



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



GÁLVEZ

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

GÁLVEZ

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, 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: 978-84-7840-819-1
Depósito legal: M-51894-2009

Fotocomposición: Rugoma, S. L.
Impresión:

Las presentes Hoja y Memoria (Gálvez-656) han sido realizadas por ENADIMSA (Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A.) durante 1.989-1.990, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Mapa Geológico:

- Martín Parra, L.M. (EGEO, S.A.) Dominio Migmatítico.
- Gutiérrez Alonso, G. (EGEO, S.A.) Metasedimentos paleozoicos.
- Sánchez Carretero, R. (INGEMISA) Alineación Plutónica Mora-Galvez.
- Contreras López, E. (INGEMISA) Alineación Plutónica Mora-Galvez.
- Jorquera de Guindos, A. (INGEMISA) Mesozoico Terciario.
- Gracia Prieto, F.J. (ENADIMSA) Cuaternario.

Mapa Geomorfológico:

- Gracia Prieto, F.J.

Mapa Hidrogeológico:

- Contreras López, E.

Memoria:

- Martín Parra, L.M. Introducción, Estratigrafía, Tectónica, Petrología e Historia Geológica.
- Gutiérrez Alonso, G. Estratigrafía y Tectónica.
- Sánchez Carretero, R. Petrología y Patrimonio Natural Geológico.
- Jorquera De Guindos, A. Estratigrafía.
- Gracia Prieto, J.C. Geomorfología y Neotectónica.
- Andonaegui, P. (U.C.M.) Geoquímica.
- Barbero, L. (U.C.M.) Geoquímica.
- Iglesias Peláez, A. (ENADIMSA) Recursos Naturales.
- Martín Herrero, D. (INTECSA) Introducción y Geotecnia.

Asesoría en Sedimentología:

- Dabrio, C.J. (U.C.M.)

Asesoría en Geología Estructural:

- González Lodeiro, F. (Univ. Granada)

Asesoría en Rocas Igneas y Metamórficas:

- Villaseca, C. (U.C.M.), Andonaegui, P. (U.C.M.) y Barbero, L. (U.C.M.)

Análisis Químicos:

- Bea, F. (Univ. Salamanca)

Laboratorios:

- ENADIMSA

Coordinación y dirección por ENADIMSA:

- Junco Aguado, F.

Dirección y supervisión del IGME:

-Bellido Mulas, F. (IGME)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

	<u>Pag.</u>
1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. METASEDIMENTOS DEL DOMINIO MIGMATITICO	13
2.1.1. Esquistos y metareniscas feldespáticas (16)	13
2.1.2. Mármoles y rocas de silicatos cárnicos (17)	15
2.2. PALEOZOICO	16
2.2.1. Pizarras y Limolitas (Formación Pusa) (18); Niveles carbonatados (19) ...	16
2.2.2. Cuarcitas, Areniscas y Pizarras (Serie Púrpura) (20)	16
2.2.3. Ortocuarcitas (Facies Armoricana) (21).....	16
2.3. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEÓGENO	17
2.3.1. Areniscas y Conglomerados (22) ; Niveles con cantos carbonatados o silíceos (23)	17
2.4. NEÓGENO	22
2.4.1. Arcosas (24)	22
2.4.1.1. Bolos cuarcíticos, gravas y arenas. "Rañas" (25)	24
2.5. CUATERNARIO	25
2.5.1. Pleistoceno	25
2.5.1.1. Gravas encostradas y arenas (26), terrazas altas. Gravas y arenas (28); terrazas medias. Limos, arenas y gravas (30). Terrazas bajas.....	25
2.5.1.2. Arenas y Arcillas (Glacis altos) (27); Cantos, Arenas y Arcillas (Glacis medios) (29); Cantos cuarcíticos y Arenas (Glacis) (31)	25
2.5.2.- Holoceno	25
2.5.2.1. Gravas sueltas y limos. Aluviales y fondo de valle (32).....	25
2.5.2.2. Cantos, arenas y limos (33). Conos de deyección.....	25
2.5.2.3. Brechas, cantos y arenas (34). Coluviones.....	26
2.5.2.4. Arenas y limos (35). Alteritas	26
3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA	26
3.1. INTRODUCCIÓN	26

