirección NNO-SSE.

Además de este gran afloramiento, existen otros de menor entidad, todos ellos de menos de 1 km. de dimensión máxima, como los Cerros Calero y del Aguila, en el N. de la Hoja, situados entre los ríos Tiétar y Arenal, y el afloramiento situado al S. del río Guadyerbas junto al Cerro Cabezas (sector SE. de la Hoja).

Estos materiales han debido sufrir un metamorfismo regional de grado medio alto en toda la Hoja, salvo en el sector N. del afloramiento de Cerro Ayuso-Cerro de la Granja, donde solamente se observan condiciones de bajo grado. A éste se le ha sobreimpuesto un metamorfismo de contacto inducido por los granitoideos encajantes, que da lugar a una intensa recristalización.

En general se presentan como mármoles blancos, a veces de tonos crema, masivos o en bancos potentes (de varios metros) bastante recristalizados. En algunos puntos se observa, a muro aparente, una serie de mármoles y calcoesquistos en alternancia centimétrica con alguna intercalación de rocas de silicatos cárnicos, y a techo aparente, el paso a mármoles finamente bandeados de tonos grises a blanco y gris, y finalmente a delgadas intercalaciones de mármoles, en una serie constituida por cuarzoescistos, areniscas y algún nivel de rocas de silicatos cárnicos.

En el área de metamorfismo de bajo grado situada al N. de la Hoja los niveles de mármoles existentes son dolomíticos bastante puros. En el resto de la Hoja están constituidos también principalmente por dolomita y en algunos casos también por calcita, apareciendo en los más impuros entre la mineralogía principal olivino, flogopita y anfíbol verde. Como minerales accesorios se observan sobre todo minerales opacos y flogopita y con menor frecuencia clinopiroxeno (diópsido), tremolita, granate, cuarzo y turmalina. Con frecuencia se observa en ellos serpentina secundaria.

2.2. TERCARIO

2.2.1. Sílex, sílex bandeados y areniscas silicificadas. Oligoceno (16)

En la Hoja aparecen dos afloramientos de sílex, ambos adosados al norte de escarpes de falla relacionados con la fosa del Guadyerbas. Uno junto al mismo río Guadyerbas y el otro en una pequeña fosa asociada, la del Arroyo Marrupejo, al sur de la primera. Este último afloramiento fue ya citado por GARCÍA DE FIGUEROLA (1958, pág. 88) y GARZÓN (1977, pág. 88) y para el que ambos autores indican que se presenta en "forma filoniană" o de dique. Existe un tercer punto con sílex de las mismas características, de dimensiones muy reducidas y no cartografiable, situado al sur del Arroyo de los Huertos, probablemente en continuidad estructural con el del Arroyo Marrupejo, y también relacionado por su contacto con el zócalo granítico.

En estos afloramientos se observa sílex masivo de color blanco con pequeñas masas irregulares dispersas de sílex de color negro, translúcido. Localmente, en el afloramiento del Guadyerbas, existen tramos con estructuras bandeadas más o menos irregulares, con láminas de 0'5 a 1 cm de espesor. Ocasionalmente estas láminas están cortadas por pequeñas masas del sílex negro con formas irregulares verticales.

La sílice se presenta, petrográficamente, de diversas maneras, como ópalo o microcristalina homogénea, o en crecimientos radiales, concéntricos zonados, en empalizada, etc.

Hacia el techo de ambos afloramientos puede apreciarse la presencia de granos de cuarzo dispersos en el sílex.

En el caso del Arroyo Marrupejo, o en bloques sueltos del afloramiento del Río Guadyerbas, pueden encontrarse areniscas arcósicas con cemento silíceo, con granos de tamaño medio poco redondeados.

La interpretación de estas facies está condicionada por la falta de estructuras sedimentarias claras, ya que la recristalización de la sílice ha debido borrar una buena parte de la textura original. Sin embargo podría aventurarse una hipótesis de trabajo en la que la sílice podría corresponder a la sustitución, durante la diagénesis, de otro material original (¿evaporitas?), sobre el que se habrían producido previamente procesos edáficos (estructuras verticales cortando al bandeados). Esta hipótesis implicaría un clima más árido y cálido que el actual, tanto durante la sedimentación como durante parte de la diagénesis.

A falta de otras referencias estratigráficas integramos tentativamente estas rocas en el Oligoceno.

2.2.2. Arenas y areniscas rojizas y amarillentas, de grano medio-fino muy redondeadas, limos y gravas. Oligoceno (17)

En esta unidad se engloban materiales detríticos muy diferentes al resto de los sedimentos terciarios de la región, y que se encuentran dispersos en varios afloramientos por el cuadrante SE de la Hoja. Se apoyan directamente sobre el basamento granítico a través de una superficie de inconformidad.

Son principalmente areniscas y arenas arcósicas, en general bastante homométricas, con facies de granos muy redondeados. Pueden presentar también limos blancos y cantos, ocasionalmente en pequeños niveles conglomeráticos.

Uno de los afloramientos de esta unidad ha sido citado por GARZÓN (1977, pág. 90), pero no lo relaciona con ninguna de las unidades sedimentarias de la zona. Por la descripción de esta autora debe corresponder con el afloramiento que se encuentra junto al camino que parte de Mejorada hacia el NO, y que luego pasa entre los altos de Dos Cabezos y Cabeza Aguadilla.

La potencia de la unidad no debe superar los 10 m, aunque el afloramiento de mayor espesor, observado directamente, no sobrepasa los 5 m.

Son litológicamente variables, pero siempre conservan un tamaño de grano medio-fino en arenas o areniscas. En todos los afloramientos presentan facies en las que los granos de tamaño arena son muy redondeados, indicando un origen eólico para estas texturas, aunque probablemente estén resedimentados o retrabajados, ya que no se aprecian estructuras sedimentarias típicamente eólicas. Asimismo GARZÓN (1977) ha citado la presencia de cantos facetados, encontrados al norte de estos afloramientos, en la fosa del Guadyerbas, lo que apoyaría la idea de un manto eólico retrabajado como origen de esta unidad.

Las areniscas son de colores amarillentos a rojizos, ocasionalmente anaranjados. En algunos afloramientos puede verse estratificación cruzada de ángulo muy bajo, con una fina laminación paralela de sets de hasta 2cm, marcada por secuencias granodecrescentes de pequeña variación en el tamaño de grano. Superpuestos a estas estructuras se pueden presentar finos encostramientos teñidos por óxidos de hierro, dispuestos en estructuras decimétricas similares a las huellas de retracción (estructuras "celulares"). Estas últimas estructuras parecen disponerse perpendiculares a la superficie de inconformidad con el basamento, lo que implicaría una génesis previa al basculamiento de la misma. Así mismo el basamento alterado puede estar afectado por dichos encostramientos, que atraviesan la superficie de inconformidad.

Los cantos dispersos y las gravas son de naturaleza cuarcítica, contrastando con la litología granítica dominante en toda la zona de afloramientos de esta unidad.

Los limos son de color blanco, ocasionalmente rojizos, y parecen ser cambios laterales de las facies arenosas. Proporcionalmente son menos abundantes que éstas. Aparecen en varios afloramientos, conservando una cierta homogeneidad litológica.

En la vecina Hoja de Navamorcuende (602) hemos encontrado un pequeño afloramiento de arenas asimilables a esta misma unidad. Afloran en un pequeño talud de la Autovía N-V/E 90, junto al cruce de la carretera que une Talavera de la Reina con Navamorcuende.

La situación estratigráfica de esta unidad es imprecisa, ya que no se han podido observar puntos en los que se refleje su posición relativa con respecto al resto de las unidades detríticas terciarias del entorno.

Estos materiales están afectados por la tectónica alpina. Así se pueden encontrar al oeste de Mejorada (al norte del Arroyo de los Huertos) puntos donde se aprecian buzamientos de hasta 20° (correspondientes también a la inclinación de la superficie de inconformidad sobre el basamento). En otro punto, a unos 800 m al este de Mejorada, puede verse como estos sedimentos están afectados por la fracturación alpina, que los pone en contacto por falla con los granitoídes hercínicos, y cubiertos por grandes bloques graníticos, correspondientes a derrubios de ladera cuaternarios.

La edad de estos depósitos es muy difícil de estimar, sin embargo el tamaño de grano indica una madurez del sedimento que no encaja con la posición actual de los afloramientos con respecto al relieve circundante a los mismos, así como su dispersión por una zona amplia manteniendo una cierta homogeneidad textural y estructural. La naturaleza cuarcítica de los cantos mayores contrasta con la naturaleza granítica dominante en los alrededores de los afloramientos.

Por todo ello nos inclinamos a pensar en un depósito relacionado con una etapa de sedimentación previa a los movimientos tectónicos que establecen el relieve actual, y que estarían probablemente relacionados con un relieve muy poco marcado, tipo penillanura, donde se habrían establecido depósitos eólicos, posteriormente resedimentados o retrabajados junto al regolito asociado a la penillanura y a los materiales resultantes de la erosión de pequeños relieves residuales condicionados por los metasedimentos (principalmente cuarcíticos, más resistentes). Les atribuimos tentativamente una edad Oligoceno, relacionándolos así mismo con unas primeras etapas de la sedimentación terciaria arcólica para esta zona.

Sedimentos muy similares a estos han sido vistos por una amplia zona, bordeando los relieves sobre los que se encuentran los afloramientos de esta unidad, pero que por las características litológicas, estructurales y su expresión morfológica han sido integrados en los depósitos de tipo glacis (unidad cartográfica 25) que se comentarán más adelante. Probablemente provengan de la erosión y retrabajamiento de los materiales de la unidad que nos ocupa. Sin embargo cabe la posibilidad que una pequeña parte de dichos afloramientos pueda corresponder a la presente unidad, ya que dada la similitud de facies y la mala calidad de la mayoría de los afloramientos, su identificación en detalle no es sencilla. Sin embargo, los depósitos asociados a los glacis, presentan en general una mayor proporción de matriz arcillosa, la presencia de materiales arcósticos inmaduros, procedentes de los relieves graníticos circundantes, y una falta de cementaciones y/o alteraciones típicas de la presente unidad terciaria.

2.2.3. Arcosas, conglomerados y limos con cementaciones. Oligoceno Mioceno (18)

Se corresponden, junto a la siguiente unidad, con lo que GARCÍA DE FIGUEROLA (1958) denominó "conglomerado poligénico".

Aflora a lo largo de casi todo el contacto entre los sedimentos terciarios de la fosa del Tajo con el basamento hercínico.

Corresponden a arcosas polimícticas cementadas por carbonatos. Los cantes son de cuarzo, feldespato, fragmentos de rocas graníticas y metasedimentarias, y en la mayoría de los afloramientos no suelen superar los 10 cm de diámetro. Los cantes de rocas graníticas son poco abundantes y, cuando se presentan, suelen estar alterados. El cemento es dolomícrito, y muy esporádicamente aparece algo de yeso llenando pequeños poros y grietas.

Son relativamente heterométricas e inmaduras. No se observan estructuras sedimentarias ni estratificación clara, aunque si se ven variaciones granulométricas que podrían definir cuerpos más o menos tabulares, de extensión lateral por lo menos a escala de afloramiento.

La cementación de la unidad no es regular, resaltando en el relieve las zonas más cementadas.

Son numerosos los afloramientos de esta unidad, de los que la mayoría fueron ya citados por GARCÍA DE FIGUEROLA (1958). Son destacables los del sur de Parrillas (Bueyeros, Cuestas Blancas) y Navalcán, y los de la carretera que une Navalcán con la de Oropesa Candeleda (Km. 6,5), o los de la carretera C-502 (Kms. 93 a 94) y camino de Casillas, en sus proximidades.

Un punto óptimo de observación, por la longitud de afloramiento y variedad de facies, es el de la carretera C-502. La base se encuentra en las proximidades del cruce con la carretera de Navalcán. En este corte pueden verse desde facies de conglomerados y areniscas con cantos de metasedimentos (no de granitos) a facies arcillosas muy cementadas, pero dominando generalmente la facies de areniscas.

2.2.4. Conglomerados, bloques, arcosas y limos con cementaciones. Oligoceno Mioceno (19)

El afloramiento más completo y mejor expuesto de esta unidad se encuentra al sur del Cerro de la Granja, en la Cañada del Arriero. La sucesión está formada por la repetición de una secuencia granodecreciente:

Base conglomerática con bloques, de 2 a 3,5 m de potencia. Otro tramo formado por 3 a 4 m de limos arcillosos rojizos, ocasionalmente cementados y con rizoconcreciones carbonatadas de 2 a 5 cm de diámetro. El techo presenta 1 m de limos carbonatados muy cementados, con granos de cuarzo y metasedimentos dispersos.

La base de alguna secuencia no presenta un contacto neto con la anterior, a pesar de la diferencia granulométrica.

Los tramos de conglomerados presentan variaciones importantes en la naturaleza de los cantos que los constituyen. Unos tramos están formados en su mayor parte por filitas, otros por mármoles y otros por mármoles, filitas y cuarcitas. Estas variaciones parecen indicar una proximidad relativa del área de aporte. El grado de cementación de estos tramos está también condicionado por la naturaleza de los cantos, así los que presentan cantos de mármol mas abundantes están muy cementados, mientras que los que presentan únicamente cantos de filitas no poseen prácticamente cemento.

2.2.5. Arcosas, conglomerados, bloques y limos. Mioceno (20)

Son los sedimentos terciarios más abundantes de la Hoja. Se componen básicamente de arcosas, con ocasionales niveles de conglomerados y limos. Pueden asimismo presentar pequeños bloques dispersos.

Corresponden a facies medias de sistemas de abanicos aluviales provenientes del norte. Las facies proximales pueden identificarse con los depósitos de grandes bloques de las siguientes unidades cartográficas (21 y 22).

Las arcosas se presentan en cuerpos sin estructuras sedimentarias internas, al igual que sucede en toda la orla detritica miocena de los flancos Norte y Sur del Sistema Central. Son en general de tamaño de grano medio a grueso con matriz limo arcillosa.

No hemos encontrado, desarrollados sobre las arcosas, los característicos horizontes de hidromorfismo de fuerte coloración rojiza y gris que aparecen en regiones próximas, como en la vecina Hoja de Navamorcuende (602).

Los conglomerados son polimícticos, con cantos de granitoides, cuarzo, esquistos, cuarcitas y microconglomerados cuarcíticos. Suelen ser heterométricos, sin organización interna clara e inmaduros. Los cantos pueden alcanzar los 20 cm de diámetro.

En el NE de la Hoja las arcosas son de tamaño de grano en general más grueso, y son mas inmaduras y heterometricas que en el resto. Pueden intercalar algún cuerpo de conglomerados de bloques (de hasta 70 cm), que relacionan estas facies con los cercanos depósitos de grandes bloques de la unidad cartográfica 21.

En general, sobre las arcosas, se desarrollan formaciones superficiales poco potentes, pero que pueden alcanzar 1 m de espesor, por lo que en superficie suelen ofrecer malas condiciones de afloramiento, sobre todo en las extensas zonas de dehesas y encinares del sur de la Hoja. En las formaciones superficiales que retrabajan los niveles conglomeráticos la litología de los cantos está sesgada hacia los materiales más resistentes (cuarzo y cuarcita), y el tamaño de los cantos también es menor.

En las áreas del sur, algo mas distales dentro de las facies medias de estos abanicos aluviales, el tamaño de grano es proporcionalmente menor, y aparecen niveles de limos y arcillas arenosas algo más desarrollados. Pueden presentar también encostamientos carbonatados edáficos, en forma de láminas discretas centímetricas espaciadas, así como rizoconcreciones carbonatadas.

2.2.6. Grandes bloques, conglomerados y arcosas: a) de naturaleza granítica (21) y b) de naturaleza granítica y metasedimentaria (22). Mioceno

Los materiales de estas unidades pasan lateralmente, de forma gradual, a las arcosas y conglomerados de la unidad cartográfica 20.

Están relacionados con la "formación o depósito de grandes bloques" de HERNÁNDEZ PACHECO (1962), y observada a lo largo de ambos flancos del Sistema Central (ver p.ej. ARENAS *et al.*, 1991a; BELLIDO *et al.*, 1991c; MARTÍN PARRA *et al.*, en prensa).

Se distinguen dos unidades en la cartografía, atendiendo a la naturaleza de los materiales que forman estos depósitos. Esta separación se justifica por el diferente comportamiento de los materiales ante la alteración y erosión, con la consiguiente expresión morfológica diferenciada, y por el interés de controlar las distintas áreas de aporte.

Los depósitos de grandes bloques del cuadrante NO. de la Hoja (unidad 22) se presentan en extensos afloramientos, encuadrados en la pequeña fosa tectónica del río Arbillas. Los bloques de naturaleza cuarcítica pueden alcanzar más de 60 cm de diámetro y hasta 3 m los de naturaleza granítica. Los bloques de granitoides son de litologías variadas, estando los de grano grueso mas alterados, en general, que los de leucogranitos de grano fino. Los de naturaleza metasedimentaria corresponden a filitas y esquistos feldespáticos y a cuarcitas gris azuladas, en las que se distinguen los granos de cuarzo individualizados.

En las zonas planas más elevadas del área de afloramiento parecen dominar, en superficie, los bloques cuarcíticos, debido a su mayor resistencia a la alteración con respecto al granito.

Hay una disminución gradual del tamaño de los bloques y cantos hacia el Sur.

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, para los que se ha deducido una edad Aragoniense (Mioceno medio) y que son considerados como el registro sedimentario de importantes movimientos tectónicos alpinos y de estructuración del Sistema Central.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno-Holoceno

2.3.1.1. Arenas, limos y cantos. Aluvial Coluvial (23)

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 fino y de matriz, en general, abundante.

2.3.1.2. Cantos y arenas. Derrubios de ladera (24)

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.

2.3.1.3. Arenas, limos y cantos. Glacis (25)

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

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

Su génesis está ligada al encajamiento de la red fluvial.

Hay que destacar los glacis que bordean los relieves del área sureste de la Hoja, en la fosa del Guadyerbas. Se caracterizan por ser unos extensos arenales, en general de color blanco, pero localmente, y hacia la cabecera, pueden ser de tonos rojizos. La naturaleza y textura de los granos de arena son, en su mayor parte, muy similares a los de la unidad cartográfica 17. El material que constituye estos glacis procede, probablemente, de la erosión de los sedimentos de dicha unidad, la cual cubriría una extensión de terreno amplia, pero que en la actualidad se reduce a unos pocos afloramientos aislados.

Los sedimentos propios de estos glacis se pueden diferenciar de los de la mencionada unidad terciaria por presentar una mayor proporción de matriz arcillosa, materiales arcósticos inma-

duros, procedentes de los relieves graníticos circundantes, y una falta de cementaciones y/o alteraciones típicas de la aquella. Sin embargo, en detalle, es posible que una pequeña parte de los materiales que se han cartografiado como glacis pudieran formar parte realmente de los depósitos terciarios.

2.3.2. Pleistoceno

2.3.2.1. Terrazas (26, 27, 28)

Las terrazas representadas corresponden a los ríos Guadyerbas, Tietar y Arbillas o a alguno de sus afluentes.

Son depósitos de arenas y cantos de cuarcita, granitos y cuarzo poco o nada consolidados. En las zonas donde discurren encajados o próximos a los relieves mayores, los materiales que los constituyen son principalmente bloques graníticos, y ocasionalmente de metasedimentos.

2.3.3. Holoceno

2.3.3.1. Arenas, gravas y limos. Conos de deyección (29)

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

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

2.3.3.2. Arenas, gravas y limos. Llanuras de inundación (30)

Corresponden a depósitos principalmente arenosos, y en menor proporción de tamaños finos, limos y arcillas. Los depósitos más gruesos, gravas, se localizan, en general, asociados al río Tietar. En general son de poca potencia.

2.3.3.3. Arenas, gravas y limos. Fondo de valle (31)

Están ligados a los cursos fluviales (estacionales o no) y constituidos por gravas y arenas de litología variada, dominando los más resistentes, como cuarcitas, cuarzo, leucogranitos, etc. Los detríticos más gruesos se encuentran en los cauces de los ríos Tietar y Arbillas, donde las litologías dominantes de los cantos son las graníticas.

En algunos tramos del cauce del río Tietar se desarrollan depósitos de barras arenosas. En las proximidades de las Cuevas del Aguilu se encuentran abundantes conchas del bivalvo de agua dulce Unio, dispersas en la superficie de estos sedimentos.