	<u>Pag.</u>
3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS.....	26
3.2.1. Deformación Precámbrica.....	27
3.2.2. Deformación Sárdica	27
3.3. OROGENIA HERCÍNICA.....	27
3.3.1. Introducción.....	27
3.3.1.1. Dominio Migmatítico	27
3.3.1.2. Dominio de los Montes de Toledo	28
3.3.2. Primera fase de deformación (D_1)	28
3.3.2.1. Dominio Migmatítico	28
3.3.2.2. Dominio de los Montes de Toledo	28
3.3.3. Segunda fase de deformación (D_2).....	29
3.3.3.1. Dominio Migmatítico	29
3.3.3.2. Dominio de los Montes de Toledo	29
3.3.4. Tercera fase de deformación (D_3)	30
3.3.4.1. Dominio Migmatítico	30
3.3.4.2. Dominio de los Montes de Toledo	30
3.3.5. Deformaciones tardías.....	30
3.3.5.1. Replegamiento subvertical.....	30
3.3.5.2. La falla normal de Toledo	31
3.3.5.3. Fallas NNE-SSO	32
3.4. TECTÓNICA ALPINA	32
4. GEOMORFOLOGÍA	33
4.1. FISIOGRAFÍA.....	33
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	33
4.2.1. Morfoestructura	33
4.2.1.1. Penillanura fundamental de la Meseta.....	34
4.2.1.2. Sierras paleozoicas	34
4.2.1.3. Depresión terciaria del Tajo.....	34
4.2.1.4. Acumulaciones de piedemonte	34
4.2.2. Estudio del modelado	34
4.2.2.1. Formas de aplanamiento.....	34
4.2.2.2. Formas graníticas	35
4.2.2.3. Formas de piedemonte	35
4.2.2.4. Formas fluviales	37
4.2.2.5. Formas de laderas	38
4.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES.....	38
4.3.1. Alteritas	38
4.3.2. Depósitos de piedemonte	40
4.3.3. Depósitos fluviales.....	41
4.3.4. Coluviones	41
4.4. HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	41

	<u>Pag.</u>
4.5. PROCESOS ACTUALES	42
5. PETROLOGÍA.....	42
5.1. ROCAS ÍGNEAS	42
5.1.1. Rocas ígneas Prehercínicas.....	44
5.1.1.1. Ortoanfibolitas (4).....	44
5.1.1.2. Ortogneises metagraníticos leucocráticos (5).....	44
5.1.2. Rocas ígneas hercínicas	46
5.1.2.1. Granitoides sincinemáticos	46
a. Adamellitas y granodioritas porfídicas	
deformadas Tipo Argés-Guadamar (6)	46
b. Leucogranitos porfídicos deformados (7).....	48
5.1.2.2. Granitoides tardicinemáticos	49
a. Granitoides inhomogéneos y Migmatitas. Facies oscuras con Biotita – Cordierita (8)	49
b. Idem (8) Facies Leucocráticas (9)	50
c. Enclaves microgranudos tonalíticos – biotíticos ± Hornblenda (10)	52
d. Granodioritas biotíticas de grano medio (11).....	53
e. Granitos y/o Monzogranitos biotíticos, porfídicos de grano grueso ± Cordierita (Tipo Gálvez) (12).....	55
f. Granitos y/o Monzogranitos biotíticos de grano medio – grueso con megacristales de Feldespato K ± Cordierita (Tipo Mora – Menasalvas) (13)	57
g. Granitos y/o monzogranitos biotíticos con moscovita de grano medio-fino con escasos megacristales de feldespato-K ± cordierita (Tipo San Pablo) (14).....	59
h. Leucogranitos moscovíticos con ± biotita, ± cordierita, ± granate y ± turmalina (Tipo Cerro Torcón) (15)	60
5.1.3. Rocas Filonianas	61
5.1.3.1. Pórfidos graníticos ± cordierita ± granate (2).....	61
5.1.3.2. Dique de cuarzo (3).....	62
5.2. ROCAS METAMÓRFICAS	62
5.2.1. Metamorfismo Regional	62
5.2.1.1. Dominio Migmatítico de Toledo.....	63
5.2.1.2. Dominio de los Montes de Toledo	65
5.2.2. Metamorfismo de contacto	66
5.3. ASPECTOS GEOQUÍMICOS	66
5.3.1. Rocas de la Unidad Migmatítica.....	66
5.3.2. Granitos del plutón Mora-Gálvez.....	71
6. HISTORIA GEOLÓGICA	74