3. TECTÓNICA

En el área comprendida en la Hoja de Navalcarnero se reconocen los efectos de las orogenias Alpina y Hercínica. 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 principal reflejo en la Hoja es la existencia de las depresiones de los ríos Guadarrama y Tiétar, así como la depresión del Cerro del Lobo-Monte del rincón, rellena por materiales terciarios y cuaternarios (NO. de la Hoja). A estos bloques se adaptan mediante fallas y ocasionalmente pliegues los sedimentos terciarios. 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 preordovícicos existentes en la Hoja, así como de los eventos ígneos que dan lugar a la intrusión de la gran extensión de granitoides existentes. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores, tanto en materiales metasedimentarios como ortoderivados (metagranitos) en la Hoja.

3.1. OROGENIA HERCÍNICA

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

Las primeras fases de deformación solo afectan a las rocas metamórficas ortoderivadas (metagranitos) y paraderivadas (metasedimentos) que constituyen buena parte de los afloramientos de la Hoja, mientras que las rocas granítoides del sector E. de la Hoja solo están afectadas por las últimas (granitoides tardicinemáticos).

3.1.1. Primera fase de deformación (D_1).

El área de la Hoja de Navalcarnero pertenece al Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centro-Ibérica, definido por DÍEZ BALDA *et al.* (1990). En este dominio la primera fase de deformación hercínica genera pliegues subverticales de gran longitud de onda, con una foliación (S_1) asociada paralela a su plano axial.

Esta foliación está modificada y reorientada por las deformaciones posteriores, que en la mayor parte del área de esta Hoja llegan a borrarla casi totalmente.

En el área situada al N. de Cerro Ayuso-Cerro de la Granja, la foliación principal es una foliación primaria (S_1) de tipo "slaty cleavage" en tránsito a "schistosity", más al N., a "schistosity", más al S. Esta S_1 es subparalela a S_0 , definida por una fina laminación pelítico limolítico.

ca y está definida por la orientación de micas, principalmente moscovita, y en menor proporción biotita; si bien la recristalización estática, más intensa cuanto más al S., puede haberla modificado.

3.1.2. Segunda fase de deformación (D_2).

En este sector, como en algunos otros del Dominio de los Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA, 1986; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990) se reconoce una segunda fase de deformación que origina nuevas estructuras que se sobreimponen a las de D_1 introduciendo en las rocas una deformación interna y una textura que borra en amplias zonas a las ya existentes.

Se caracteriza por la generación de anchas zonas de cizalla subhorizontales que afloran exclusivamente en la parte N. del dominio, en general en núcleos de antiformes de tercera fase (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990). En estas áreas desarrolla pliegues menores fuertemente asimétricos, así como "pliegues en vaina" (sheath folds) que afectan a la primera foliación (S_1) y desarrollan una nueva foliación subhorizontal (S_2). A esta etapa de deformación se puede atribuir en su mayor parte la foliación más penetrativa encontrada en los afloramientos metasedimentarios y en parte de los de granitoides sincinemáticos de la Hoja, que probablemente ha borrado a la foliación anterior (S_1) que debieron tener estas rocas. Esta foliación debió de generarse en condiciones de sillimanita pues en muchos casos es este mineral el que define la foliación rodeando a minerales metamórficos previos, como ocurre en la vecina Hoja de Navamorcuende (602), donde rodea a granates.

En relación con D_2 se debieron desarrollar fábricas planolineares, subparalelas a los contactos litológicos y rocas miloníticas con presencia de una lineación muy marcada sobre el plano de foliación, como las observadas en la vecina Hoja de Navamorcuende (602). No obstante, la intensidad alcanzada por el metamorfismo regional posteriormente a su generación (M_2) y localmente por el metamorfismo de contacto así como por las zonas de cizalla tardihercínicas, han borrado parcialmente o modificado esta foliación impidiendo una mejor caracterización.

En el área situada al N. de Cerro Ayuso-Cerro de la Granja, situada a techo de una cizalla dúctil-frágil extensional tardihercínica, con movimiento hacia el N., de dirección NO-SE (ver esquema tectónico de la Hoja), se observa hacia la base de este bloque de techo que la foliación principal (S_2) es de crenulación de una anterior primaria (S_1). Es muy penetrativa y desarrolla un intenso bandeadío tectónico. Localmente se observan pliegues menores centimétricos de muy bajo ángulo entre flancos, de los cuales esta foliación es plano axial.

3.1.3. Tercera fase de deformación (D_3).

Los datos sobre esta fase de deformación son escasos, debidos en parte a la intensa recristalización metamórfica producida por M_2 , cuyo pico metamórfico es posterior a la misma.

No obstante, parece que en los afloramientos metamórficos existentes en la vecina Hoja de Navamorcuende se desarrolló una fase de replegamiento, probablemente retrovergente, de pliegues de ángulo entre flancos relativamente bajo (30° - 60°), similar en parte a la descrita

en zonas profundas del Sistema Central situadas al E. de este sector (MACAYA *et al.*, 1991; BELLIDO *et al.*, 1991 b y c; AZOR *et al.*, en prensa).

Estos pliegues afectan a S_2 y desarrollan una foliación de crenulación de plano axial, cuya dirección es variable, debido a plegamientos posteriores.

En la presente Hoja de Navalcán, solo se han observado algunos pliegues menores quizá asimilables a estos, en la zona de bajo grado metamórfico situada en el sector N. del área Cerro Ayuso-Cerro de la Granja. La dirección de sus ejes es ONO-ESE con inclinación variable, aunque baja, tanto al ONO. como al ESE, debido a deformaciones posteriores. Sus planos axiales llevan aproximadamente esta misma dirección y buzan tanto al S. como al N. debido a deformaciones posteriores.

Estos pliegues afectan a S_1 y S_2 , plegándolas y están recristalizados y poligonizados por metamorfismo estático.

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

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

Existen dos direcciones diferenciadas: una NNO-SSE. y cuyos ejes varían entre subhorizontales, e inclinados 20-30° al N. en la mayoría de los casos con el plano axial subvertical. Su geometría es de flancos muy abiertos.

La otra dirección es aproximadamente E-O a ESE-ONO. La inclinación de los ejes varía entre 30°ESE y 30°ONO y su plano axial es también subvertical. Los pliegues son un poco más apretados que los de tendencia más norteada.

A la primera de estas dos directrices (norteada) se le ha denominado en otros sectores del Sistema Central D_4 y a la segunda D_5 , si bien su relación en el tiempo no está clara y no se puede descartar su simultaneidad e incluso un orden temporal inverso (BELLIDO *et al.*, 1991 b y c). En la Hoja de Navalcán los datos parecen apoyar esta última hipótesis pues los pliegues de eje aproximadamente E-O parece estar plegados por los de dirección más norteada.

3.1.5. Fracturación tardihercínica.

A continuación de las deformaciones dúctiles se genera una densa red de fracturación y algunos 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, 1976, 1981 a y b, 1982; UBANELL y DOBLAS, 1988 a y b; DOBLAS, 1987, 1988, 1990 a y b, 1991; DOBLAS *et al.*, 1983, 1988; DOBLAS y RUBIO, 1990; DOBLAS y UBANELL, 1991). Los movimientos tectónicos del ciclo alpino reactivaron una parte importante de las fracturas

tardihercínicas, lo que dificulta su interpretación dinámica. 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 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) Cizallas de carácter dúctil-frágil extensionales con movimiento hacia el SSE. y hacia el ENE.

Las primeras han sido representadas en el esquema tectónico de la Hoja. Están situadas al N. de las localidades de Parrillas y Navalcán. Llevan una dirección que varía entre E-O y NO-SE. Están constituidas por varias bandas, en general menores de 1 m. de espesor de ultramilonitas y milonitas dúctil-frágiles desarrolladas sobre granitoides sincinemáticos.

Muestran una foliación milonítica que varía entre N78E y N134E buzando en general de 15 a 40° al S. ó SO, con una estría en general entre N154 y 174E inclinada 10-20° al S.

Los criterios cinemáticos (colas de presión asimétricas, micropliegues ultramiloníticos, etc.) indican movimiento extensional hacia el SSE.

La banda extensional hacia el ENE, se encuentra en el SE. de la Hoja, aflorando bien en la carretera de Talavera a Montesclaros y Hontanares (entre los Km. 3,7 y 3,8). Tiene un espesor de varias decenas de metros y lleva una dirección NE-SO, y se desarrolla sobre granitoides tardicinemáticos. Parece continuación de la banda que aflora al O. de Marrupe en la vecina Hoja de Navamorcuende (602). Presenta milonitas dúctil-frágil, con colas de presión asimétricas sobre fenoclastos de feldespatos, así como desarrollo de texturas S/C y ECC,s asociadas. La foliación milonítica varía entre N38 y 58E buzando entre 30 y 60° al SE. Se han medido estrías de dirección N78E con inclinación de 20° al NNE. Los criterios cinemáticos muestran movimiento hacia el NNE. En el afloramiento de la carretera antes citada se observa que esta banda milonítica se apoya sobre materiales terciarios mediante una falla inversa alpina, pareciendo que la foliación milonítica está plegada.

A algunas de estas cizallas DOBLAS y RUBIO (1989) y DOBLAS (1990) les atribuyen el carácter de dislocaciones antitéticas atípicas de un sistema extensional hacia el N.

b) Cizallas de carácter dúctil-frágil extensionales con movimiento hacia el N.

Se observan en el área de la Hoja la existencia de dos cizallas extensionales importantes, de estas características (ver esquema tectónico). La primera transcurre fundamentalmente desde el valle del río Guadyerbas hacia el NO. primero y ONO. después, hasta aproximadamente la confluencia del río Arenal en el río Tiétar. La segunda se sitúa en la esquina SE. de la Hoja inmediatamente al N. de las localidades de Segurilla y Mejorada.

La primera de estas bandas de cizalla es la más importante de la Hoja, con un recorrido de unos 17 kms. desde el río Tiétar al Guadyerbas y su posible prolongación por 3 km. más al S. del río Guadyerbas, hasta el arroyo de los Huertos.

Se trata de una zona de cizalla frágil-dúctil distribuida con una anchura media de afloramiento de unos 3 kms., que comienza, al S. del río Guadyerbas con una orientación NNO-SSE girando hacia el NO. y ONO.

Esta cizalla se caracteriza por el desarrollo de numerosas bandas de máxima deformación, miloníticas y ultramiloníticas de espesores entre centimétrico y superior a 5 m. y milonitas S/C entre ellas.

En la rama SSE la foliación milonítica tiene buzamientos altos, en general comprendidos entre 50 y 70° al E, mientras en la rama ONO, éstos suelen estar comprendidos entre 35 y 60° al N. En los planos de foliación se observan estrías de dirección norteada, variando en su mayoría entre N156 y 170E, con algunas locales de dirección entre N10-15E. Su inclinación es siempre al N.

Los criterios cinemáticos (texturas S/C, colas de presión asimétricas, fanocristales rotados, etc.) indican todos movimiento extensional hacia el N, combinado en el sector SE de la cizalla con un movimiento de desgarre senestro.

Se observan algunas bandas menores asociadas, como la que afecta al sector norte del afloramiento de Montesclaros-Hontanares, que parece inclinarse hacia el S. con ésta.

Esta cizalla produce un salto metamórfico, observable sobre todo en el sector N. del área Cerro Ayuso-Cerro de la Granja, donde el metamorfismo regional a muro está en el límite medio alto grado (silimanita + feldespato potásico) mientras que a techo solo alcanza el bajo grado (biotita). Algo similar ocurre con el metamorfismo de contacto, que a muro alcanza la andalucita, mientras que a techo genera solo biotita.

La segunda de las bandas de cizalla citadas en este apartado, denominada Banda de Cizalla de Segurilla-Cervera de los Montes, es de características similares si bien su espesor observado es al menos de 1,5 kms. Su dirección general va NE-SO, y desarrolla texturas S/C donde los planos S están muy tendidos o buzan suavemente al N y los planos C van entre N40 y 50E buzando al N entre 30 y 50° en general. Sobre ellos se generan estrías cuya dirección varía entre N155 y 175E incluidas al N. Los planos C están espaciados entre 1 y 2 cms.

Todos los criterios cinemáticos indican movimiento extensional hacia el N.

c) Fallas NE-SO.

Los granitoides y materiales metasedimentarios de la Hoja están afectados por una red de fracturación de dirección NE-SO, en ocasiones rellenas por cuarzo, que en buena parte deben haberse generado en tiempos tardihercínicos, posteriormente a las anteriormente descritas.

No obstante algunas pueden ser alpinas o haberse reactivado en tiempos alpinos como se deduce de la cartografía, pues ponen en contacto materiales neógenos con materiales afectados por la Orogenia Hercínica. Estas fracturas se presentan subverticales o buzando 70-80° al E. La deformación asociada a las mismas es totalmente frágil desarrollando cataclasitas y algunas bandas centimétricas de ultracataclasitas verdes.

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. Estas fallas, a menudo representan antiguas fracturas tardihercínicas reactivadas, con distinto movimiento del que tuvieron en tiempos tardihercínicos. De este modo solo se deben tener en cuenta como alpinas las fracturas que afecten a algún marcador alpino o posthercínico, superficies morfoestructurales y sedimentos terciarios. 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 675 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 actividad tectónica alpina desestructura y desnivela la primitiva superficie poligénica (penillanura gravada y exhumada) precenozoica. Quedan numerosos vestigios de la misma en la Hoja, como la extensa superficie basculada del norte de Navalcarnero, o la de la zona de Montesclaros al noreste.

En esta zona nos encontramos con dos principales sistemas de fracturación alpina: uno de direcciones próximas a NE-SO. y otro de tendencia E-O. El primero corresponde a las direcciones principales de la Sierra de Guadarrama, y del borde norte de los sedimentos terciarios de la Cuenca del Tajo, y el segundo a las principales estructuras de la Sierra de Gredos y de la sedimentación terciaria de Campo Arañuelo. Los dos sistemas han debido de jugar alternativamente durante los tiempos alpinos, sin embargo parece que los de tendencia NE-SO cortan en algunos puntos a los de tendencia E-O.

Las depresiones tectónicas de la Hoja están condicionadas por los dos sistemas, pero en las del Guadyerbas, Alto Tietar o del Arbillas dominan las direcciones NE-SO. Coincidien asimismo con las fracturas que afectan a los sedimentos terciarios.

En la pequeña fosa del Arroyo Marrupejo puede observarse claramente un ejemplo de falla inversa, en la carretera de Segurilla a Montesclaros, donde el granito, fuertemente milonitizado, cobija arcosas terciarias.

La edad de los sistemas de fallas es difícil de precisar, sin embargo, por criterios regionales de ambas mesetas, puede suponerse que sus momentos principales de actividad sean Oligoceno superior-Mioceno medio (Aragoniente).

3.3. NEOTECTÓNICA

Si bien no se han observado deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios del área, si que existen anomalías geomorfológicas que apuntan la existencia de cierta actividad tectónica reciente.

Destacan por su envergadura los desniveles existentes entre distintos retazos de una superficie de erosión que afecta a amplias zonas de la Hoja. La magnitud de estas deformaciones es de orden decamétrico, pero, dada la inseguridad acerca de la edad de esta superficie, es difícil asegurar que correspondan a la época neotectónica.

En la zona sur de la Hoja, el arroyo del Estanque y el de Riolobos cortan depósitos de glaciación oblicuamente a la dirección de gradiente gravitacional máximo. Así mismo, el río Guadyerbas sufre un desplazamiento importante hacia el norte después del depósito de la terraza de +35 m. Estas anomalías, junto con algunos lineamientos que afectan a depósitos cuaternarios y pueden ser reflejo de fracturas, apuntan la existencia de un hundimiento del margen norte de la Cuenca del Tajo durante épocas recientes (Pleistoceno Medio o Superior).

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Navalcarnero se desarrolla al Este de la confluencia de los ríos Tiétar y Guadyerbas, correspondientes a la Cuenca Occidental del Tajo, ocupando gran parte de sus respectivos valles.

El clima presente en la zona puede definirse, a grandes rasgos, como de carácter templado mediterráneo. Sin embargo, en función de su situación geográfica y peculiaridades de carácter orográfico, presenta una serie de modificaciones que le acercan a un clima de tipo templado húmedo.

En este sentido, la influencia de las perturbaciones atlánticas hace que las precipitaciones medias anuales sean relativamente elevadas, oscilando entre 800 y 1600 mm/año en el período entre 1940 y 1980.

Por otra parte, la situación en zonas internas de la península, le confiere un carácter continental, manifiesto en los contrastes de temperatura entre el invierno y los meses estivales, que puede sobrepasar los 20°C, siendo la temperatura media anual para los años de 1940 a 1985 de 14 a 16°C.

El relieve presente es suave, desarrollándose entre altitudes que oscilan entre más de 300 m y menos de 700, situándose la máxima cota en el cuadrante nororiental de la hoja, en el Empedrado, que presenta 675 m de altitud.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

El zócalo, constituido básicamente por rocas graníticas y metasedimentos, ocupa la mayor parte de la Hoja, quedando los sedimentos terciarios relegados a la parte suroccidental y a una estrecha banda en el límite norte de la misma, en su zona central.

La estructura general de la Hoja queda directamente influida por este zócalo y la fracturación que le afecta. Esta fracturación se agrupa según tres familias dominantes, cuyas orientaciones son NE-SO, E O. y NO-SE.

La presencia de estas fracturas condiciona notablemente la distribución de los afloramientos de rocas metasedimentarias y terciarias, y el trazado de la red fluvial.

En general, el relieve presenta una serie de unidades de carácter más o menos alargado en dirección E-O. Al Norte aparece el valle del Tiétar, situado entre la sierra de Gredos y el bloque de San Vicente. En la parte central de la hoja, discurre por una pequeña fosa rellena de materiales terciarios, al Oeste de la cual sufre una inflexión brusca reorientándose en dirección NE-SO. y adentrándose en materiales paleozóicos.

En la esquina noroccidental de la hoja aparecen restos de una superficie erosiva que se correlaciona con la de la plataforma de la Vera y la del bloque de San Vicente.

Entre los ríos Tiétar y Guadyerbas, aparece una nueva unidad, perteneciente al bloque de San Vicente, afectada por una extensa superficie erosiva. Queda dividida en dos mitades por los afloramientos de rocas metamórficas de Montesclascos, que presentan una orientación NNO-SSE. En la mitad oriental, la superficie queda muy bien conservada, mientras que en la occidental está degradada casi en su totalidad.

Al Sur de esta Unidad aparece la depresión del Guadyerbas, de origen netamente tectónico, que enlaza hacia el Oeste con la cuenca terciaria del Tajo.,

4.2.2. Estudio del modelado

4.2.2.1. *Formas estructurales*

Como hemos apuntado más arriba, la fracturación que afecta al zócalo condiciona en gran medida la morfología de la zona. Innumerables tramos de la red fluvial discurren a favor de fracturas, así, el río Tiétar por ejemplo, en su tramo más occidental, pasa a estar encajado en los materiales del zócalo, presentando un carácter de falso meandriforme.

En la cartografía se han representado algunos escarpes de falla, más o menos degradados, y alineaciones morfológicas de cierta continuidad. También se han representado algunas crestas y cerros cónicos.

4.2.2.2. Formas poligénicas

El elemento geomorfológico de origen poligénico mejor representado lo constituye una superficie de erosión desarrollada fundamentalmente en la mitad oriental de la hoja, en el bloque de San Vicente. También se localizan algunos retazos en la esquina noroccidental, donde constituye pequeñas hombreras al pie del escarpe de la Sierra de Gredos.

Las superficies de erosión del Sistema Central constituyen una problemática, ampliamente tratada en la bibliografía, pero que, sin embargo, quizás no se ha resuelto de forma definitiva.

Los primeros trabajos detallados sobre este tema plantearon dos modelos antagónicos. Por un lado el de SCHWENZNER (1973) que establecía la existencia de un nivel de cumbres y por debajo de él hasta tres superficies escalonadas y generadas desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario. Por otro lado BIROT y SOLE SABARIS (1954), postulaban la existencia de una única superficie fundamental, elaborada durante el Mesozoico, con retoques posteriores y desnivelada tectónicamente. Por debajo de la misma distinguían los aplanamientos rocosos o pediments ligados a las etapas iniciales en la incisión de la red hidrográfica actual.

Diversos autores posteriores (PEDRAZA, 1973, 1978; GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL, 1978; GARZÓN HEYDT, 1980; GARZÓN, PEDRAZA y UBANEll, 1982; PEDRAZA, 1989; y CENTENO CARRILLO, 1989) entre otros, han realizado estudios detallados sobre dichas superficies, contemplando modelos climáticos en la elaboración de sus formas menores, alteraciones, etc. y tratando de conciliar en todo momento los dos modelos antagónicos ya mencionados, aunque en lo esencial han seguido manteniendo el modelo SCHWENZNER de superficies escalonadas.

No obstante, los trabajos recientes de VÁZQUEZ (1986) y MORENO (1990) están más próximos al modelo de BIROT y SOLÉ (*op. cit.*), mostrando la existencia de una única superficie, fuertemente compartimentada y desnivelada por la tectónica, con relieves residuales de tipos diversos y otra superficie de glaci planación encajada en la anterior durante el Pliocuaternario.

En el seno de la Hoja no aparecen sectores elevados de esta superficie, sino sectores bajos. Además son reconocibles fragmentos de la superficie inferior encajada. Estos quedan bien representados en la zona centrooccidental de la Hoja, al norte de Navalcán y Parrillas. En la esquina suroriental de la Hoja, la superficie inferior rodea cerros residuales de la superior, estableciéndose un contacto festoneado entre ambas.

Asociadas con estas superficies se reconocen otras formas de menor escala, berrocales, *inselbergs*, domos, etc.

Como formaciones superficiales de origen poligénico destacan las alteraciones caolínicas, que afectan de forma extensa a casi todos los materiales graníticos de la zona.

También se han localizado depósitos de glacis, pertenecientes al menos a tres generaciones diferentes. Alcanzan su mayor extensión en relación con los depósitos terciarios de las cuencas del Tajo y Tiétar.

Se han considerado depósitos de origen aluvial-coluvial, aquellos que ocupan valladas más o menos extensas y zonas deprimidas con drenaje superficial poco definido.

4.2.2.3. Formas fluviales

Las formas fluviales tienen también buena representación en la superficie de la hoja. Como formas de carácter deposicional se han diferenciado los fondos de valle, de morfología en general plana, que ocupan el fondo de los principales ríos así como algunos otros valles afluentes de éstos.

Sobre estos depósitos, a unos 3 ó 4 m, se sitúa una llanura de inundación que se presenta en zonas generalmente discontinuas. Por encima de ésta se han diferenciado cuatro niveles de terrazas, situados a cotas relativas de +8-12 m, +20-25 m, +35-40 m y +70 m, sobre el cauce actual de los ríos.

Estos niveles pueden correlacionarse con los depósitos de glacis arriba mencionados, de forma que el glacis más alto se correlaciona con la terraza de +70 m, el medio con la de 35-40 m, y el inferior con la de +20-25 m, llegando a solaparla, pero sin alcanzar a la de +8 12 m.

Se han localizado asimismo algunos conos aluviales que enlazan con la llanura de inundación o con el aluvial actual de los cursos fluviales.

Como formas erosivas destacan las incisiones lineales de cierta intensidad y erosiones laterales en los cauces de los ríos principales.

Se han cartografiado también zonas de arrollada difusa, capturas fluviales, zonas de cauces con pendiente elevada, difluencias en la red y aristas en los interfluvios.

4.2.2.4. Formas de laderas

Solamente se han diferenciado laderas regularizadas, preferentemente en el ángulo noroccidental de la hoja, donde las laderas aparecen cubiertas por detritos provenientes del desmantelamiento del glacis superior presente en esa zona; y coluviones, que se desarrollan en algunas laderas de pendiente considerable.

4.2.2.5. Formas kársticas

Únicamente se ha representado una cueva con este origen en el Cerro del Aguilu, sito al norte del río Tiétar, desarrollada sobre calizas cámbicas.

4.2.2.6. Formas antrópicas

Se han cartografiado solamente los núcleos de población, unos frentes de cantera al sur de Montesclaros y bancales de repoblación forestal en el Cerro del Lobo, en el noroeste de la hoja.

4.2.3. Formaciones superficiales

4.2.3.1. Alteritas

La formación superficial de mayor extensión en la hoja la constituyen las alteraciones que afectan a la mayoría de los granitoideos del área. Se trata de un potente "lehm", mejor conservado en la zona oriental de la hoja, y que puede alcanzar los 40 m de potencia. La parte superior está formada por un saprolito deleznable que pasa progresivamente en zonas más profundas a estructuras en escamas rodeando bolos de granito menos alterados.

4.2.3.2. Glacis

Quedan constituidos por gravas y cantes mayoritariamente de cuarzo y cuarcitas. Aparecen proporciones considerables de matriz limo- arcillosa. El nivel de glacis inferior es casi exclusivamente arenoso, siendo los cantes muy esporádicos. También tiene matriz limo- arcillosa.

4.2.3.3. Fondo de valle

Cuando no tienen un origen estrictamente fluvial, están constituidas básicamente por limos arcillosos con cantes milimétricos y centimétricos de cuarzo, feldespato y cuarcitas.

4.2.3.4. Depósitos fluviales

El fondo de valle y los conos aluviales, especialmente el abanico que entra por el norte de la hoja, están formados por gravas gruesas y bloques redondeados de granito, muchas veces arenizados, empastados en una matriz limo- arcillosa.

Las terrazas inferiores presentan una composición dominante de cantes graníticos, siendo el resto pegmatitas, pórifidos y metasedimentos. En la zona suroccidental, están constituidas casi exclusivamente por arenas.

El nivel de terraza más alto, se compone casi exclusivamente de cantes de cuarcita en matriz arenolimosa.

4.2.3.5. Depósitos coluviales

Se trata de depósitos desorganizados y, en general, de poco espesor. Su composición es a base de cantes escasamente transportados, a veces heredados de formaciones superficiales más antiguas, empastadas en una matriz limo- arenosa.

4.2.4. Evolución geomorfológica

Durante los movimientos tectónicos acaecidos durante el Terciario (posiblemente la fase Pirenáica pero fundamentalmente durante las fases Castellana y Neocastellana, en el sentido

de AGUIRRE *et al.*, 1977), se generó el relieve principal del Sistema Central, de forma que la superficie inicial quedó fuertemente compartimentada y basculada, perdiendo sus alteritas y regolitos que fueron a llenar las cuencas correspondientes a los bloques hundidos.

En la hoja de Navalcarán, dicha superficie quedó sin embargo, en una posición relativamente deprimida, lo cual hizo posible su evolución posterior mediante la profundización de los perfiles de alteración y posiblemente un desmantelamiento simultáneo y paulatino, acentuándose las formas correspondientes a una superficie grabada ("inselbergs", "tors" y berrocales en general).

La incisión fluvial posterior y generalizada durante el Plio-Cuaternario, ha evacuado ya parte del relleno de la cuenca y se ha encajado en la plataforma erosiva aprovechando las zonas de fractura y haciendo resaltar de nuevo su compartimentación y los escalones tectónicos producidos durante o después de su desnivelación.

Durante esta etapa, condicionado por los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario, los diferentes ríos de la zona desarrollan unos sistemas de terrazas escalonadas, mientras que se forman depósitos transversales a los cursos con morfología de glacis.

4.2.5. Procesos actuales

Los principales procesos actuales presentes en la hoja están relacionados con la dinámica de las aguas corrientes, incisión vertical de barrancos, zapa basal en escarpes, desplomes, reguerización y acarcavamiento son los procesos más destacados.

Estos procesos están ligados al régimen climático del área (caracterizado por una acentuada semiaridez en los meses de verano), a las altas pendientes existentes en las laderas de algunos tramos de los valles y al carácter lábil de los sedimentos terciarios. También hay que destacar las esporádicas inundaciones que pueden afectar a la llanura de inundación de los ríos.

En las zonas de relieve más enérgico se han detectado procesos de reptación de carácter muy local.

5. PETROLOGÍA

5.1. GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS HERCÍNICOS

Representan algo menos de la mitad de los granitoides existentes en la Hoja. Sus relaciones con los metasedimentos existentes son intrusivas, observándose que han sido afectados por todas o al menos parte de las etapas deformativas hercínicas que han sufrido éstos, así como por un metamorfismo regional similar y un metamorfismo de contacto en las zonas próximas a los granitoides tardicinemáticos.

Se han separado dos grupos de granitoides sincinemáticos, unas adamellitas biotíticas de grano medio, porfídicas con sillimanita (4) y un grupo de leucogranitos de dos micas foliados con sillimanita con tres facies que varían en el tamaño de grano y en el porfidismo (5, 6 y 7).

5.1.1 Adamellitas bióticas de grano medio, porfídicas con sillimanita (4)

Ocupan una amplia extensión en el sector centro-oeste de la Hoja.

Se trata de granitoides bióticos, que con cierta frecuencia contienen moscovita minoritaria en su mayoría secundaria, de grano medio, porfídicos, que pueden llegar a tener una alta densidad de megacristales de feldespato y localmente solo presentan megacristales dispersos.

Los megacristales de feldespato suelen ser rectangulares y su dimensión mayor varía entre 2 y 4 cms. principalmente, aunque puntualmente pueden alcanzar hasta 7 cms. Ocasionalmente presentan algunos cuarzos individualizados de 3 a 4 mm.

Se observa en general una foliación recristalizada, localmente desestructurada.

Contiene con frecuencia enclaves surmicáceos y restíticos constituidos por biotita sillimanita desde 1 a 2 cms. hasta 30 cms., así como enclaves de metaareniscas de hasta 9 cms.

Se han observado también enclaves microgranulares oscuros, de carácter tonalítico, en ocasiones microporfídicos, con fenocristales de plagioclase de 2 a 5 mm., también foliados. Alcanzan tamaños de hasta 15 cms.

Muestran con cierta frecuencia agregados de cuarzo subesféricos entre 5 y 20 cms.

Se ha observado alguna vena cuarzo feldespática centimétrica plegada.

Ocasionalmente se encuentran removilizados cuarzo-feldespáticos no deformados.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y con frecuencia, aunque en menor proporción moscovita; si bien esta última en buena parte parece secundaria. Puntualmente se observa sillimanita como mineral principal aunque minoritario. En proporciones accesorias muestra minerales opacos, apatito, círcón, silimanita y con menos frecuencia cordierita, andalucita y raramente turmalina.

La silimanita se presenta en ocasiones como haces de fibrolita orientados paralelamente a la foliación. Es muy frecuente encontrar silimanita prismática incluida en placas tardías de moscovita, así como en feldespato potásico y en plagioclase.

La andalucita cuando aparece está retrogradada en los bordes a moscovita o está incluida en placas tardías de moscovita.

La cordierita se presenta idiomorfa a subidiomorfa transformada en pinnita y agregados de moscovita y micas verdes.

Se observan en algunos casos simplectitas de cuarzo y moscovita. Cuando la roca está afectada por cizallas dúctil-frágiles tardihercínicas se observa que las biotitas están retrogradadas en los bordes a moscovita y minerales opacos.

Los enclaves microgranulares oscuros son de carácter tonalítico y están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, apatito y círcón, así como algo de moscovita secundaria. Contiene algunos microfeno-cristales de plagioclasa y muestran una foliación recristalizada definida por la orientación de la biotita.

5.1.2. Leucogranitos de dos micas foliados con sillimanita (5). Facies de grano fino-medio, porfídicas (6). Facies de grano grueso, porfídicas (7)

Se han cartografiado tres facies distintas en estos granitoides: una facies de grano medio-fino no porfidica (5), otra facies de grano fino medio porfidica (6), y otra de grano grueso porfidica (7). La primera de estas facies comprende algunas bandas estrechas, de anchura inferior a 500 m. con dirección NO-SE, la más larga de las cuales alcanza más de 9 km. de longitud.

Son leucogranitos de dos micas y moscovíticos a veces con turmalina de grano medio a fino foliados con silimanita accesoria. Se observa alguna facies pegmatoide con moscovita y turmalina y algún agregado de cuarzo globoso centimétrico.

Se observa una foliación, en la mayoría de los afloramientos, relacionada con deformación de cizalla extensional frágil-dúctil tardihercínica que enmascara a las deformaciones anteriores.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita en unos casos, o solo moscovita en otros. En proporciones accesorias contienen apatito, y minerales opacos sobre todo y con menor frecuencia silimanita y círcón. En los granitoides moscovíticos, en ocasiones hay biotita accesoria.

La silimanita se presenta alterada incluida en placas de moscovita y en feldespato potásico.

Las facies porfídicas de grano fino medio (6) se encuentran representadas en el sector central de la Hoja, al N. del río Guadyerbas y son macizos alargados en dirección NO-SE. Se trata de leucogranitos de dos micas de grano medio fino, en general muy porfídicos, con megacristales de feldespato potásico rectangulares, cuyo tamaño máximo está comprendido principalmente entre 1 y 2 cm. de longitud, aunque localmente pueden alcanzar de 3 a 5 cms. Presentan muy escasos enclaves, si bien se han observado algunos esquistos de 1,5 a 6 cms., así como algunos enclaves surmicáceos de agregados de biotita silimanita de 1 a 2 cms. Asimismo se observó algún enclave, muy escaso, microgranular oscuro de unos 5 cm.

Se observan algunas facies aplítoides con turmalina y pegmatoides con moscovita y turmalina así como removilizados cuarzo-feldespáticos.

Presentan una foliación relicta recristalizada, obliterada en amplias zonas por la foliación desarrrollada por la cizalla extensional dúctil-frágil tardihercínica que les afecta.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. En proporciones accesorias contienen sobre todo minerales opacos, apatito, silimanita y círcón y en algún caso andalucita y posiblemente cordierita.

La silimanita se presenta como haces de fibrolita o prismas muy elongados que se orientan paralelamente a la foliación. También se la encuentra incluida en placas de moscovita tardía, en plagioclasa y en menor proporción en feldespato potásico y en relación con cuarzo. La andalucita cuando aparece es reaccional incluida en masas de sericita moscovita o en placas de moscovita tardía y parece relacionada con el metamorfismo de contacto generado por los granitoides tardicinemáticos.

Se han observado algunos seudomorfos serícito-pinníticos posiblemente de alteración de cordierita.

Las facies porfídicas de grano grueso (7) están representadas principalmente al N. del embalse de Navalcán y al NO. de Montesclaros; existiendo también afloramientos en las esquinas NO. y SE. de la Hoja. Se trata de leucogranitos a leucomellitas de dos micas, si bien puntualmente aparecen términos con biotita o con moscovita accesorias, de grano grueso y a veces medio porfídicos. Los megacristales de feldespato potásico son rectangulares y tienen dimensiones mayores que oscilan entre 2 y 4 cms., alcanzando puntualmente 5 cms. y están poco contrastados con la mesostasia, en general. Se observan en algunos casos cuarzos desde 5 ó 6 mm. a 1 cm.

Los enclaves son escasos, habiéndose observado algunos de metasedimentos areniscosos de 2 a 3 cms., así como surmicáceos (3 cm.) y microgranulares grises, que pueden alcanzar 2 ó 3 cms. Presenta una foliación y orientación de megacristales que afecta también a algunos diques de pegmatitas y aplitas.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, si bien en algún caso se encuentran términos con biotita ó moscovita accesoria.

En proporciones accesorias muestran principalmente minerales opacos, apatito, circón y silimanita y con menos frecuencia andalucita y cordierita.

La silimanita en general se presenta prismática incluida en placas de moscovita tardía, y a veces en haces de fibrolita o incluida en plagioclasa.

La andalucita es subidiomorfa y se presenta con borde reaccional de sericita-moscovita o incluida en placas tardías de moscovita. Probablemente esté relacionada con metamorfismo de contacto inducido por los granitoides tardicinemáticos.

Se observa cordierita, fresca ocasionalmente, incluyendo biotita y silimanita, y a menudo transformada en agregados de sericita, moscovita y micas verdes. Puntualmente se ven intercrecimientos mirmekíticos de cuarzo y plagioclasa en contacto con feldespato potásico.

Los enclaves microgranulares grises son de composición granodiorítica, estando constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita; y en proporciones accesorias por minerales opacos, apatito y circón.

5.2. GRANITOIDES TARDICINEMÁTICOS HERCÍNICOS

5.2.1 Adamellitas biotíticas ± moscovita ± cordierita de grano fino-medio con megacristales de feldespato dispersos (8)

Se encuentran principalmente en el sector SE. de la Hoja. Se trata principalmente de adamellitas de grano fino-medio predominantemente biotíticas, aunque en la mayoría existe moscovita de carácter secundario y con fenocristales de feldespato dispersos rectangulares y a veces equidimensionales, en general con tamaños que oscilan entre 1 y 3 cms. La mesostasia con frecuencia presenta una textura de "grano de arroz".

Presentan numerosos enclaves metasedimentarios, principalmente de esquistos y areniscas feldespáticas con tamaños que oscilan entre 10 y 30 cms. en general, aunque ocasionalmente pueden alcanzar 1 m., y enclavitos surmicáceos. Así mismo contienen algunos enclaves microgranulares oscuros de hasta 20 a 30 cm. Su aspecto es relativamente inhomogéneo mostrando a veces una foliación relicta, así como cambios composicionales, mostrando puntualmente composiciones granodioríticas a tonalíticas. Es frecuente la existencia de enclaves de cuarzo ovoidales de 6 a 7 cms. de dimensión mayor, que excepcionalmente pueden alcanzar 30 cms.

Están constituidas principalmente por, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y en menor proporción moscovita.

En proporciones accesorias presentan minerales opacos, apatito, circón y cordierita (si bien en general retrogradada a sericita-pinnita) así como puntualmente turmalina.

Se ha observado también, puntualmente, andalucita tardía en zonas próximas a macizos de adamellitas biotíticas + moscovita de grano-medio grueso, porfídicas, más tardías. En este caso la andalucita se pudo originar como efecto de metamorfismo de contacto de éstas sobre aquellas.

Se han observado también algunos intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa y cuarzo e inclusiones de cuarzo en feldespato potásico.

Debido a la deformación dúctil-frágil tardihercínica, se observa en las áreas afectadas por la misma, una retrogradación de las biotitas en los bordes a moscovita y minerales opacos.

5.2.2. Granitoides inhomogéneos biotítico-cordieríticos (9)

Se han cartografiado únicamente en pequeños macizos situados en el borde NO. de la Hoja y en el sector Parrillas-Navalcán.

En el sector NO. de la Hoja son más heterogéneos, observándose rocas de origen metasedimentario muy migmatizadas, de composición cuarzo feldespática con abundante silimanita con una foliación relicta y cuarcitas calcosilicatadas pasando gradualmente a granitoides inhomogéneos e intruídas otras veces por los mismos.

En el sector de Parrillas Navalcán se trata de granitoides biotíticos de tonos negro azulado, de grano fino a medio con algún fenocristal disperso; los escasos fenocristales son subevidenciales y varían entre 1 y 2 cm., aunque puntualmente pueden alcanzar los 3 cm. La mesostasia tiene cierta tendencia microporfídica. Contienen abundante cordierita que puede alcanzar 1 cm. y silimanita.

Se observan con frecuencia agregados de cuarzo globosos de 2 a 10 cms. y enclaves esquistosos con silimanita de hasta 10 cm. También se observa en ocasiones una foliación relicta.

Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, silimanita y cordierita. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, apatito, círculo y moscovita.

La silimanita se presenta como haces de fibrolita nucleándose sobre biotita. También se presenta en relación con cuarzo e incluida en cordierita, feldespato potásico y plagioclasa. En ocasiones junto con la biotita define una foliación relicta.

La cordierita es idiomorfa a subidiomorfa, y cuando está fresca se observan con frecuencia maclas.

5.2.3. Granodioritas y tonalitas (10)

Son pequeños macizos con carácter de megaenclaves, incluidos en las adamellitas biotíticas porfídicas tardicinemáticas (11) del sector NE. de la Hoja. El mayor tiene 500 m. de dimensión máxima.

Se trata de rocas de composición tonalítica y diorítica, anfibolíticas principalmente, con algún término granodiorítico local. Presentan tonos negros y grano fino. En algunos casos contiene fenocristales de plagioclasa desde 2 a 8 mm. y puntualmente hasta 1,5 cms. en general equidimensionales, y ocasionalmente rectangulares, así como de cuarzo de 5 ó 6 mm. y placas de biotita idiomorfa de 3 mm.

En algunos casos se observan xenocristales de cuarzo de 4 a 8 mm. con corona de reacción de anfíboles. Aunque muy escasos, se observa también algún enclave surmicáceo de hasta 1 cm.

Se pueden ver algunos diques de 5 a 10 cm. de espesor de adamellitas biotíticas porfídicas que intruyen a estos macizos. Las tonalitas están constituidas principalmente por plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol, mientras que los términos dioríticos están constituidos únicamente por plagioclasa y anfíbol, y los granodioríticos por plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico. Como mineralogía accesoria contienen minerales opacos, apatito y círculo.

5.2.4. Adamellitas biotíticas ± moscovita de grano medio-grueso porfídicas (11)

Se extienden por una buena parte del sector NE. y del N. de la Hoja.

Se trata de adamellitas principalmente, aunque localmente se han observado términos granodioríticos, bióticos con moscovita accesoria y en algunos casos de dos micas con predominio de la biotita, de grano medio a grueso porfídicas. Los megacristales son de feldespato potásico, en general rectangulares gruesos y a veces equidimensionales, estando su dimensión máxima en general comprendida entre 2 y 5 cms., aunque puntualmente alcanzan 7,5 x 3 cms. Frecuentemente presentan texturas en "Frasl".