	<u>Pag.</u>
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	83
7.1. HIDROGEOLOGÍA	83
7.1.1. Meteorología	83
7.1.2. Hidrología superficial	84
7.1.3. Características hidrogeológicas	84
7.2. RECURSOS NATURALES	89
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos	89
7.2.1.1. Mineralizaciones de grafito	89
7.2.1.2. Mineralizaciones de plomo	89
7.2.1.3. Mineralizaciones de cobre	90
7.2.1.4. Mineralizaciones de hierro	90
7.2.2. Rocas industriales	90
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	91
7.3.1. Areas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	92
7.3.1.1. Area I	92
7.3.1.2. Area II	93
7.3.1.3. Area III	94
7.3.1.4. Area IV	95
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	96
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS DE INVENTARIADOS	96
8.2. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS P.I.G.	97
8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN	98
9. BIBLIOGRAFÍA	99

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Gálvez se encuentra situada al SO de Toledo dentro de los denominados Montes de Toledo y en la zona Sur del borde del Valle del Tajo. Administrativamente pertenece a la provincia de Toledo y tiene como principales núcleos de población a las localidades de Gálvez y San Martín de Montalbán en el área SE y S de la Hoja y Totanés en el área SE como núcleo de población de menor entidad.

La orografía de la Hoja corresponde, en general, a un replano con inclinación hacia el N con cotas comprendidas entre los 730 m. en la banda S y de 420 m. aproximadamente en la N. Los resalte existentes en el área oriental rompen el conjunto con relieves que alcanzan cotas de 1.035 m. (Pico Noez), 940 m. (Puerto de la Jarosa); estos relieves continúan descendiendo hacia el N con menores cotas, 830 m. y 681 m. (Bañuelos). En la zona centro-sur destaca el Cerro Aguilero, con 631 m.

Las características climáticas corresponden a un tipo mediterráneo continental con ligeras influencias atlánticas, pero que en conjunto presenta una temperatura anual media en torno a los 15º y precipitaciones de 400 a 600 mm. con temperaturas más anómalas entre Junio y Septiembre y que son los períodos más secos y calurosos del año.

Las aguas superficiales discurren a través de ríos y arroyos, de dirección S-N principalmente; de ellos el más importante es el río Torcón. existiendo otros de menor entidad, tales como el arroyo del Mimbre, de las Cuevas, Alpuebrega, etc., tributarios todos ellos del Río Tajo.

Las aguas del río Torcón se encuentran reguladas por el Embalse del Torcón situado al Sur, fuera de la Hoja.

Esta Hoja se encuadra geológicamente dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT et al. (1972), (figura 1.1.) equivale a la zona Lusitano Oriental-Alcúdica de LOTZE (1956, 1960 y 1961). Sus características corresponden con las directrices generales hercínicas con al menos dos fases de deformación, que originan pliegues de dirección general NO-SE y esquistosidad asociada y movimientos tardíos que producen fracturas de dirección NE-SO y NO-SE y pliegues suaves y crenulaciones observadas a nivel local. Despues de producirse la segunda fase hercínica tiene lugar la intrusión granítica que afecta a todos los materiales del paleozoico incluidos en la Hoja.

Dentro de los materiales hercínicos representados en la Hoja, se pueden distinguir dos dominios diferentes, a los que hemos denominado: Dominio Migmatítico de Toledo (al Norte) y Dominio de los Montes de Toledo (al Sur). Estos dominios están separados por un importante accidente extensional que ha sido descrito con dirección aproximada E-O desde Mora de Toledo hacia el Oeste, con una longitud de decenas de kilómetros y que hunde los materiales situados al Sur del mismo (Banda Milonítica de Toledo, de APARICIO, 1970, 1971).

Los materiales situados al Norte de este accidente, han sufrido condiciones meso-catazónicas, estando constituidos principalmente por granitoides inhomogéneos y migmatitas en los cuales quedan "resisters" de los protolitos que los originaron, de carácter tanto orto como paraderivado.