Es frecuente la presencia de cuarzos bien individualizados globulares en general de 4 a 6 mms., aunque pueden muy puntualmente llegar a alcanzar hasta 1 cm.

Las biotitas a menudo están individualizadas y con cierta frecuencia son plaquitas idiomorfas de hasta 2 ó 3 mms.

Con relativa frecuencia contienen enclaves microgranulares de tonos grises a negros ocasionalmente con fenocristales milimétricos de feldespato dispersos o microporfídicos. Su morfología varía entre subredondeados a elipsoidales cortos, oscilando en tamaño máximo en general entre 5 y 15 cms., si bien se han observado algunos de hasta 60 cm.

Son frecuentes los enclaves, a veces mal definidos de plagioclasa y biotita de grano fino y tono gris claro, en general entre 2 y 5 cms.

Más escasos son los enclaves surmicáceos en general comprendidos entre 2 y 5 cms.

Se han observado también, si bien con poca frecuencia, enclaves metasedimentarios, principalmente esquistos y metaareniscas, con tamaños en general comprendidos entre 5 y 7 cms.

Muy raramente estos granitoides contienen enclaves de cuarzo subesféricos a elipsoidales cortos de hasta 5 cms.

Así mismo son muy escasas pero se pueden observar algunas bolsadas de acumulación de megacristales con tamaños de hasta 1 m.

Petrográficamente, son granitoides de textura heterogranular constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, con moscovita accesoria, si bien se han observado algunos términos de dos micas con predominio de la biotita. Como minerales accesorios se observan sobre todo apatito, circón y minerales opacos. Puntualmente se pueden observar moscovita y cordierita (transformada a micas blancas y verdes) en proporciones accesorias. Este último mineral se ha observado en los términos más moscovíticos. Los minerales secundarios más frecuentes son moscovita y minerales opacos de transformación de biotita y sericita de alteración de plagioclasis, así como clorita.

La plagioclasa a menudo es subidiomorfa y presenta zonados tanto continuo normal como oscilatorio. Ocasionalmente incluye biotita de pequeño tamaño a veces idiomorfa. A veces presenta fracturas llenas por cuarzo y feldespato potásico.

El feldespato potásico con frecuencia presenta macla en enrejado.

Ocasionalmente se observan intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa con cuarzo en el borde de un cristal de plagioclasa en contacto con feldespato potásico.

Las biotitas suelen tener inclusiones de apatito y circón; este último con halos negros pleocroicos. Ocasionalmente son idiomorfas.

La cordierita es muy escasa y donde se observa es subidiomorfa y está totalmente transformada en micas blancas y verdes.

Los enclaves microgranulares oscuros presentes en estos granitoides son de carácter tonalítico similares a los megaenclaves cartografiados y descritos en el epígrafe anterior (10).

5.2.5. Leucogranitos de grano fino. Facies microporfídicas (12). Facies no porfídicas (13)

Todos los macizos cartografiados se sitúan en el sector NE. de la Hoja en relación con las adamellites porfídicas tardicinemáticas anteriormente descritas (11).

Son pequeños macizos menores de 1,5 kms. de dimensión máxima excepto uno que sobrepasa los 3 kms.

Las facies microporfídicas (12) que afloran en el borde O. de la Hoja, son también leucogranitos de 2 micas de grano fino con textura microporfídica. Presentan fenocristales de feldespato subidiomorfos de 3 a 7 mm. y algunos de cuarzo idiomorfos de 3 a 4 mm. Ocasionalmente presentan megacristales de feldespato dispersos con tamaños entre 1 y 2 cms. y muy raramente hasta 4 cms.

Están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales principales y en proporciones accesorias por apatito, minerales opacos y circón.

La facies común (12) está constituida por leucogranitos de dos micas, con predominio de la moscovita, de grano fino y raramente de grano medio, a veces con cierta tendencia microporfídica. En este último caso presenta algunos fenocristales subidiomorfos de 0,5 a 1 cm. de feldespato, así como cuarzos de 5 a 6 mm. y placas de moscovita y biotita de 3-4 mm.

Al microscopio están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita como minerales principales; aunque ésta última localmente puede ser accesoria. En proporciones accesorias contienen principalmente apatito y minerales opacos y circón. Se observan puntualmente posibles cordieritas transformadas en agregados de moscovita y micas verdes, así como andalucita.

El feldespato potásico presenta muy a menudo macla en "enrejado" y en algunos casos intercrecimientos micrográficos con cuarzo.

En un caso se ha observado andalucita muy accesoria incluida en placas tardías de moscovita.

5.3. ROCAS FILONIANAS

5.3.1. Leucogranitos de dos micas de grano fino (1)

Se han cartografiado, exagerándolos, algunos diques de este tipo, cuya potencia no sobrepasa los 10 m. en el sector NE. Su dirección es variable habiéndose encontrado diques de dirección NNE-SSO, N-S, NE-SO y E-O, en general subverticales o buzando 70° O. Todos encajan en la adamellita biotítica porfídica tardicinemática (11).

Se trata de leucogranitos de 2 micas de grano fino. En ocasiones presentan texturas microporfídicas con fenocristales de feldespato idiomorfo que alcanzan 1 a 2 cms. y cuarzo desde 5 a 7 mm.

Al microscopio estas rocas están constituidas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa principalmente y en menor proporción moscovita y biotita (siendo ésta última a veces accesoria). En proporciones muy accesorias contienen minerales opacos, apatito, turmalina, y en ocasiones andalucita y posible cordierita.

El feldespato potásico suele presentar macla en enrejado.

La plagioclasa ocasionalmente tiene zonado oscilatorio.

La biotita suele tener tendencia acicular.

La andalucita está incluida en placas de moscovita. La posible cordierita está como seudomorfos de moscovita y micas verdes.

5.3.2. Pórfidos granítico-adamellíticos (2)

Se han cartografiado dos diques mayores, con una continuidad de 2 y más de 3 kms. y algunos otros de pequeña continuidad en el sector NO. de la Hoja. Su potencia no sobrepasa los 5 m. por lo cual han sido exagerados en la cartografía.

Llevan una dirección ENE-OSO y buzan 60° a 70° al N. Son rocas de tonos claros de textura afanítica microcristalina, en las que destacan fenocristales idiomorfos de feldespatos, cuyo tamaño varía entre 2 a 4 mm. y 1,5 cm.; fenocristales de cuarzo idiomorfos de 2 a 5 mm. y placas de biotita de hasta 7 mm.

Al microscopio presentan una matriz microcristalina, constituida por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, como minerales principales, y sericitas de carácter secundario. Como minerales accesarios suelen contener minerales opacos, circón y apatito.

En esta matriz se distribuyen fenocristales a menudo idiomorfos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa sobre todo, pero también de biotita.

Los fenocristales de cuarzo en ocasiones presentan "golfos de corrosión".

El feldespato potásico suele presentar macla en "enrejado" y a veces también "golfos de corrosión".

Los fenocristales de plagioclasa son a menudo idiomorfos y están sumamente alterados a sericitita.

5.3.3. Cuarzo (3)

Al igual que los diques anteriores, todos los diques de cuarzo están exagerados en la cartografía, pues ninguno de ellos sobrepasa los 10 m. de potencia.

Suelen llenar fracturas tardihercínicas, algunas de las cuales han sido parcialmente reactivadas en tiempos alpinos, por lo cual en ocasiones aparecen brechificados.

En su mayoría llevan direcciones comprendidas entre NNE-SSO. y ENE-OSO.

5.4. METAMORFISMO

5.4.1 Metamorfismo regional

Los afloramientos de rocas metamórficas, tanto metasedimentarias, como metagraníticas (principalmente granitoides sincinemáticos hercínicos) que se encuentran en la Hoja de Navalcarán han sufrido una evolución metamórfica monocíclica, ligada al desarrollo de la colisión hercínica. No se han encontrado evidencias de metamorfismo regional más antiguo.

Las asociaciones minerales características, tanto de los metasedimentos como de los metagranitos sincinemáticos, existentes en la mayoría de la Hoja, indican que este sector experimentó un máximo térmico en condiciones de medio alto grado, que llegó a alcanzar localmente condiciones que sobrepasaron el límite de estabilidad de la moscovita, estabilizando ortosa silimanita, similar al sufrido por amplias zonas del Sistema Central (ARENAS *et al.*, 1991 a y b).

El pico térmico debió tener lugar en un rango termobarométrico perteneciente a la parte de alta T de la facies de las anfibolitas, sin haberse alcanzado la facies de las granulitas ni superado unos valores de presión intermedios.

En el sector N. del afloramiento Cerro Ayuso-Cerro de la Granja, y probablemente en el sector N. del afloramiento de Montesclaros, situados en el bloque de techo de una cizalla dúctil-frágil extensional tardihercínica como movimiento hacia el N., se encuentran asociaciones minerales características de un metamorfismo regional en condiciones de grado bajo, que alcanzó la isograda de la biotita.

La intensa recristalización ligada al máximo térmico en la mayoría de la Hoja, unida a un posterior efecto del metamorfismo de contacto, ha obliterado en buena media, las paragénesis previas, conservándose únicamente algunos minerales relictos. No obstante por comparación con otras áreas similares del Sistema Central, y en general de niveles mesocorticales de la mayoría de las cadenas colisionales se puede pensar que la evolución metamórfica tuvo lugar en tres etapas de recristalización. Estas etapas han sido denominadas previamente M₁, M₂ y M₃ (BELLIDO *et al.*, 1981; CASQUET y TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983; ARENAS *et al.*, 1991 a y b) y forman parte de un único ciclo metamórfico.

La etapa inicial M₁, sería contemporánea de la primera fase deformativa (D₁) y parte de la segunda (D₂), durante las cuales se desarrolla el engrosamiento cortical. Durante esta etapa

las litologías fueron sometidas a un metamorfismo creciente y a un enterramiento progresivo. De la misma manera solo se ha conservado en los afloramientos citados en el área de la Hoja, algunos granates relictos y una buena parte de la sillimanita que es paralela a la foliación principal (S_2) y que en algunos casos la define.

En el área situada al N. del Cerro Ayuso-Cerro de La Granja, las paragénesis cuarzo + moscovita + biotita parecen corresponder a esta etapa inicial; pudiendo deducirse un importante salto metamórfico para la cizalla extensional tardihercínica antes mencionada.

Por otra parte en áreas vecinas del Macizo de la Cañada BELLIDO *et al.* (1991b) citan la existencia de paragénesis de grado medio con estaurolita y granate y otros autores (LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1975; BELLIDO *et al.*, 1991c) la existencia en litologías semipelíticas de minerales relictos de M_1 como distena, estaurolita y granate blindados en otros minerales pertenecientes a M_2 (cordierita, feldespatos, etc.).

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

La etapa metamórfica M_2 tiene lugar entre el final de D_2 y momentos posteriores a D_3 y es esencialmente posterior al engrosamiento cortical.

Durante la misma se produce una cierta relajación bárica y se alcanzan los valores altos de temperatura.

Las paragénesis llegan a alcanzar la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas (moscovita "out").

La migmatización de los metasedimentos pelítico arenosos y metagranitos debió de comenzar al final de D_2 alcanzando las mayores tasas de fusión parcial durante el pico térmico. Este se debió alcanzar después de D_3 , pues las anatexitas un poco más extendidas están desestructuradas y en ellas permanecen relictas foliaciones plegadas anteriores.

La asociación mineral de M_2 para los metasedimentos pelítico arenosos y metagranitos es:

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

En esta asociación la sillimanita (fibrosa o prismática) define una foliación principal, a menudo reicta y en ocasiones está incluida en plagioclasa, feldespato potásico y cordierita. Se ha observado andalucita en algunos puntos pero su relación con esta etapa no está clara pudiendo estar ligada al menos en parte a metamorfismo de contacto.

En litologías calcosilicatadas se observa la siguiente asociación mineral; para la mayoría de la Hoja:

* cuarzo + plagioclasa + clinopiroxeno (diópsido) + esfena + anfíbol + feldespato potásico + flogopita + granate + dolomita + calcita

Se han observado también asociaciones como:

- * cuarzo + flogopita + granate + feldespato potásico + anfíbol + plagioclasa
- * calcita + feldespato potásico + clinopiroxeno (diópsido) + plagioclasa

Los granates son a menudo intergranulares con tendencia poiquiloblástica, lo mismo que ocasionalmente el anfíbol.

Para el sector situado al N. del Cerro Ayuso-Cerro de la Granja se observan estas asociaciones:

- * anfíbol + cuarzo + flogopita + epidota/clinozoisita
- * cuarzo + anfíbol (tremolítico) + granate + esfena + flogopita + plagioclasa

En todos los afloramientos metamórficos presentes en la Hoja, se observa una etapa metamórfica que sigue a las anteriores (M_3), que continua la tendencia a la descompresión y enfriamiento iniciada al final de M_2 , coincidiendo su final con el final del metamorfismo regional. Durante esta etapa se produce una generación de blastos de moscovita tardíos, a veces poiquiloblásticos, que a menudo incluyen sillimanita, así como a veces andalucita, y una retrogradación de biotitas a cloritas, plagioclases a sericitas y en menor proporción a epidota clinozoisita, y cordierita a sericitas y pinnitas.

5.4.2. Metamorfismo de contacto.

Las adamellitas bióticas tardicinemáticas representadas en la Hoja de Navalcarán, desarrollan una aureola de metamorfismo de contacto que afecta a los afloramientos metasedimentarios y metagraníticos circundantes.

Este efecto inducido por la intrusión de los granitoides se traduce en la mayor parte de la Hoja en una recristalización granoblástica de los minerales previos como cuarzo, feldespato y biotita y neoformación de biotita y moscovita, a veces poiquiloblásticas, así como andalucita a menudo subidiomorfa en los metasedimentos pelítico-arenosos y metagraníticos.

En algunos puntos se ha observado cordierita idiomorfa que en parte podría haberse generado por metamorfismo de contacto.

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

En el área situada al N. de Cerro Ayuso-Cerro de la Granja los efectos del metamorfismo de contacto, en el bloque de techo de la cizalla extensional tardihercínica, son únicamente una recristalización de minerales con generación de moscovita y biotita desorientados a la foliación principal (S_1 ó S_2).

5.5. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

En este apartado se describe las características geoquímicas de las siguientes rocas graníticas analizadas durante la realización de la presente hoja geológica: 4 muestras de adamellitas bióticas de grano medio, porfídicas, con sillimanita (nº 4 de la leyenda geológica); 1 mues-

tra de leucogranitos de dos micas, foliados, con sillimanita, en facies de grano fino-medio porfídicos (6); 1 muestra de leucogranitos de dos micas, foliados, con sillimanita, en facies de grano grueso porfídicos (7); 1 muestra de adamellitas biotíticas, \pm moscovita, \pm cordierita, de grano fino-medio, con megacristales de feldespato dispersos (8); y, 1 muestra de adamellitas biotíticas, \pm moscovita, de grano medio-grueso porfídicas (11). En la tabla 5 se muestran los resultados analíticos de mayores y trazas de las referidas muestras.

De acuerdo con el principio de saturación de la alúmina (SHAND, 1972) estos granitos muestran una relación A/CNK (moles Al_2O_3)/[moles ($\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)] superior a 1, por lo que, según la subdivisión propuesta por dicho autor, corresponden a granitos peraluminosos ($A > \text{CNK}$). Los valores de la relación A/CNK varían de 1.24 a 1.44 para las adamellitas correspondientes al término 4 de la leyenda geológica, 1.40 para el 6, 1.31 para el 7, 1.30 para el 8 y 1.31 para el 11. Por otra parte, todos ellos muestran valores relativamente altos de orindón normativo, comprendidos entre 3.81 y 5.74.

La figura 5.1 muestra cómo estos granitos se proyectan en el campo correspondiente a los granitos tipo-S (CHAPPELL y WHITE, 1974) con valores de la relación $A/\text{CNK} > 1.1$. Sin embargo, esta clasificación genética debe ser considerada con cierta prudencia ya que los granitos peraluminosos, y por consiguiente los granitos-S, pueden representar puntos de convergencia a partir de diversos procesos de evolución por cristalización fraccionada de magmas metáluminosos ($\text{CNK} > A > \text{NK}$) (CAWTHORN *et al.*, 1976).

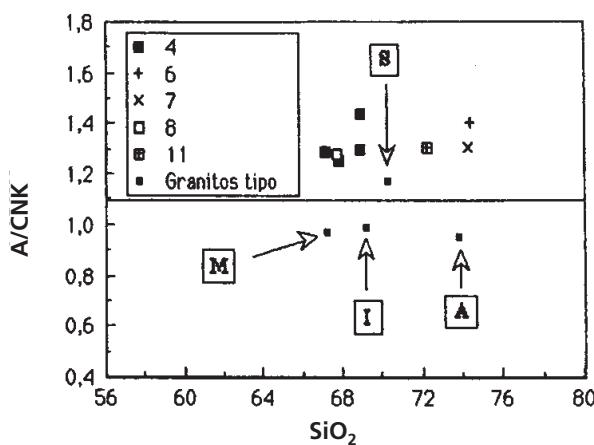


Fig. 5.1 . Diagrama SiO_2 frente a A/CNK (moles de Al_2O_3 moles ($\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)). La línea correspondiente a $A/\text{CNK} = 1.1$ separa los campos correspondientes a granitos tipo S e I (CHAPPELL Y WHITE, 1974). Los puntos marcados por flechas corresponden a muestras representativas de granitos tipo I. S.A y M (según valores de WHALEN *et al.*, 1987). Leyenda diagrama: los números corresponden a muestras pertenecientes a los términos de la leyenda geológica indicados.

Asimismo, la composición mineralógica de los granitos estudiados, con la presencia de fases aluminicosilicatadas y moscovita, es característica de rocas peraluminosas, como queda reflejado en el diagrama A-B (Fig. 5.2.) al proyectarse todas las muestras en el dominio peraluminoso. Las adamellitas se sitúan, mayoritariamente, en el sector II correspondiente a $\text{Bi} > \text{Ms}$; mientras que los leucogranitos lo hacen en el I donde la $\text{Ms} > \text{Bi}$ (DEBÓN y LE FORT, 1988).

Por otra parte, y de acuerdo con el índice de color expresado como porcentaje en peso $[\text{B} = (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}) / 5.55]$, se pueden distinguir tres subtipos (DEBÓN y LE FORT, 1988): leucocráticos ($\text{B} < 7\%$), subleucocráticos ($7\% \leq \text{B} \leq 10\%$) y mesocrático ($\text{B} > 10\%$). Las rocas de composición adamellítica con valores de $\text{B}/5.55$ entre 13 % y 17 % corresponden a un subtipo mesocrático, excepto la adamellitas de grano grueso con + ms (MP-9025) que muestra un valor de 7.66 % y correspondería a un subtipo subleucocrático. Los leucogranitos con valores de 5.7 % y 4.8 %, respectivamente, forman parte de un subtipo leucocrático. A su vez estos granitos muestran una relación de alcalinidad $\text{K}/(\text{Na} + \text{K})$? 0.50 lo que permite clasificarlos como potásicos; sólo la muestra MP-9102 y MP-9025 con valores de 0.42 y 0.47 corresponderían a tipos sódicos y sódico-potásicos, respectivamente (Fig. 5.3).

En base a los criterios clasificadores DEBÓN y LE FORT (1988), expuestos anteriormente, los granitos de composición adamellítica (monzogranitos) formarían parte de una asociación fuertemente aluminosa ($\text{A} > 10$), mesocrática y potásica a sódico-potásica que evoluciona según una tendencia sílico-potásica; mientras que los leucogranitos son igualmente términos de una asociación fuertemente aluminosa ($\text{A} > 10$) y leucocrática que parece evolucionar según una tendencia sílico-sódica (Fig. 5.3).

Otros diagramas evolutivo/clasificadores como los de las figuras 5.4 y 5.5 indican caracteres calcoalcalinos de series orogénicas comprensivas.

Respecto de los elementos traza, y dado el escaso número de muestras analizadas, no se ha considerado oportuno realizar diagramas de variación lineal tipo Harker. Sin embargo, se aprecian algunas variaciones en los contenidos de algunos elementos entre las adamellitas (monzogranitos) y los leucogranitos; así los últimos son más pobres en Ba, Sr, Y, Ce, B, Zr, y ligeramente más ricos en Sn que las adamellitas.

EN los diagramas clasificatorios de marco geodinámico propuestos por PEARCE *et al.* (1984) para elementos traza característicos, ambas asociaciones de granitos muestran las siguientes afinidades (Fig. 5.6). Los leucogranitos y la adamella MP-9025 (11) se sitúan netamente en el campo correspondiente a los granitos sin-colisionales, el resto de las adamellitas lo hacen de una manera más imprecisa (ver Fig 5.6 A y B) entre los campos syn-COLG, WPG Y VAG, sólo en el diagrama SiO₂-Rb todas las muestras se localizan en el campo correspondiente a los granitos sin-colisionales (syn-COLG). Por otra parte, en la figura 4.7 se muestra un diagrama tipo araña en el que se han utilizado los contenidos en K₂O (%), Rb, Ba, Nb, Ce, Zr e Y normalizados respecto de los valores de ORG (ocean ridge granite) dados por PEARCE *et al.*, 1984, p. 964, Tabla 3). En la figura 5.7 A se compara las muestras analizadas con granitos post-colisionales (Novate, Oman y Querigut, PEARCE *et al.*, 1984, Tabla 2) y en la figura 5.7 B con granitos sin-colisionales (Tibet, Yunnan y Barousse). Para las cuatro muestras correspondientes al término 4 (adamellitas bióticas de grano medio, porfídicas, con sillimanita) de

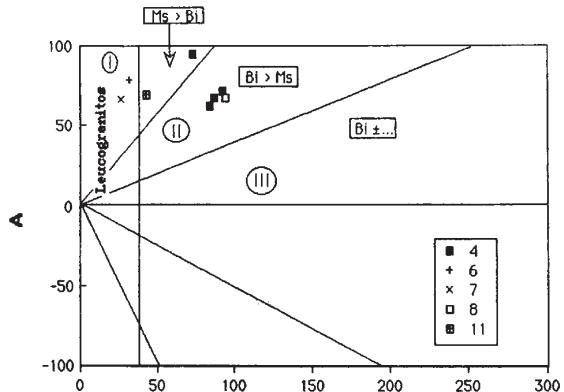


Fig. 5.2 . Proyección en el diagrama $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) / B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (expresado en milicatones (10^3 atomo-gramos) por 100 g de roca, DEBON Y LE FORT. 1988) de las rocas graníticas analizadas (Tabla 2.1).

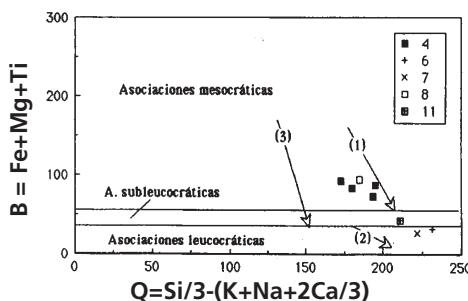
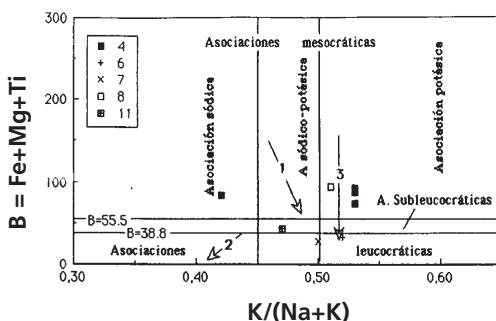


Fig. 5.3 . Diagramas de clasificación de asociaciones alumáticas usando B como una función de Q y $\text{K}/(\text{Na} + \text{K})$ expresado en milicaciones por cada 100 g de roca. Las flechas muestran las evoluciones teóricas: silico-potásico (1), silico-sódico (2) y silíceo (3) (según DEBON Y LE FORT, 1988).

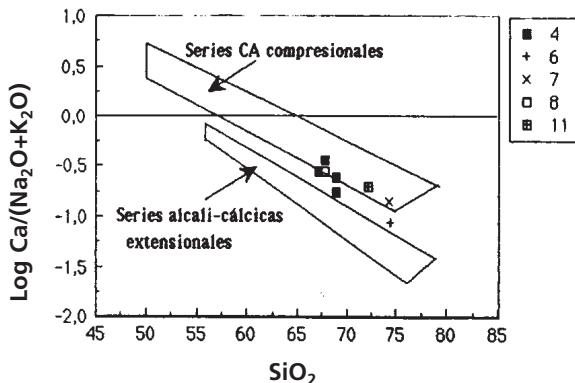


Fig. 5.4 . Diagrama SiO_2 frente al Log de la relación de calco-alcalinidad ($\text{Ca}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$). Se muestran los campos correspondientes a series calcoalcalinas (CA) compresivas y series alcalí-cálcicas extensionales (modificado de BROWN, 1982)

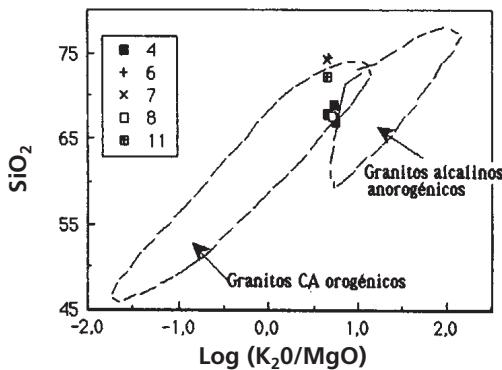


Fig. 5.5 . Diagramas $\text{Log } (\text{K}_2\text{O}/\text{MgO})$ frente a SiO_2 en el que se muestran las rocas estudiadas y los campos correspondientes a granitos a granitos calcoalcalinos orogénicos y granitos alcalinos anorogénicos. La delimitación de los campos según ROGERS y GREENBERG (1981).

la leyenda se ha calculado el valor medio, el resto de las muestras analizadas se ha expresado individualmente.

Las diferencias más significativas entre los granitos considerados y las muestras aquí analizadas corresponden a los contenidos en Rb (superiores a la de los granitos de Novte, Oman y Barousse) y Nb (también algo superiores a Novate, Oman, Yunnan y Barousse), para el resto de elementos el rango de variación es similar. Tanto las adamellitas como los leucogranitos muestran espectros muy parecidos y en líneas generales parecen adaptarse mejor a la de los granitos sin-colisionales representados por las muestras correspondientes a Tibet y Yunnan. (Fig. 5.7 B).

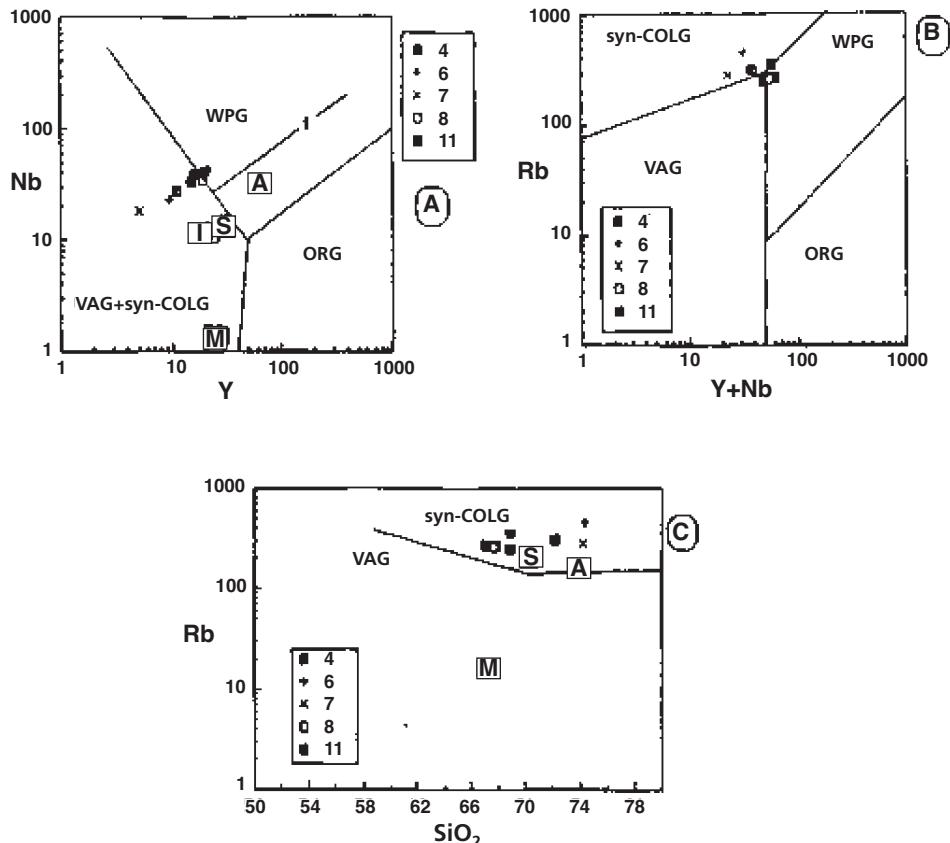


Fig. 5.6 . Diagramas discriminatorios Y / Nb (A), $Y+Nb / Rb$ (B) y SiO_2 / Rb (C) para granitos sin-colisión (syn-COLG), granitos de arco volcánico (VAG), granitos intraplaca (WPG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). La línea 1 (Fig. 2.6 A) representa el límite composicional superior para ORG de segmentos 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 0 (1987).

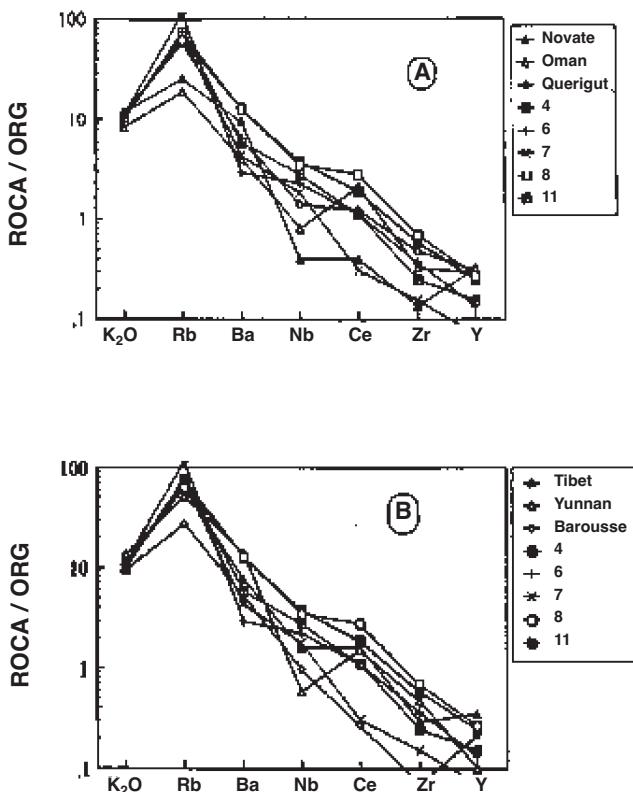


Fig. 5.7 . A) Diagrama normalizado (ORG) de las muestras analizadas para comparar con muestras tipo de granitos post-collisionales (Novate, Oman Y Querigut). B) Idem. anterior en el que se han representado muestras de granitos sin-collisionales (los valores de las muestras tipo se han tomado de PEARCE *et al.*, 1984).

TABLA 5. ANÁLISIS QUÍMICOS (HOJA NAVALCÄN)

	4	4	4	4	6	7	8	11
SiO ₂	MP9119 67.10	MP9102 67.80	MP9121 68.90	MP9321 68.90	MP9060 74.40	MP9036 74.26	MP9006 67.70	MP9025 72.20
Al ₂ O ₃	16.23	16.05	15.92	14.99	13.98	14.29	15.48	14.85
Fe ₂ O ₃	4.25	3.83	3.47	4.17	1.68	1.29	4.55	1.97
MgO	1.24	1.19	0.95	1.10	0.35	0.34	1.15	0.57
CaO	2.0	2.33	1.20	1.66	0.59	0.99	1.91	1.33
Na ₂ O	2.56	3.04	2.54	2.43	2.57	2.74	2.58	2.87
K ₂ O	4.38	3.34	4.35	4.19	4.30	4.23	4.02	3.84
TiO ₂	0.69	0.52	0.52	0.61	0.16	0.16	0.71	0.30
MnO	0.04	0.05	0.03	0.05	0.01	0.03	0.05	0.04
P ₂ O ₅	0.40	0.32	0.37	0.27	0.31	0.17	0.34	0.30
Total	98.89	98.47	98.25	98.37	98.35	98.50	98.49	98.27
Li	68	68	72	60	75	98	67	112
Rb	274	272	363	253	452	283	263	313
Ba	780	627	548	637	147	221	645	291
Sr	198	237	125	173	50	100	156	109
Be	2.9	3.9	3.0	4.0	3.4	5.9	2.7	5.3
La	37	47	33	49	23	16	36	28
Ce	46	55	93	74	40	11	98	40
B	45	51	51	57	30	29	70	42
Bi	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Y	20.5	16.1	18.8	15	9.5	5	19	11
Ta	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zr	216	152	232	213	123	53	237	86
Nb	42	39	40	34	23	18	35	28
Ni	< 5	< 5	< 5	16	< 5	< 5	< 5	< 5
Co	8.7	< 5	< 5	8	< 5	< 5	10	< 5
Cr	24	27	26	49	14	5	21	< 10
V	41	36	36	39	11	8	35	18
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
cd	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
As	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	13	9	12	19	5	3	15	4
Ag	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn	< 10	< 10	18.8	< 10	11.6	11.8	18	< 10
Zn	109	108	102	136	101	62	95	101
Pb	55	37	63	58	50	44	58	45

4.- Adamellitas biotíticas de grano medio, porfídicas, con sillimanita;

6.- Leucogranitos de dos micas, foliado, con sillimanita, en facies de grano fino-medio porfídicos;

7.- Leucogranitos de dos micas, foliados, con sillimanita, en facies de grano grueso porfídicos;

8.- Adamellitas biotíticas, ± moscovita, ± cordierita, de grano fino-medio, con megacristales de feldes-pato disperso;

11.- Adamellitas biotíticas, ± moscovita, de grano medio-grueso porfídicas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

En las dos primeras regiones se encuentra, y en particular en la de Miranda do Douro, donde la polaridad de la secuencia es normal, una sucesión que se inicia por ortoneises glandulares, sobre los que descansa un conjunto metasedimentario constituido por materiales detríticos con intercalaciones, de niveles de mármoles y carbonatos, sobre los que se apoya discordantemente el Ordovícico inferior. En la región de Hiendelaencina, una vez reconstruidos los pliegues, se puede deducir una secuencia semejante, en la que además aparecen ortoneises glandulares homométricos (Gneis de Antoñita, SCHÄFER, 1969). En las áreas de Salamanca y Afloramiento de El Muñico, se observa una secuencia que en su parte baja comienza con ortoneises de tendencia leucocrática, a veces glandulares homométricos, con ciertas semejanzas con el Gneis 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 Almar 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 Almar 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 Almar.

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 leucogranitos de dos micas con sillimanita foliados, que se encuentran dentro de ella, son intrusivas, aunque no se puede establecer con certeza, dada la escasez de datos geocronológicos de estas rocas, si su emplazamiento es prehercínico o hercínico precoz.

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

Durante la Orogenia Hercínica estos materiales sufren una deformación y metamorfismo polifásico. La primera fase de deformación debió generar pliegues subverticales de gran longitud de onda, con una foliación asociada de plano axial, produciéndose durante la segunda, cizallamientos dúctiles subhorizontales en condiciones intensas de metamorfismo con presiones

intermedias. Simultáneamente con estas dos fases han podido generarse procesos de migmatización, que diesen lugar a cuerpos graníticos de carácter parautóctono. La tercera, cuarta y quinta fase son etapas de replegamiento. Asociados al final de la segunda y a la tercera se produce un metamorfismo de gradiente elevado de temperatura que culmina después de la tercera coincidiendo 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 las fases tardías de deformación tienen lugar las etapas de fracturación tardihercínica que afectan a todo el conjunto de materiales, denominadas Etapa Malagón y Etapa Hiendelaencina por De VICENTE *et al.* (1986) o episodios Dúctil Extensional Tardihercínico, Dúctil Transcurrente Tardihercínico y Frágil Transcurrente Tardihercínico de DOBLAS (1990 a y b). 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 (De VICENTE *et al.*, 1986) durante el cual ocurre la inyección de diques de pórfido. Su edad debe estar en el límite permo carbonífero. A continuación se generan dos grupos de cizallas de bajo ángulo dúctil frágiles de carácter extensional, unas con movimiento hacia el N. y otras con movimiento hacia el S., que resuelven el colapso del Orogeno Hercínico, con una extensión N-S en este sector. El orden en que se suceden ambas o su posible simultaneidad no ha podido ser resuelto con los datos de que se ha dispuesto en la realización de la Hoja. Estas cizallas extensionales podrían corresponder con el Episodio dúctil extensional tardihercínico (DETH) de DOBLAS (1990 a y b). Finalmente se produce una etapa de fracturación con dirección NE-SO ocasionalmente rellena por diques de cuarzo. En cuanto a la evolución del metamorfismo que afecta a estos materiales, se observan tres etapas sucesivas de metamorfismo regional y una de metamorfismo de contacto, pertenecientes a un único ciclo de metamorfismo hercínico.

El metamorfismo regional comenzaría con una primera etapa (M_1) en condiciones de presión intermedia durante la primera y parte de la segunda etapas deformativas (D_1 y D_2) que da lugar a la aparición de granate y sillimanita, y que evolucionaría hacia una segunda etapa (M_2) en condiciones de menor presión y gradientes más elevados, principalmente durante la tercera etapa deformativa (D_3) y posteriormente a ella. Durante esta etapa M_2 , se formarían sillimanita y cordierita, llegando a superarse en algunos sectores las condiciones de desaparición de la moscovita y de aparición de sillimanita y feldespato potásico. Posteriormente se produce un tercer episodio (M_3) generalizado de carácter retrógrado en condiciones de alta PH₂O y baja temperatura, que genera moscovita secundaria así como reemplazamientos de biotita por moscovita y clorita y sustitución de los granates, y cordieritas por cloritas, moscovitas y agregados pinníticos. Este episodio se desarrolla especialmente en zonas de cizalla tardías.

En relación con la intrusión de granitoides, posteriormente a la D_3 herciniana se observan fenómenos de metamorfismo de contacto que afectan tanto a los metasedimentos como a los granitoides sincinemáticos con crecimiento de andalucita de contacto.

En cuanto al plutonismo granítico las manifestaciones hercínicas más tempranas corresponden con los leucogranitos sincinemáticos hercínicos, deformados al menos por la segunda fase de deformación hercínica en condiciones de crecimiento de sillimanita. Con posteriori-

dad y probablemente en relación con el M₂ se produce la generación y emplazamiento de los primeros granitoides tardihercínicos (adamellitas biotíticas con moscovita y cordierita y granitoides inhomogéneos). Posteriormente se emplaza un gran macizo de carácter adamellítico porfídico que se extiende por el NE y N. de la Hoja. Este macizo se ha emplazado tardimátricamente y suele presentar frecuentes enclaves microgranulares oscuros desde cuarzodioríticos a tonalíticos principalmente algunos de ellos cartografiados.

Finalmente las manifestaciones plutónicas más tardías corresponden aleucogranitos 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 adamellitas de grano medio-grueso biotíticas porfídicas. Suelen presentar cordierita tardimátrica accesoria, y ocasionalmente andalucita.

Los episodios ígneos más tardíos están representados por los materiales filonianos, tardihercínicos.

Estos están representados fundamentalmente por pórfidos granítico-adamellíticos y leuco-granitos de grano fino, así como diques de cuarzo.

Algunos de los granitos tardicinemáticos hercínicos están afectados por los episodios de cizallamiento dúctil-frágil tardihercínicos.

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

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

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

Los depósitos de las cuencas cretácicas, en los momentos de regresión importante, provienen de éste zócalo alterado que se desmantela, dando lugar a sedimentos siliciclásticos. Las alteraciones caoliníferas de más de 20 m de profundidad, las silicificaciones y los encrustamientos ferruginosos nos hablan de un clima agresivo, húmedo y cálido para los sedimentos mesozoicos registrados en esta zona. Hacia el E, sin embargo, se han conservado sedimentos cretácicos originados en mares epicontinentales, de historia más dilatada que la que aquí se conserva.

Las primeras fases compresivas alpinas importantes dan lugar, durante el Paleógeno, a sedimentos continentales muy diferentes a los de las etapas previas mesozoicas. El relieve cambia radicalmente, destacándose áreas montañosas en las que se enraizarían abanicos aluviales. El clima tampoco sería tan agresivo, lo como indica el carácter arcóstico 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 glaciarismo reciente, en áreas montañosas próximas, son los procesos que van a terminar de perfilar los aspectos morfoestructurales actuales (paisaje) de este área.

La historia alpina de la Hoja comenzaría con el desmantelamiento de los últimos relieves tardíohercínicos. Durante la mayor parte del Mesozoico se produce un arrasamiento generalizado de los mismos. En ambientes climáticos mucho más agresivos que los actuales, y en un régimen tectónico general distensivo, hay una profunda alteración de los materiales emergidos. El resultado es una superficie poligénica con un relieve gravado y posteriormente exhumado, del que destacan algunos montes isla de materiales sedimentarios, principalmente cuarcíticos.