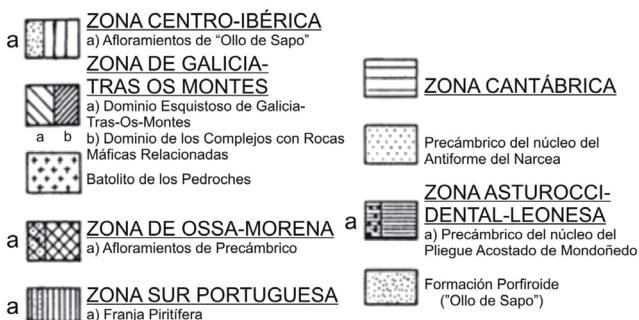
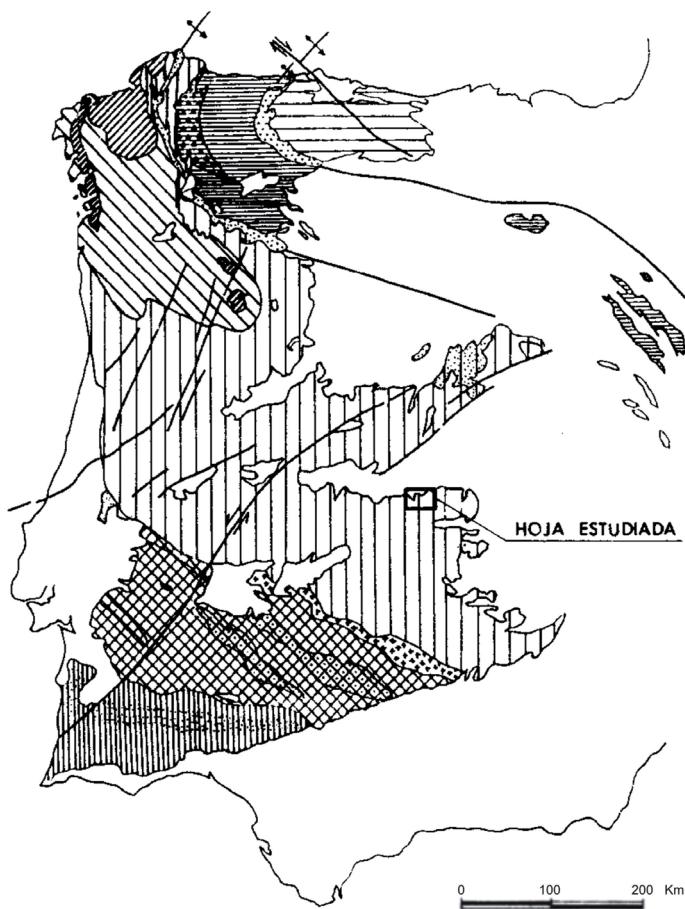


Figura 1.1. - Situación de la Hoja en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) según FARIAS *et al.* (1987).

Al Sur de este accidente, se encuentran materiales paleozoicos (Cámbrico inferior-Ordovícico medio) intruidos por el batolito granítico de Mora-Las Ventas, en condiciones epizónales, con desarrollo de aureola de metamorfismo de contacto.

En el sector situado al Norte del accidente extensional, sólo se reconocen localmente las deformaciones hercínicas anteriores a la migmatización, siendo las más visibles las debidas a fases tardías posteriores a ésta y anteriores a la Falla Normal que limita los dominios. En el sector situado al Sur de esta falla en los materiales paleozoicos se reconocen la primera y tercera etapa deformativa hercínicas (D_1 y D_3) así como algunas deformaciones tardías.

Como antecedentes bibliográficos caben destacar los trabajos que a finales de siglo pasado y comienzos del siglo XX, realizaron numerosos autores sobre la geología de los Montes de Toledo y su relación con los materiales más antiguos situados al Norte, entre éstos y el río Tajo (LUJAN, 1850; CASIANO DEL PRADO, 1855; VILANOVA, 1875; PEÑA, 1876; HERNÁNDEZ PACHECO, 1912, 1929; MALLADA Y DUPUY, 1912; FERNÁNDEZ NAVARRO, 1913, 1914; GÓMEZ DE LLARENA, 1914, 1916, 1923; ROYO GÓMEZ, 1926a y b; MARCET RIBA, 1928, etc.). De ellos cabe destacar el hecho de que LUJAN (1850) ya indica la existencia de gneises y rocas metamórficas separándolas del granito adyacente.

En tiempos más recientes este área ha sido estudiada por diversos autores como ALIA (1944, 1945, 1954, 1960) y LOTZE (1960, 1961) que describen las características estratigráficas y tectónicas del Paleozoico Inferior y Precámbrico terminal de los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo, estableciendo dos discordancias para las series inferiores a la Cuarrita Devónica.

LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1962, 1963, 1965) atribuyen a una tectónica arcaica a los materiales situados entre los Montes de Toledo y el río Tajo, y a una discordancia el contacto entre éstos, fundamentalmente migmatitas, y las series de diferente grado metamórfico situadas al Sur de éstas.