Los primeros movimientos compresivos, que inician los primeros relieves de la zona central de la Península Ibérica, van a generar sedimentos, en las cuencas adyacentes, provenientes de la erosión del manto de alteración mesozoico. De todos estos pasos, únicamente quedan en la presente Hoja los vestigios de la superficie exhumada, habiendo que referirse a otras zonas del Sistema Central, o de los Montes de Toledo, para completar la evolución geológica regional de estas primeras etapas alpinas.

El conjunto de la sedimentación terciaria se produce ya en un ambiente tectónico claramente compresivo. La elevación del Sistema Central va a condicionar la aparición de importantes sistemas de abanicos aluviales coalescentes, que desembocan centrípetamente en la cuenca del Tajo, la cual durante esta época (Oligoceno superior Mioceno) se comporta como una cuenca endorreica.

Durante el Cuaternario se van a producir los últimos retoques en el relieve de las sierras y el encajamiento de los ríos, lo que nos lleva al actual aspecto del paisaje.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

El área que nos ocupa, Hoja de "Navalcán", Nº 15-24, disfruta de un clima Mediterráneo seco, cálido, con un aumento en el régimen de humedad hacia el NO, según la clasificación agroclimática de J Papadakis.

Según el Plan Hidrológico de la Cuenca, en la región de estudio, la temperatura media anual (para un período comprendido entre 1940 y 1985), se encuentra entre los 15° y 16°C, con una tendencia de variación decreciente SO-NE y S-N. La isoterma de 15°C, atraviesa la hoja en dirección NO-SE, (ver figura 6.1. Extraída del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo. MOPU).

Para el mismo período, la precipitación media ponderada en las subunidades presentes en la Hoja es de aproximadamente 850 mm/año, lo que equivale a 4330 hm³ anuales, lo que representa el 1.5% del global de precipitaciones registradas en la totalidad de la Cuenca.

La distribución espacial de la precipitación media anual presenta una tendencia con variación creciente en la dirección SE-NO, con valores que van desde 600 mm al SE hasta 1.200 mm al NO. (ver figura 7.1.).

En lo que respecta a la distribución anual de estas precipitaciones se observa un máximo comprendido entre los meses de Noviembre a Marzo, y un mínimo en la época estival de Julio y Agosto.

Según el método de Thornthwaite, para el período comprendido entre 1.955 a 1.985, la evapotranspiración media ponderada en la zona es de 835 mm/año, lo que equivale a 4.260 hm³/año.

7.1.2. Hidrología Superficial

Las aguas superficiales en el sector que nos ocupan circulan principalmente a través del río Tiétar que discurre por la mitad Norte de la hoja en dirección NE-SO, y afluentes de este por ambas márgenes. Todos ellos dibujan una red bien jerarquizadas de tipo dendrítico algo influenciada por la fracturación.

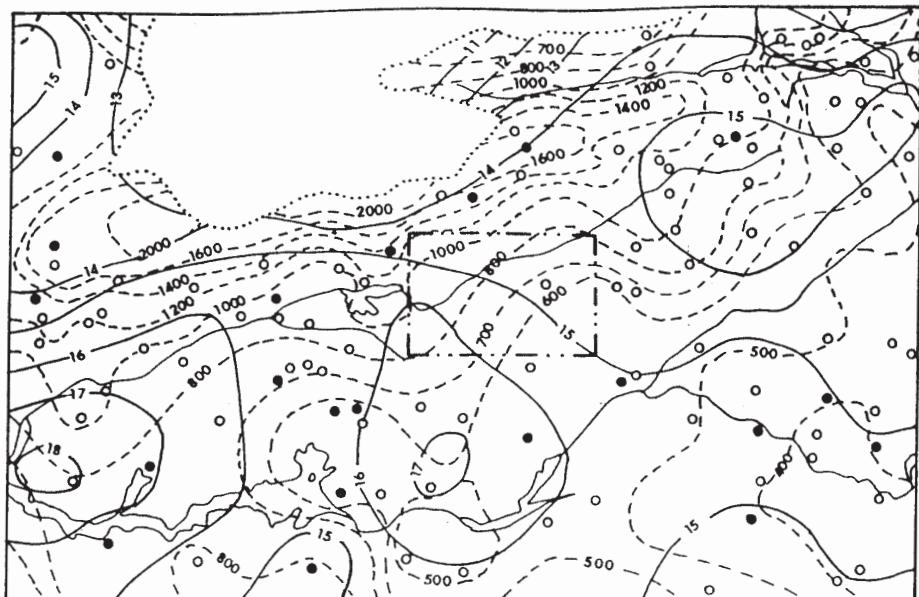
En la margen Norte del río Tiétar, los principales afluentes discurren en dirección N-S, entre los que cabe destacar, el río Arbillas, río Arenal y el río Ramacastañas. Por el Sur, el principal afluente es el río Guadyerbas, que discurre por el sector Surcentral de la hoja en dirección E-O. Las aguas de este están reguladas por el embalse de Navalcán, situado al Sur de la localidad de Navalcán.

En el sector Suroccidental de la hoja, las aguas discurren con dirección NE-SO, a través de arroyos de escasa importancia y funcionamiento estacional. Estos son tributarios del arroyo Alcañizo, que a su vez desemboca en el río Tiétar más al Oeste.

En la esquina Suroriental de la hoja, los arroyos circulan en dirección N-S, siendo tributarios del río Tajo. Cabe destacar el arroyo de Zafra.

Las aguas superficiales en éste área están reguladas por dos embalses, Navalcán y Rosarito. Las características de estos son las siguientes:

NOMBRE	Sup. Cuenca (km ²)	Sup. Embalse (Ha)	Altura de la Presa (m)	CAPACIDAD			Tipo de Presa
				Total (hm ³)	Util (hm ³)	Aliviadero (m ³ /sg)	
Navalcán	---	---	---	85	85	---	---
Rosarito	1.754	1.150	25	5	5	69	Gravedad



ESCALA 1:1.000.000

(Extraído de plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo. MOPU)

— — — ISOYETA ANUAL MEDIA (m.m) (PERIODO 1940/80).

— — — ISOTERMA ANUAL MEDIA (°C) (PERIODO 1940/80).

..... LIMITE DE CUENCA

● ESTACION TERMOPLUVIOMETRICA

○ ESTACION PLUVIOMETRICA

— — — HOJA 1:50.000 CONSIDERADA

Figura 7.1.- "Mapa de isoyetas e isotermas". (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo.MOPU)

Los recursos en régimen natural extraídos del Plan Hidrológico de la Cuenca del tajo de 1.988 para las cuatro subzonas presentes en esta hoja son los siguientes:

SUBZONA	Superficie Cuenca (km²)	Aportación (hm³)
9-51	730	320
9-52	1.024	877
9-53	1.887	1.670
8-46	1.455	5.415

El "Estudio de máximas avenidas y sequías de la Cuenca del Tajo", incluido en el Plan Hidrológico de la Cuenca, pone de manifiesto que el máximo de precipitación en 24 horas esperable en este sector es inferior a 150 mm y superior a 50 mm, con una tendencia de variación creciente en dirección SE-NO. La isomáxima de precipitación en 24 horas de 100 mm atraviesa la mitad septentrional de la hoja en dirección ENE-OSO, registrándose valores superiores a este al Norte de la misma.

En el área de estudio no existe ninguna estación para el control de calidad de aguas perteneciente a la red oficial establecida por la Confederación Hidrográfica del Tajo, en el Plan Hidrológico de 1.988.

No obstante por los datos extraídos de otras estaciones cercanas a este área, en las que se registran valores para el Índice de Calidad General (I.C.G.), superiores a 80, cabe pensar que la calidad de las aguas sea buena en general.

La evolución de la contaminación calculada en estas estaciones refleja un comportamiento fluctuante con tendencia desfavorable, lo que implicaría una disminución del ICG con el tiempo.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La Hoja en estudio, se localiza en la margen Norte de la Cuenca Tajo, en el sector Nororiental del acuífero detrítico de Toledo-Cáceres, al Noroeste de Talavera de la Reina.

El interés hidrogeológico de esta hoja, está basado en la presencia de niveles detríticos terciarios y cuaternarios, (sistema Nº 14), así como en la alteración y/o fracturación de las rocas graníticas presentes en la misma, (véase figura 7.2.; Mapa de situación de los sistemas acuíferos en la Cuenca del Tajo).

Los materiales que componen la hoja, se pueden agrupar en dos grandes conjuntos desde el punto de vista hidrogeológico. Uno constituido por rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Macizo Hercínico de edades Precámbrico-Cámbrico inferior las rocas metamórficas y Carbonífero superior las rocas ígneas, ambas constituyen el zócalo impermeable sobre el que descansa el segundo conjunto constituido por los sedimentos Terciarios y Cuaternarios correspondientes al borde Norte de la Cuenca del Tajo, así como el sector Sur de la Cuenca del Tiétar, (ver figura 7.3.; "Esquema hidrogeológico regional").

Las formaciones geológicas más recientes, están representadas por depósitos cuaternarios, los cuales se encuentran en relación con el encajamiento de la red fluvial. Se trata de depósitos detríticos de edad Pleistoceno-Holoceno que genéticamente se pueden agrupar en dos grandes grupos; unos ligados a procesos mixtos de arroyada y gravitacionales en los que la litología de los mismos está ligada al área de aportes y que por lo general suelen presentar poca extensión y potencia. Y un segundo grupo de depósitos ligados directamente al encajamiento de la red fluvial entre los que se pueden citar los depósitos ligados a la articulación de pendientes con los fondos de valle o diferentes niveles de terrazas, las terrazas propiamente dichas, glacis y conos de deyección a la salida de barrancos.

De estos materiales, mayor interés presentan, desde el punto de vista hidrogeológico, el segundo grupo de formaciones, terrazas, glacis, fondos de valle, llanuras de inundación y conos de deyección. De ellos, cabe destacar por su extensión y potencia los glacis que bordean los relieves del área sureste de la Hoja, en la fosa del río Guadyerbasque constituyen extensos arenazos en general de color blanco, y las terrazas ligadas a los ríos Guadyerbas, Tiétar y Arbillas, y algunos afluentes de los mismos.

Los materiales Terciarios presentes en esta hoja, se enmarca en la Depresión del Campo Arañuelo, conectada por un pequeño umbral con el resto de la Cuenca del Tajo.

El conjunto de la sedimentación terciaria, de edad Oligoceno-Mioceno, se produce en un ambiente tectónico netamente comprensivo, en el que la elevación del Sistema Central va a condicionar el desarrollo de importantes sistemas de abanicos aluviales coalescentes que rellenan la Cuenca del Tajo. Con posterioridad la estructura alpina condiciona tanto la sedimentación como los afloramientos terciarios quedando en ocasiones afloramientos aislados en fosas intramontañosas, como en el caso del Alto Tiétar o el río Arbillas.

Los materiales oligocenos se encuentran mal representados en afloramientos puntuales de escasa extensión. Se trata de areniscas silicificadas, silex bandeado y arenas y areniscas de grano fino-medio muy redondeadas con limos y gravas que en el mejor de los casos llegan a alcanzar potencias de 10 m.

Las restantes formaciones terciarias presentes en la hoja se encuentran muy bien representadas y corresponden a facies medias y proximales de sistemas de abanicos aluviales. Se corresponden con cuerpos arcósticos sin estructuración interna, para las facies medias. Las facies proximales están representadas por depósitos detríticos conglomeráticos arcósticos con abundancia de grandes bloques (algunos superan los tres metros).

En el marco de la presente hoja, las rocas ígneas se encuentran bien representadas en todo el ámbito de la misma. En la cartografía geológica se han diferenciado dos grandes grupos: granitoides sincinemáticos hercínicos y granitoides tardicinemáticos hercínicos.

Se han cartografiado un total de diez facies graníticas diferentes en el ámbito de la hoja, las cuales se describen con mayor detalle en el apartado 2 de la Memoria Geológica.

Estas rocas se encuentran alteradas a arenas arcósticas, dando lugar a un "Lehm granítico" que geomorfológicamente se corresponden con superficies estructurales degradadas. Este Lehm se encuentra bien representado en varios sectores de la hoja, entre los que cabe citar;

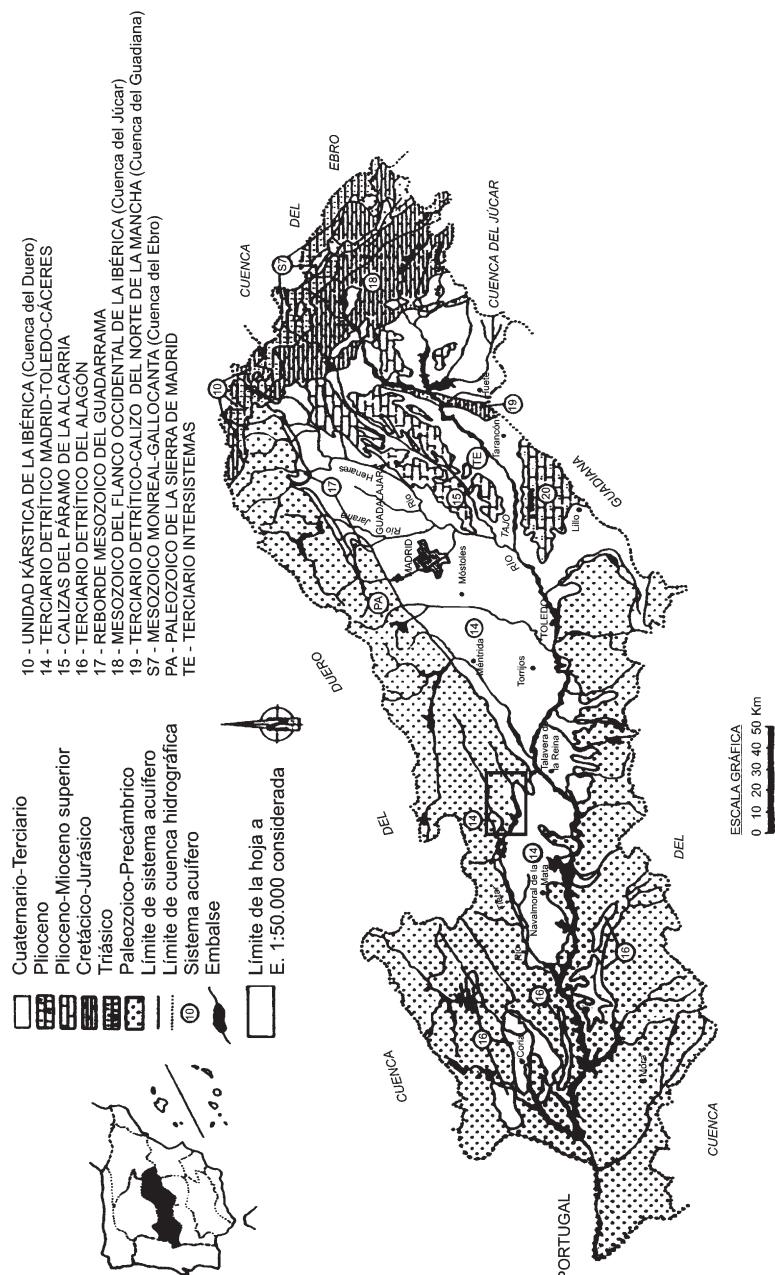
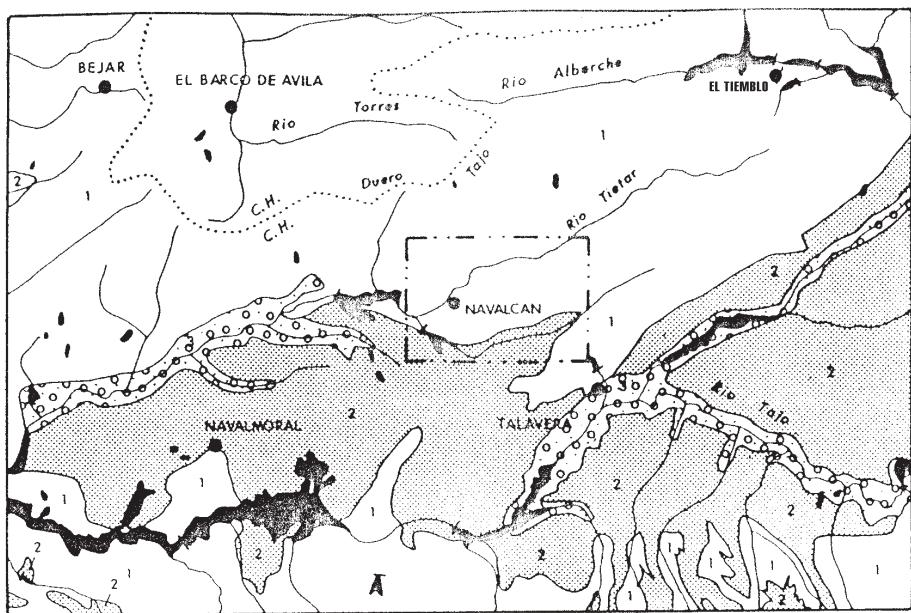


FIGURA 7.2.- "ESQUEMA DE SITUACIÓN DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS EN LA CUENCA DEL TAJO".



FUENTE: (Extraido del Mapa Hidrogeológico Nacional. Escala 1:1.000.000 ITGE 1991)



Permeabilidad alta por porosidad intragrangular



Permeabilidad media-alta por porosidad intragrangular



Baja permeabilidad o impermeable

— · — Límite de Hoja 1:50.000

FIGURA 7.3.- "ESQUEMA REGIONAL DE DISTRIBUCIÓN DE MATERIALES PERMEABLES". (PIAS)

el área situada al NO. en el paraje de la Barbacha y El Guaperó; al Norte del Río Tiétar en el paraje de la Solana que se corresponde con una plataforma próxima a los 400 m.; en los alrededores de Navalcarán y el sector Nororiental de la hoja al Norte de Montesclaros.

Desde el punto de vista hidrogeológico interesa el reconocimiento y ubicación de la fracturación frágil que afecte a estas rocas por ser las vías naturales de circulación de aguas en las mismas. Se han cartografiado dos familias principalmente, las cuales se agrupan según su dirección.

* Fracturación NO-SE. Corresponde a las direcciones principales de la Sierra de Guadarrama, y del borde norte de los sedimentos terciarios de la Cuenca del Tajo. Se trata de fracturas de gran recorrido, subverticales o buzantes ligeramente al Este. Asociado a estas fracturas existen cataclasitas con ferruginizaciones en algunos puntos

* Fracturación E-O. Corresponde a las principales estructuras de la Sierra de Gredos y a la sedimentación terciaria del Campo Arañuelo.

Los dos sistemas han debido rejugarse alternativamente durante los tiempos alpinos, no obstante parece que las fracturas NE-SO. cortan en algunos puntos a las fracturas E-O.

Las depresiones tectónicas de la hoja están condicionadas por estos dos sistemas de fracturación.

A nivel de afloramiento la fracturación se puede considerar de media a baja con espaciados entre centimétricos a decamétricos.

Los materiales metasedimentarios se encuentran representados en la Hoja por afloramientos de varias dimensiones, los dos mayores son los de Hontanares-Montesclaros y Cerro Ayuso-Cerro de la Granja. El primero tiene una longitud de 11 km., con una división en dos estrechas ramas de dirección NO-SE. y se extiende desde la cuenca del Tiétar hasta la cuenca del Guadyerbas; el segundo aunque de igual longitud, presenta una mayor anchura (5 km máximo). Se trata del mismo afloramiento metamórfico aunque desplazado por una fractura alpina de dirección NE-SO.

Además de estos, existen otros pequeños afloramientos situados la mayoría de ellos al Sur del río Guadyerbas en la esquina SE de la Hoja.

Litológicamente hablando, se trata de una serie monótona de esquistos, areniscas feldespáticas y en menor proporción cuarcitas con intercalaciones de rocas de silicatos cárnicos, e intercalada en esta formación existen potentes paquetes de mármoles dolomíticos mejor representados en el afloramiento de Hontanares-Montesclaros. Estos materiales se tratan con todo detalle en el Capítulo 2.1. de la Memoria Geológica.

El sistema acuífero detrítico aflorante, ocupa una serie de depresiones tectónicas, cubierta por materiales detríticos de carácter continental con disposición horizontal. Sobre estos, se depositan las formaciones detríticas de edad Cuaternaria con contacto erosivo en la base de las mismas y disposición igualmente horizontal.