PARGA y VEGAS (1972) atribuyen los materiales del Macizo de Toledo a una serie de transición entre el Precámbrico y el Cámbrico.

APARICIO (1970, 1971) realiza un extenso trabajo en el macizo cristalino de Toledo, en el cual separa una Unidad situada al Norte, constituida por migmatitas, rocas plutónicas y rocas metamórficas de alto grado, de edad dudosa, aunque se inclina por una edad Cámbrico inferior-medio, de un conjunto de materiales pizarrosos, calcáreos y cuarcíticos afectados por un metamorfismo de bajo grado y pertenecientes al Paleozoico inferior (Cámbrico y Ordovícico). Distingue dos fases orogénicas hercínicas en estos materiales, una N-S y otra aproximadamente E-O.

El contacto entre la Unidad migmatítica y los paleozoicos inferiores de bajo grado, lo establece mediante una fractura de grandes dimensiones, de dirección E-O que origina una amplia zona de rocas miloníticas. Su movimiento es de falla normal con el labio Sur hundido.

APARICIO y GIL CID (1972), GIL CID *et al.* (1976) y GIL CID (1988) citan faunas y describen las características estratigráficas de los materiales del Cámbrico inferior.

MORENO (1977) realiza un amplio estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales y define una última fase tardía correlacionable con la segunda fase de APARICIO (1971).

MARTÍN ESCORZA y LÓPEZ MARTÍNEZ (1978), realizan un análisis mesoestructural de la Unidad Migmatítica de Toledo, separando al menos cinco fases de deformación. De ellas la primera sería previa a la migmatización y las fases II y III serían simultáneas a la misma, siendo la II la que daría lugar a la foliación dominante en la zona. Las últimas fases (IV y V) serían posteriores a la migmatización.

ANDONAEGUI y BARRERA (1984) estudian la petrología de dos series graníticas peralumínicas en el área Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya, bastante al Oeste de esta Hoja pero con ciertas similitudes con la misma. La serie I es sincinematíca, constituida por granodioritas cordierítico-biotíticas, granitos inhomogéneos y migmatitas. La serie II es postcinemática, compuesta por granitoides microporfídicos y de grano medio-grueso y emplazada en niveles epizónales.

ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) estudian los granitoides de la Unidad migmatítica en el área Argés-Guadamur, situada al Este de esta hoja. Separan fundamentalmente dos tipos de granitoides en un área migmatítica: uno constituido por cuarzodioritas, tonalitas y adamellitas más o menos porfídicas (Tipo Argés-Guadamur) y otro constituido por melaadamelíticas cordieríticas con algún fenocristal idiomorfo de feldespato potásico (Tipo Layos). Ambos son peralumínicos.

SANTA TERESA (1982), SANTA TERESA *et al.* (1983) y posteriormente CASQUET *et al.* (1988) interpretan, apoyándose tanto en datos geofísicos como estructurales, la geometría en profundidad del granito de Orgaz en relación con la tectónica extensional que da lugar a la Falla Normal de Toledo. Según la interpretación de estos autores la falla y su banda de deformación asociada buzan al Sur y se van extendiendo cada vez más en profundidad, de modo que el granito de Orgaz en profundidad estaría cortado por la falla.

Recientemente HERNÁNDEZ ENRILE (1976, 1981, 1991) describe en detalle las características de la banda de deformación milonítica asociada a la Falla de Toledo, encontrando indicadores cinemáticos que permiten deducir un movimiento de falla normal con desplazamiento de techo hacia el Sur. Así mismo discute un posible modelo de Core Complex Metamórfico para el Macizo Cristalino de Toledo.

Con relación a los materiales postpaleozoicos de la Hoja de Gálvez son escasas las referencias bibliográficas que hacen expresa referencia a ellos: DOUVILLE (1908), DEPERET (1908), GÓMEZ DE LLARENA (1923), ROYO GÓMEZ (1926), TEMPLADO *et al.* (1944), ALIA (1945), ALONSO LUZURIAGA (1969), APARICIO (1971), ORDÓÑEZ *et al.* (1977) entre los más importantes. La edad de estos materiales ha sido controvertida entre estos autores, así unos proponían una edad paleógena y otros cretácica.