Los niveles acuíferos en general y en la hoja en particular son los siguientes:

Cuaternario: La máxima expresión de este, se encuentra en el sector Sur de la hoja y lo constituyen los glaciares y terrazas aluviales asociadas al Río Guadyerba, sobre todo en su margen Sur. Constituye aterrazamientos que descansan sobre los materiales terciarios, o directamente sobre el zócalo granítico.

Todos estos depósitos ocupan una gran extensión superficial con espesores que pueden llegar a los 5 metros.

La permeabilidad de estos depósitos se debe a su porosidad intergranular.

Terciario: Estos materiales unidos a los anteriores, forman parte del Sistema Acuífero N° 14 del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS). (Ver figura 7.2).

Su permeabilidad se debe a porosidad intergranular.

La propia naturaleza de estos depósitos hacen de este un acuífero anisótropo y heterogéneo, actuando como un sistema multicapa, donde la circulación se efectúa desde los interfluvios (zonas de recarga) hasta los valles de los ríos y arroyos principales (zonas de descarga).

Se han definido en este sistema N° 14, flujos que en función de su recorrido, se han denominado locales, intermedios y regionales, es este último, el tiempo de tránsito del agua en el acuífero puede alcanzar decenas de miles de años (RUBIO, P; LLAMAS, M; 1.982). Estos flujos regionales podrían ser la causa de la presencia de aguas salobres en las proximidades de Talavera de la Reina, al Sur de la hoja (SASTRE MERLÍN, A. 1.980).

Lehm granítico: Se puede considerar como un acuífero de interés local, debiendo su permeabilidad a porosidad intergranular. Muestra en ocasiones un potente desarrollo, sobre todo en las proximidades de Navalcarnero y en los sectores Nororiental y Noroccidental de la Hoja.

Menor interés presenta la fracturación del zócalo granítico. Localmente presenta surgencias en épocas de alta pluviometría y/o de deshielo, que pueden resolver problemas de abastecimiento de aguas de índole local.

De los sistemas de fracturación anteriormente descritos, desde el punto de vista hidrogeológico presentan mayor interés la fracturación NE-SO, ya que existen numerosos indicios en la Hoja que sugieren la circulación de aguas a través de la misma. Tales son los casos de:

- Punto 1524-8-001: Del que se abastece gran parte de la población de Segurilla.

- Humedal del Arroyo de las Calabazas en el punto kilométrico 87.500 de la carretera comarcal 502.

- Humedal del Prado de la Huerta, al Este del kilómetro 6 de la carretera de Segurilla a Montesclaros.

- Mármoles dolomíticos: Estos materiales presentan una permeabilidad media-alta por fisuración, karstificación.

En estudios previos realizados en este área (VICENTE LAPUENTE, R. y SASTRE MERLÍN, A. 1.983), se hace referencia a caudales específicos y transmisividad en el sistema acuífero detrítico. En ellos se dan unos valores para los caudales específicos que rara vez superan los 0.2

l/s/m. La distribución espacial de los valores medidos refleja dos zonas, una situada hacia los bordes de la cuenca, en las proximidades del contacto con el macizo cristalino en la que los valores son sensiblemente inferiores y otra segunda situada hacia el centro de la cuenca en la que se registran los máximos valores.

Los valores de transmisividad que se obtienen en estos estudios para este acuífero detrítico son del orden de 3,2 m²/día.

El acuífero aluvial presenta unos valores medios para el caudal específico mayores que en el caso anterior, siendo del orden de 11,2 l/s/m, lo que nos da una transmisividad del orden de 1.100 m²/día. La porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento para estos materiales es de 0,15 a 0,20. El espesor saturado medio oscila entre 4 y 6m., la reserva de agua debe estar comprendida entre 100 y 150 hm³.

En el acuífero considerado, la recarga se produce por la infiltración eficaz del agua de lluvia, caída directamente sobre el mismo. La infiltración que tiene lugar en los bordes de la cuenca producto de la escorrentía del agua sobre materiales impermeables o de muy baja permeabilidad (rocas ígneas y metamórficas) es relativamente baja, como lo demuestran los bajos valores registrados para los caudales específicos en estas zonas. Esta infiltración tiene lugar en los interfluvios, principalmente.

En la síntesis hidrogeológica de la Cuenca del Tajo, se hace una estimación de las reservas subterráneas. Así, para la subunidad Cáceres (Tiétar) se estiman superiores a 2.700 hm³.

En el acuífero aluvial, suponiendo un porcentaje de infiltración eficaz entre el 30 -35% de la lluvia útil (125mm), se obtiene una recarga anual de 6hm³ a partir de las precipitaciones de agua. Otro mecanismo de recarga importante lo constituyen el flujo de agua procedente de los materiales terciarios que descargan en los río Guadyerbas y Tiétar, a través de los depósitos aluviales. Los excedentes de riego, constituirán otro mecanismo de recarga a tener en cuenta.

En este sistema, las salidas se deben principalmente al drenaje efectuado por ríos y arroyos, en general esta descarga no se produce directamente en los ríos, sino a través de los acuíferos aluviales. Por otro lado, es posible que parte de la descarga se efectúe por evapotranspiración de los materiales semiconfinantes existentes en la cuenca. A estas, hay que sumarle el producido por bombeos, que en el caso del acuífero aluvial no deben ser muy importantes, ya que los motores instalados no suelen extraer caudales superiores a los 20 l/s, y la gran mayoría de los puntos no se encuentran instalados o con sistemas de elevación manuales. En la actualidad no están evaluadas las salidas del sistema.

En la hoja no existía hasta la realización de la presente memoria ningún punto de agua inventariado en el banco de datos del IGME.

Durante la campaña de campo se han reconocido tres puntos de agua, muestreándose estos. Dichos puntos figuran en el cuadro inventario adjunto (ver cuadro resumen inventario de puntos de agua).

Según los trabajos de SASTRE MERLÍN, (1976), realizados en los materiales detríticos terciarios y cuaternarios en las proximidades de Talavera de la Reina, las aguas predominantes en el sistema en general son de facies bicarbonatada, cárlico-magnésicas; de dureza y mineralización baja, con valores de conductividad comprendidos entre 12 S/cm a 1.500 S/cm.

La analítica refleja dos familias, una que correspondería a áreas de no descarga, en la que el grado de mineralización es más amplio, si bien bajo y presenta bajos contenidos en SO_4^{2-} y Na^+ ; y una segunda que representaría las aguas de descarga en las que el contenido en SO_4^{2-} y Na^+ es mayor y los contenidos en Mg^{2+} y Ca^{2+} son bajos, su Ph es más elevado y su dureza menor.

La evolución de los cationes en estas aguas es clara, pasando de aguas cálcico-magnésicas en áreas de recarga a aguas sódicas en áreas de descarga. Los aniones presentan un menor grado de evolución no dejando en ningún caso de ser aguas bicarbonatadas, si bien se van enriqueciendo en sulfatos y cloruros.

Durante la realización de este trabajo se han recogido tres muestras de agua, para su posterior análisis, dichos puntos aparecen en el inventario (ver Anexo I).

Las tres muestras se han tomado en puntos de aguas relacionados con granitos, dos en manantiales asociados a fracturas (15248001; 15248002), y una en un pozo situado en el aluvial del Arroyo de las Calabazas (15243001).

Nº PUNTO	Tº agua (°C)	Sol.Dis. (mg/l)	pH	Conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	FACIES
15243001	13.9	265	7.05	288	Bicarbonatada-cálcica
15248001	12.9	250	7.01	303	Sulfatada o Clorurada - cálcica
15248002	14.5	252	7.05	355	Sulfatada o Clorurada - cálcica

Por lo que se refiere al contenido aniónico de estas aguas, predominan las de tipo bicarbonatado. El contenido catiónico está fundamentalmente constituido por calcio y/o magnesio.

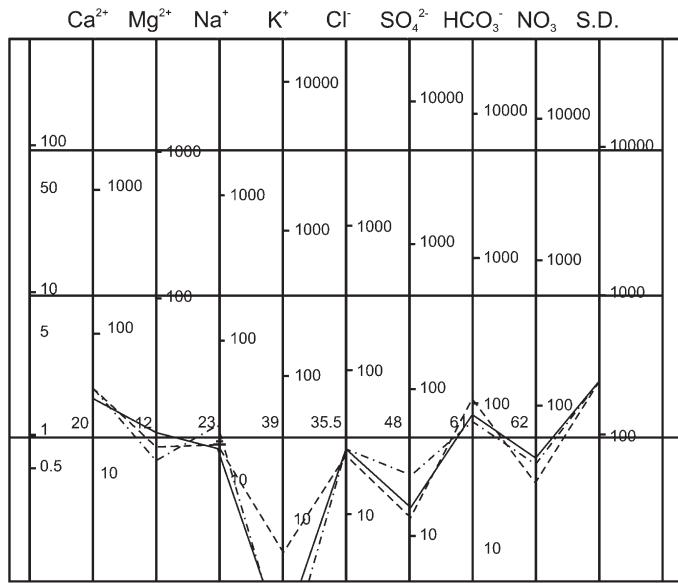
En la figura 7.4., se refleja el campo de variabilidad química de las muestras analizadas (Diagrama de SCHOELLER). Destaca sobre todo, lo reducido de este en las muestra. Estas quedan siempre por debajo de los límites máximos establecidos por la Reglamentación Española para el Control de Potabilidad de las Aguas de Consumo Público (Septiembre 1.990; BOE 226).

Según los diagramas de Piper, las aguas predominantes en las áreas graníticas, son de facies bicarbonatadas cálcicas a sulfatadas o cloruradas cálcico magnésicas, de blandas a medianamente duras y poco mineralizadas.

La presencia de aguas cloruradas se debe a que en el diagrama se suman los contenidos de cloruros y nitratos. Si no se consideraran los nitratos las aguas se encontrarían en el sector de las facies bicarbonatada. Por lo que podemos considerar que las aguas analizadas son de facies Bicarbonatadas-cálcicas. La presencia de amoníaco, sílice disuelta y nitratos con pH neutros puede indicar contaminación de las aguas por agentes no naturales, en el caso que nos ocupa, puede ser debido a la actividad ganadera en la zona.

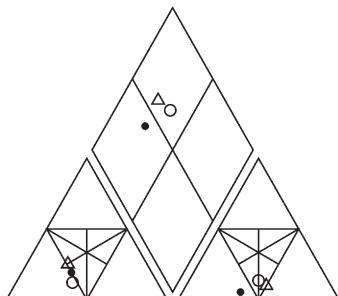
En función de los parámetros analizados, estas aguas relacionadas con fracturas son aptas para abastecimiento a núcleos urbanos, ya que cumplen la reglamentación vigente de 1.990 con respecto a potabilidad de aguas.

DIAGRAMA LOGARÍTMICO DE SCHOELLER

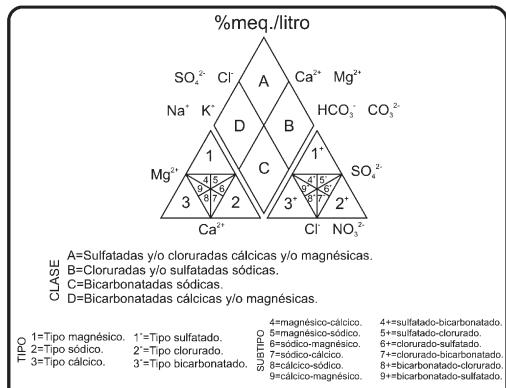


S.D. = Sólidos Disueltos

NOTA: Los parámetros están expresados en mg/l



DIAGRAMAS DE PIPER



IDENTIFICACIÓN
DE LAS MUESTRAS

1/3 ●	-----
8/2 Δ	-----
8/1 O	-----

Figura 7.4.- Diagramas hidroquímicos de las aguas analizadas.

CUADRO RESUMEN INVENTARIO PUNTOS DE AGUA NAVALCAN 15 - 24 (601)

Nº PUNTO	COORDENADAS			NAT	Prof.	USOS	Nivel Piez.	CAUDAL	Litol.	Conduc ($\mu\text{h}/\text{cm}^2$)	FACIES	Ph	Origen documt	Fecha	
	X	Y	Z												
15243001	328050	4441125	490	P	4.00	C	488	Nov93	—	Gr	288	bicar-calc.	7.05	P.Tiéar	
15248001	3411100	4431800	580	M	00.00	A	580	Nov93	—	Gr	303	bicar-calc.	7.01	P.Tiéar	
15248002	338600	4436000	440	M	00.00	G	440	Nov93	—	Gr	355	bicar-calc	7.05	P.Tiéar	
NATURALEZA:		Manantial M		USOS:		Abastecimiento A		Desconocido C		Ganadería G					
Pozo P															

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos

En esta Hoja prácticamente no existe minería metálica según se desprende de la bibliografía consultada y el reconocimiento de campo realizado durante la ejecución de la cartografía geológica. Únicamente se realizaron exploraciones en busca de minerales revalorizados durante la última guerra mundial y existe un indicio de escasa entidad, de pirita. Este indicio (nº 1) de sulfuros de hierro, se cita en las fichas de estudio del Mapa Metalogenético Español, (IGME,1974) indicándose que el mineral principal es marcasita. Actualmente las labores son inaccesibles.

7.2.2. Minerales energéticos.

Hay solamente un indicio de uranio en la Hoja. Es el indicio número 2, denominado Parrillas, y situado en este mismo término Municipal. Es un yacimiento filoniano, de dirección N 45° E y buzamiento vertical. La mineralización se presenta en una brecha silícea constituida fundamentalmente por cuarzo calcedónico, con autunita y tobernitita como minerales principales. La corrida del filón es de 350 m. y su potencia es de 4m. Encaja en los granitos biotíticos.

Este área fue investigada por la J. E. N. mediante prospecciones geológicas, geofísicas y radiométricas. Como conclusiones genéticas se atribuye su origen a la lixiviación del granito y redeposición en una red de fracturas de carácter distensivo, clasificándose el yacimiento como epitermal - supergénico. (E. RAMOS, 1972).

7.2.3. Rocas y minerales industriales.

Las explotaciones de rocas industriales son de importancia limitada y su uso es, en general, regional. Cabe destacar las explotaciones de calizas marmóreas utilizadas hasta el momento como áridos, pero que podrían utilizarse en el futuro como roca ornamental y que son conocidas por haberse realizado con ellas las estatuas de Cibeles y Neptuno de Madrid.

7.2.3.1. Granito

La cantería del granito en la hoja tiene escasa importancia, se restringe a cuatro explotaciones actualmente de inactivas, utilizado en su mayor parte como áridos de trituración, piedra de sillería, mampostería, y adoquines. El grado de fracturación de las rocas graníticas aflorantes no permiten la extracción de grandes bloques por lo que las posibilidades futuras de explotación de estas rocas como piedra ornamental son escasas.

7.2.3.2. Grava.

Únicamente se han localizado dos explotaciones de gravas de pequeño tamaño, en eluviales y aluviales cuaternarios. Se trata de los indicios 7 y 8, su uso es local.

7.2.3.3. Calizas.

Las explotaciones de calizas son las que presentan mayor interés económico actual, así como posibilidades futuras de explotación como roca ornamental. Se trata de calizas marmóreas utilizadas como áridos de trituración. Los indicios números 10, 12, y 13 son los de mayor interés, actualmente son activas. Están situados en una banda caliza de dirección Noroeste - Sureste, en el término municipal de Montesclaros. La cantera de mayor tamaño es la correspondiente al indicio nº12, con una producción de 4.000 Tm.

7.2.3.4. Esquistos.

Se han utilizado como áridos de trituración en el término Mejorada, existiendo una pequeña explotación correspondiente al indicio número 11, en las proximidades del contacto granítico, cercano a la cantera de granito del indicio número 4.

7.2.3.5. Gneis.

El indicio número 14, corresponde a un antigua explotación del gneis de Parrillas. Se trata de un gneis de dos micas y con andalucita y sillimanita como minerales accesorio. Según datos elaborados por el IGME (1984) su composición química es la siguiente:

Si O₂ :52.98 %, Al₂ O₃: 19.56 %, Fe₂ O₃: 8.62 %, TiO₂: 0.48 %,
CaO: 0.27 %, K₂ O: 3.78 % Na₂ O: 2.21 % p.p.c.: 3.52%.

En el estudio realizado por el IGME se recoge que este gneis podría utilizarse como refractorio dada la presencia de sillimanita y andalucita, pero con el inconveniente de la poca proporción de estos minerales en la roca y su difícil separación.

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 subdividirlas 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 cuantitativamente 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 Navalcarnero se han distinguido cuatro áreas y ocho zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

ÁREA I

ZONA I₁: Tramos 1 a 3.

ZONA I₂: Tramos 4 a 13.

ÁREA II

ZONA II₁: Tramo 14.

ZONA II₂: Tramo 15.

ÁREA III

ZONA III₁: Tramos 17, 18 y 20.

ZONA III₂: Tramos 19, 21 y 22.

ÁREA IV

ZONA IV₁: Tramos 23, 24, 25 Y 29.

ZONA IV₂: Tramos 26, 27, 28, 30 y 31.

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 de la Hoja.

ZONA I₁ (Tramos cartográficos 1 a 3)

Están representadas por los diferentes diques intruidos entre distintas facies graníticas, con una potencia media de 10 m.

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

Son ripables en función de su potencia y diaclasado, y su capacidad de carga es baja por la intensa fracturación.

ZONA I₂ (Tramos cartográficos 4 a 13)

Se incluyen en esta zona a las rocas graníticas deformadas o no, que a nivel cartográfico y petrográfico, corresponden a tipos de facies con idénticas características geotécnicas.

La morfología que presenta es muy regular y corresponden a los grandes relieves de la Hoja.

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

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

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

7.3.1.2. Área II

En este grupo se han separado dos zonas con diferentes tramos cartográficos, todos ellos en materiales pre-ordovícicos.

ZONA II₁ (Tramo cartográfico 14).

Corresponde a esquistos, arenas feldespáticas y cuarcitas con intercalaciones de rocas de silicatos cárquicos existentes en la zona nororiental de la Hoja.

Su comportamiento hidrogeológico es de una formación impermeable, en la que sólo existe escorrentía superficial o permeabilidad ligada a fracturas.

La morfología es suave, y son fácilmente erosionables, a excepción de los tramos cuarcíticos y areniscosos, por el tipo de material en sí, por la fracturación y por la pizarrosidad. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

La capacidad de carga es buena por lo que no presentarán problemas de asientos. En general son materiales ripables y solo aquellos niveles cuarcíticos y areniscosos de entidad y poco fracturados necesitan voladura.

ZONA II₂ (Tramo cartográfico 15).

La constituyen los mármoles aflorantes en la Hoja, que se localizan según una dirección NO-SE, en su mitad oriental.

Estas rocas se comportan como formación permeable por fisuración y/o karstificación.

No son ripables y tienen buena capacidad de carga aunque se tienen que eludir posibles zonas karstificadas.

7.3.1.3. Área III

Pertenecen a este área sedimentos terciarios incluidos en dos zonas con características propias.

ZONA III₁ (Tramo cartográfico 13).

Corresponden a esta zona arcosas, conglomerados y limos, por lo general cementados, que se ubican formando replanos en las bandas N. y S. 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-alto.

ZONA III₂ (Tramos cartográficos 19, 21 y 22).

La forman bloques, conglomerados y arcosas que aparecen adosados a fracturas de dirección NE-SO. y NO-SE. existentes en la mitad norte de la Hoja.

Presentan una morfología suave con inclinación hacia el norte; por lo que no plantean problemas de tipo geomorfológico. En las áreas atravesadas por arroyos aparecen signos de erosión lineal.

Es una zona impermeable o con algún acuífero aislado condicionado por la potencia del tramo y la abundancia de limos en la matriz o base arenosa. En conjunto, el drenaje es por escorrentía superficial.

La ripabilidad es buena, y la capacidad de carga y asentamientos es de tipo medio. Hay que tener en cuenta la existencia de grandes bloques no solo superficiales, a la hora de realizar cualquier tipo de obra.

7.3.1.4. Área IV

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

ZONA IV₁ (Tramos cartográficos 18 y 21).

Son cantos, arenas y limos correspondientes a glacis, coluviones y conos, existentes como recubrimiento de laderas, con mayor o menor inclinación en todos los relieves de 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 26, 27, 28, 30 y 31).

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 aluviales y fondos de valle.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

La ripabilidad es fácil y su 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 DE INTERÉS GEOLÓGICO

Un Punto de Interés Geológico (P.I.G.) puede ser definido como un lugar o área que muestra una o varias características consideradas de especial relevancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que, de una manera continuada, han ido modelando nuestro planeta a lo largo 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, que es, en definitiva, nuestra propia historia como seres vivos.

Un PIG no debe quedar restringido al concepto clásico de yacimiento paleontológico o mineralógico. Su singularidad puede ser debida tanto a procesos externos (dinámica litoral, fluvial, glacial, etc.), como internos (volcanismo, magmatismo, deformación, procesos sedimentarios, etc.), o incluso debidos a la acción de la actividad humana (explotaciones antiguas históricas, grandes obras de ingeniería, desertización de un área debida a una mala planificación agrícola, entendida esta última como ejemplo negativo del mal uso a que puede asignarse el territorio, etc.).

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 (IGME) 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 y/o turísticos. Esta iniciativa, por parte del IGME, se recoge en el "Proyecto para estudio, explotación y conservación de los puntos de interés geológico singular", contenido dentro del Proyecto nº 5 (Actualización del programa de infraestructura geológica) del Plan Nacional de Abastecimientos de Materias Primas Minerales. Los resultados esperados, según el IGME, son los siguientes:

- Conocimiento de un patrimonio nacional, hasta hoy poco conocido y mal explotado.
- Creación de archivos de documentación para investigación y estudio.
- Conservación organizada de este patrimonio, aunando esfuerzos.
- Aprovechar, sistematizándola, gran cantidad de información recogida durante la ejecución del MAGNA y otras actividades geológicas.
- Ayudar a un mejor conocimiento de la Naturaleza y respeto de la misma.
- Preparar un material didáctico utilísimo para la enseñanza media y superior.
- Fomentar la investigación de un conjunto de puntos de interés geológico, lo que llevará a un mayor conocimiento de nuestra geología y, en consecuencia, al hallazgo y mejor aprovechamiento de nuestros recursos naturales.
- Elevar nuestro prestigio entre los países de vanguardia en investigación y conservación de la Naturaleza.

8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

En general, el área ubicada dentro de la Hoja nº 601 (Navalcán), como continuación oriental de la Comarca de la Vera, se puede considerar como una zona de interés turístico-paisajístico. En este sentido, son frecuentes las visitas durante todo el año, por parte de un turismo interior a todos los pueblos de la zona, especialmente a Arenas de San Pedro y a las cuevas kársticas de "El Águila". Esta zona forma parte de las estribaciones meridionales de la Sierra de Gredos y es recorrida por dos importantes ríos, al Norte el Tiétar, y al Sur el Guadyerbas. Dentro de esta hoja se han seleccionado tres puntos o lugares de interés geológico, a saber:

- La Gruta de "El Águila"
- Las canteras de mármol de Montesclaros
- Granitos cizallados tardihercínicos cabalgando a materiales terciarios.

El primero, corresponde a un punto de interés turístico y geomorfológico, donde los procesos de disolución y erosión de las aguas subterráneas en materiales carbonatados han desarrollado una cueva o caverna kárstica de exquisita belleza debido a la espectacularidad en el desarrollo de estalactitas y estalagmitas.

El segundo punto, corresponde a una serie de canteras en mármoles que dieron lugar a una intensa actividad artesana en la producción de "cal", hoy extinguida, en los alrededores del pueblo de Montesclaros. Pero independiente de la importancia comercial que tuvo esta actividad para los vecinos de Montesclaros, existe otra razón por la que se ha elegido este punto como de interés, y es el hecho de que de estas canteras salieron los bloques de mármol con los que se tallaron las estatuas y se construyeron las fuentes de la Cibeles y de Neptuno de Madrid.

Por último el tercer punto seleccionado responde más a una singularidad geológica de tipo deformativo tardihercínico y alpino.

Para una información más detallada sobre estos puntos de interés (situación geográfica, fotos, diapositivas, clasificación según contenido, utilización, influencia, etc.) se remite al lector a la información complementaria a esta memoria depositada en el IGME.

8.1.1. La Gruta de "El Águila"

Se localiza en el sector Norte de la hoja, dentro del término municipal de Arenas de San Pedro (Ávila), y a unos 5 kilómetros de la localidad de Ramacastañas desde la que se accede por una pista asfaltada.

Esta sima kárstica, descubierta en 1963, se ha desarrollado sobre un paquete de calizas marmóreas intercaladas entre una serie de esquistos, cuarcitas feldespáticas y cuarcitas de edad pre-ordovícica (presumiblemente cámbicas). Los procesos de disolución por parte de las aguas subterráneas han modelado una gruta longitudinal de unos 400 a 500 m por unos 100 a 150 m de anchura, con alturas que pueden llegar a los 25 m. El recorrido habilitado para los turistas, a través de escalinatas y pequeños puentes de hormigón, es de 1.000 m, según las explicaciones facilitadas por el guía. Es posible que la nave habilitada para visitas esté conectada con otras galerías; de momento no se tiene seguridad de que esto suceda, aunque se han realizado algunos intentos exploradores en este sentido.

La cueva consta de una sola cámara compartimentada por columnas de stalactitas y stalagmitas, en ocasiones de varios metros de diámetro, y de singular belleza. Sin embargo, son las stalactitas que cuelgan del techo, adoptando formas diversas, las que más llaman la atención. Estas concreciones carbonatadas son en general de un marcado color blanco y adoptan curiosas formas que recuerdan a animales, objetos o imágenes (Virgen del Pilar, águila, rinoceronte, falda plisada, etc.).

8.1.2. Las canteras de mármol de Montesclaros

En las cercanías de la localidad de Montesclaros (Toledo) existe un afloramiento, de unos 11 km por 1 km de anchura, de materiales carbonatados metamorfizados en condiciones de grado medio-alto, que dan lugar a unos mármoles de colores claros o blancos, a los que se sobreimpone un metamorfismo térmico de contacto, inducido por las intrusiones graníticas.

Estas rocas han sido tradicionalmente aprovechadas por los habitantes de la zona para la fabricación de "piedra de cal" en diversos hornos o "caleros" distribuidos por la zona. La referencia histórica más antigua, aparece en el Catastro del Marqués de la Ensenada, fechado en 1752, en la que se indica la existencia de dos caleros en Montesclaros (ALBARRÁN, 1986); sin embargo, es posible que los romanos montaran allí los primeros caleros. Durante los años 50 y 60 alcanzaron gran auge, y llegaron a constituir el principal medio de subsistencia de muchas familias montesclareñas. Prácticamente hasta 1982 la industria de la cal ha estado ligada a este pueblo toledano; según ALBARRÁN (1986), incluso en 1983 un tal Colás fabricó la última cal salida de Montesclaros. Hoy día, y desde 1974, la actividad en torno a estos mármoles queda limitada a las canteras de San Pedro de Alcántara situadas a unos 3'5

km al Sur de Montesclaros. De ellas se extrae mármol que una vez molido, lavado y clasificado se utiliza por la industria de la construcción.

Pero a pesar de la tradición calera de este pueblo, ya extinguida, los mármoles de Montesclaros fueron utilizados para la construcción de importantes obras monumentales, y por ello son recogidos como un punto de interés geológico-histórico. En efecto, de las canteras de Montesclaros salieron los bloques para la construcción, por fray Vicente Extremera, de la capilla de San Pedro de Alcántara en la segunda mitad del siglo XVIII, las 1.138 arrobas llevadas a Madrid para la fuente de la Cibeles y 760 arrobas para la fuente Neptuno. No obstante se desconoce el lugar exacto de donde fueron sacados los bloques con los que se realizó la obra más emblemática y simbólica de Madrid.

-La fuente de Cibeles: Las reformas iniciadas por Carlos III en su deseo de embellecer Madrid, dieron lugar a que se encargase a Ventura Rodríguez, por aquel entonces, maestro mayor del Ayuntamiento de Madrid, la decoración y embellecimiento del Paseo del Prado. Según Albarrán (1986) este gran arquitecto "Concebíó el paseo como hipódromo a imitación de los griegos. En un extremo se halla Cibeles (diosa de la Tierra) y en otro Neptuno (dios del Mar) y en el centro, Apolo (dios del Fuego)".

Una vez realizados los correspondientes diseños de la fuente de Cibeles por Ventura Rodríguez, el día 7 de junio de 1779 se hizo público, mediante carteles, el anuncio para la presentación de ofertas encaminadas al transporte de los bloques necesarios para su construcción. Tras la presentación de diversas ofertas y un segundo aviso público por parte del Ayuntamiento, el 30 de Agosto de 1779 se aceptó la oferta de Pedro de la Paliza, de nueve reales y medio por arroba transportada.

Con objeto de hacer el transporte en las mejores condiciones para el ganado de tiro se esperó a la llegada del verano. Y el día 2 de junio de 1780 se inició el traslado de las sesenta y seis piezas, que Ventura Rodríguez había proyectado y según constaba en el contrato. Noventa y dos días, no exentos de dificultades fueron necesarios para el traslado de todos los bloques. Para el traslado del bloque de mayor peso de 616 arrobas (7.184 kilos) se emplearon veinticinco días y nueve pares de bueyes (ALBARRÁN, 1986). Las dificultades fueron enormes, y Pedro de la Paliza tuvo que contar con mucha más mano de obra de la presupuestada, por lo que el traslado alcanzó la cifra de 101.616 reales de vellón, cifra muy superior a la pactada. el 19 de diciembre de 1780 se le adelantaron 50.000 reales, y ocho años después, tras una larga gestión con el Ayuntamiento de Madrid, el 14 de Junio de 1788 la Junta de Propios y Arbitrios acordó librarle los 51.616 que le restaban.

Los trabajos escultóricos fueron encargados a Francisco Gutiérrez y a Roberto Michel, según los bocetos realizados por Ventura Rodríguez. Gutiérrez esculpió la diosa Cibeles y Michel los dos leones. En los adornos del carro contribuyó Manuel Ximénez. Los trabajos quedaron concluidos hacia finales de 1782, previa aprobación de un nuevo presupuesto para colocar una faja de piedra de diez pies de ancho rodeando la grada del pilón.

-La fuente de Neptuno: El mármol de la fuente de Neptuno también salió de las canteras de Montesclaros. el transporte de las 760 arrobas de piedra se efectuó igualmente por Pedro de la Paliza el año 1871, y su coste ascendió a 24.000 reales de vellón. En este caso Pedro de la

Paliza tuvo menos dificultades para el transporte de las piedras y utilizó únicamente su ganado

Respetando los bocetos de Ventura Rodríguez fue esculpida por Juan Pascual de Mena. Se compone de un pilón circular en cuyo centro hay un carro en forma de concha, tirado por dos caballos marinos. Sobre el carro se alza el dios Neptuno, con una serpiente enroscada en su mano derecha y un tridente en la izquierda. La obra fue terminada por los artistas José Arias y Manuel Tolsa hacia 1785, habiendo fallecido ya Ventura Rodríguez.

8.1.3. Granitos cizallados tardihercínicos cabalgando a materiales terciarios

Esta banda de cizalla se encuentra en el extremo SE. de la hoja y se puede ver en los afloramientos situados en la carretera que va de Segurilla a Montesclaros a la altura de los puntos kilométricos 3'700 a 3'800. Muestra una dirección NE-SO. y un espesor de varias decenas de metros. En este punto afecta a un monzogranito (adamellita) biotítica, con \pm moscovita, \pm cordierita y con megacristales de feldespato-k dispersos.

Esta estructura parece la continuación de la que aflora al Oeste de Marrupe en la vecina Hoja nº 602 (Navamorcunde). El granito aparece milonitzado en condiciones dúctiles-frágiles con desarrollo de colas de presión asimétricas sobre megacristales de feldespato-k, así como desarrollo de estructuras S/C y ECC. La foliación milonítica varía de N38°-58°E y buzamientos entre 30° y 60° al SE. Se han medido estrías N78°E con inclinación de 20° al NNE, que indican criterios cinemáticos de movimiento hacia el NNE.

Estos granitos milonitzados aparecen cabalgando a un afloramiento pequeño de materiales arcósicos terciarios según una falla inversa alpina buzante hacia el SO. unos 40°, lo que puede dar lugar a distorsiones de dicha foliación. Doblas y Rubio (1989) le atribuyen el carácter de dislocaciones antitéticas atípicas de un sistema extensional hacia el N.

9. BIBLIOGRAFÍA

- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARABALLO, J.M.; PEINADO, M. y TINAQ, J.M. (1975). "Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español." *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 88: 1 145
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centroriental del Sistema Central español". *Estud. Geol.*, 39: 271 306.
- ARENAS, R.; FÚSTER, J.M.; MARTÍNEZ SALANOVA, J.; OLMO SANZ, A. del; VILLASECA, C.; IBARROLA, E.; MARTÍN PARRA, L.M.; MACAYA, J.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE G. de; BARDAJI, T.; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; MERLO, A.; HUERTAS, M.J. y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991a). "Segovia". *Publ. Inst. Tecnol. GeoMin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (2ª ser.)*, 483: 135 págs.
- ARENAS, R.; FÚSTER, J.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y VILLASECA, C. (1991b). "Evolución metamórfica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama)". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4(3 4): 195 201
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975). "Les décrochements tardi hercyniens du sud ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la dé formation. Tectonophysics", 25: 139 171
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M. y VILLAR, P. (en prensa). "La estructura del sector de Buitrago Somosierra (Sistema Central)". *Bol. Geol. Min.*
- 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. París*, 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
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FÚSTER, 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.; 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 a). "Torrelaguna". *Publ. Inst. Tecnol. GeoMin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000 (2ª ser.)*, 509: 130 págs.

BELLIDO, F.; CASILLAS, R.; CASQUET, C.; NAVIDAD, M.; PABLO MACÍA, J.G. de; PEINADO, M.; VILLASECA, C.; RUIZ GARCÍA, M.T.; IBARROLA, E.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. de; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; VILLASANTE, R. y MERLOS, A. (1991 b). "Las Navas del Marqués". *Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1: 50.000 (2^a Ser.)*, 532: 108 págs.

BELLIDO, F.; FÚSTER, J.M.; MARTÍN SERRANO, A.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del; PABLO MACÍA, J.G. de; VILLASECA, C.; MARTÍN PARRA, L.M.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. de; FERNÁNDEZ, P.; PEDRAZA, J. de; VILLASANTE, R.; CENTENO, J.D.; MERLO, A. IBARROLA, E. y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991 c). "El Espinar". *Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1:50.000, 2^a ser.*, 507: 152 págs.

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

BROWN, G.C. (1982). "Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Andesites-orogenic andesites and related rocks. Edited by R. S. Thorpe". *John Wiley & Sons, New York, NY*, 437-461.

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.; 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 anteordovícas del Sistema Central". *Bol. Geol. Min.* 86(6): 551 596

CARANDEL, (1914). "Las calizas cristalinas del Guadarrama". *Inst. Nac. Cienc. Fis. Nat., Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol.*, 8: 70 págs.

CASQUET, C. (1975). "Metamorfismo plurifacial Hercínico de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)". *Estud. Geol.*, 31: 217 239

CASQUET, C.; FÚSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion". En: E. BANDA y L.A. MENDES VICTOR (Eds.). *Proc. 5th Workshop Eur. Geotraverse (EGT) Proj.*: 65 76

- CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985). "El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate". *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat.*, 79(4): 523-548
- CASQUET, C. y TORNOS, F. (1981). "Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 135-150.
- CAWTHORN, R.G., STRONG, D.F. Y BROWN, P.G. (1976). "Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas". *Nature*, 259: 102-104.
- CHAPPELL, B.W. Y WHITE, A.J.R. (1974). "Two contrasting granite types". *Pacific Geol.*, 8: 173-174.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1988). "A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications". *Bull. Mineral.*, 111: 493-510.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1980). "La sucesión estratigráfica del complejo esquisto grauváquico al Sur de Salamanca". *Estud. Geol.* 36(1-2): 131-138
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). "El Complejo Esquisto Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. Ed. Univ. Salamanca*: 162 págs.
- 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. (1988). "SC deformed granitoids in the San Vicente Range (Central Spain)". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1(1-2): 25-35
- DOBLAS, M. (1990 a). "Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona central de Gredos y áreas adyacentes)". *Ed. Univ. Complutense Madrid, Colecc. Tesis Doct.*, 59/90: 465 págs.
- DOBLAS, M. (1990 b). "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. (1991). "Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. Tectonophysics", 191: 325-334

- DOBLES, M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983). "Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos)". *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 18: 27 38
- DOBLES, M., OYARZUN, R., LUNAR, R., MAYOR, N. y MARTÍNEZ, J. (1988). "Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag base metal mineralization in the Spanish Central System". *Geology*, 16: 800 803
- DOBLES, 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
- DOBLES, M. y UBANELL, A.G. (1991). "Los sistemas filonianos tardihercínicos del Centro Peninsular como resultado de una deformación progresiva dentro de una zona de cizalla transcurrente dextral de escala megacontinental". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 169 177
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. de y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987). "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Actas Com. IX Reunión sobre a Geología do Oeste Peninsular (Porto, 1985)". *Mem. Mus. Lab. Min. Geol., Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 1: 411 431
- FÚSTER, 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 DE FIGUEROLA, L.C. (1958). "Excursión geológica por el Bloque de Piélagos (Toledo Avila)". *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 50: 75 95
- GARZÓN, M.G. (1977). "Estudio preliminar de la morfología de la zona comprendida entre Talavera de la Reina y Arenas de San Pedro (Borde meridional de la Sierra de Gredos)". *Trab. sobre Neógeno/Cuaternario* 6: 85 91
- 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
- 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 depósitos de grandes bloques de edad Pliocena. Su relación con la Raña". *Estud. Geol.*, 18(1 2): 75 88

IGME (1974).- *Mapa Metalogenético de España. Hoja 1:200.000 nº 44 Ávila.*

IGME (1974).- *Fichas del Mapa Metalogenético de España. Hoja 1:200.000 nº 44 Avila.*

IGME (1982).- "Actualización y mejora del Inventario de Rocas Industriales en la provincia de Toledo".

IGME (1984).- "Investigación de granitos en ciertas reservas del Estado de Toledo".

IGME (1985).- "Potencial básico de los granitos y gneises ornamentales en Castilla y León".

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

JUNCO, F. (1983). "Cuenca occidental del Tajo". En: J.A. COMBA (Coord.). "Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España". *Inst. Geol. Min. Esp.*, 2: 534 543

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 CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991). "Continuous deformation, ductile thrusting and back folding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of Central Spain". In: PÉREZ ESTAÚN, A. y COWARD, M.P. (Eds.). "Deformation and Plate Tectonics". *Tectonophysics*, 191(3 4): 291 309.

MARTÍN ESCORZA, C. (1971). "Estudio mesotectónico de los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Prov. de Avila, Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69: 303 327.

MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ SALANOVA, J.; MORENO, F.; CONTRERAS LÓPEZ, E.; IGLESIAS, A. et al. (en prensa). "Vadillo de la Sierra". *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp.* 1:50.000 (2^a ser.), 530.

ODRIOZOLA, J.M.; PEÓN, A.; UGIDOS, J.M.; PEDRAZA, J. y FERNÁNDEZ, P. (1981). "Arenas de San Pedro". *Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Esp.* 1:50.000 (2^a ser.), 578: 32 págs.

ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986). "La discordancia intra alcudiente 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. Petrology*, 25. 4:956-983.
- PÉREZ REGODÓN, J. (1970). "Guía Geológica, Hidrogeológica y Minera de la Provincia de Madrid". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 76: 183 págs.
- ROGERS, J.J.W. y GREENBERG, J.K. (1981). "Trace elements in continental-margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cranotization: summary". *Geological Society of America Bulletin*, Part 1,92:6-9.
- SCHÄFER, G. (1969). "Geologie and Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 10: 1 207
- SHAND, S.J. (1927). "Eruptive Rocks (1 Ed.)". *J. Wiley & Sons*, New York.
- UBANEL, A.G. (1976). "Los diques aplíticos de Almorox Navamorcude (Sistema Central Español) en relación con los "decrochements" dextrales tardihercínicos". *Com. Serv. Geol. Port.*, 60: 53 68
- UBANEL, A.G. (1977). "Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.* 88(5): 9 14
- UBANEL, A.G. (1981 a). "Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español". *Cuad. Geol. Ibér.* 7: 591 605
- UBANEL, 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
- UBANEL, 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.
- UBANEL, A.G. y DOBLAS, M. (1988 a). "Modelos geotectónicos de los diques E W en el Sistema Central Español". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 12: 183 191
- UBANEL, A.G. y DOBLAS, M. (1988 b). "Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona Navamorcude (SW del Sistema Central Español): Su relación con la intrusión. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola": 393 403

- 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
- VICENTE, G. de, MARTÍNEZ, J.; CAPOTE, R. y LUNAR, R. (1986). "Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina". *Sistema Central. Public. Esp. Univ. Oporto*.
- VILLASECA, C. (1983). "Evolución metamórfica del sector centro septentrional de la Sierra del Guadarrama". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid*: 1 331
- WHALEN, J.B., CURRIER, K.L y CHAPPELL, B.W,(1987). "A-type granites:geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:407-419.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN 978-84-7840-789-7

9 788478 407897