Del conjunto de los materiales terciarios de esta Hoja las citas son escasas, y en general son estudios de temas monográficos relacionados directamente con la sedimentación terciaria. Los trabajos generales sobre la sedimentación terciaria de la cuenca del Tajo son numerosos,

así como sobre la tectónica y las dataciones realizadas, pudiendo destacarse los de AGURRE *et al.* (1976), JUNCO y CALVO (1983), LÓPEZ MARTÍNEZ (1984) o LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.* (1987).

Por último los estudios más recientes sobre geomorfología en los Montes de Toledo corresponden a MUÑOZ, J. (1976), MOLINA, *et al.* (1978 y 1986), MOLINA, (1980), VAUDOUR (1979), PÉREZ GONZÁLEZ, (1982) y HERRERO MATÍAS (1988).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. METASEDIMENTOS DEL DOMINIO MIGMATÍTICO

Se encuentran principalmente en dos grandes afloramientos situados, el mayor en el sector NE de la Hoja, alargado en la dirección de las estructuras, ONO-ESE, con una longitud de unos 5,5 Km por unos 400 m de ancho y el otro a unos 7 Km. al N de San Martín de Montalbán, con una orientación similar y una longitud de 4 Km por unos 500 m de anchura. Ambos están en contacto con granitoides inhomogéneos oscuros, a los que parecen pasar gradualmente. El mayor de estos afloramientos está en contacto por el N con ortogneises metagraníticos leucocráticos.

En el sector NE existen bandas de menor entidad de metasedimentos intercalados entre los ortogneises y alargados paralelamente a las estructuras.

Unos 8 Km al NO de San Martín de Montalbán se observa otra banda alargada de metasedimentos entre ortgneises y granitoides inhomogéneos oscuros.

Estos afloramientos están constituidos principalmente por esquistos y metaareniscas feldespáticas.

Además de estos afloramientos se observan tres pequeños afloramientos de mármoles y rocas de silicatos cárnicos como enclaves en los granitoides inhomogéneos y migmatitas, de los cuales el mayor (inferior a 1 Km²) es el del Cerro Horca (unos 6 Km al NNO de San Martín de Montalbán).

Debido al carácter de enclaves aislados de estos afloramientos no se puede reconstruir la sucesión estratigráfica de la que formaron parte.

2.1.1. Esquistos y metareniscas feldespáticas (16)

Se presentan en general en afloramientos con predominio de esquistos y metaareniscas finalmente alternantes, con algún nivel de cuarcitas grises y de rocas de silicatos cárnicos.

Los esquistos y metaareniscas son las litologías metasedimentarias más abundantes. Son rocas esquistosas, cuarzo-feldespáticas a menudo, oscuras, con abundante biotita, cordierita, granate (hasta de 4 ó 5 cms) y sillimanita.

A menudo forman alternancias de centimétricas a decimétricas entre ambas litologías.

Presentan una foliación muy penetrativa recristalizada que a veces rodea a los granates, con desarrollo de colas de presión y a veces un bandeados milimétrico, probablemente tectónico de niveles cuarzosos y niveles micáceos. La foliación principal está en ocasiones plegada a mesoescala.

Se observa en el sector NE que los ortogneises metagraníticos leucocráticos intruyen en los metasedimentos. Están migmatizados, con frecuentes inyecciones de venillas cuarzo-feldespáticas, paralelas a la Sp y a veces aboudinados.

Los esquistos y metasedimentos pelítico-arenosos están constituidos principalmente por cordierita, sillimanita, cuarzo, granate, biotita y, en ocasiones, plagioclasa.

Como minerales accesorios suelen presentar, además de sillimanita, minerales opacos, espinoza y círcón. Es frecuente la presencia de moscovita tardía y en ocasiones sericitita de alteración, principalmente de cordierita.

Presentan una foliación penetrativa marcada por la orientación de sillimanita, posteriormente recristalizada y en ocasiones “ribbons” de cuarzo. Es muy frecuente la inyección de leucosomas de feldespato potásico y cuarzo sobretodo subparalelos a la Sp, no deformados.

La cordierita es posterior a la foliación principal, aunque a veces se orienta miméticamente a ella. Es frecuentemente el mineral más abundante. Incluye a menudo biotita, sillimanita, tanto fibrolítica como prismática, cuarzo, opacos y espinela. En algunos casos está casi totalmente transformada en pseudomorfos de sericitita, mientras en general está totalmente fresca y muestra numerosas macras.

Los granates son irregulares de tipo “spongy” o poiquiloblásticos y en algún caso se encuentran incluidos en cordierita. Llegan a alcanzar varios centímetros en tipos claramente poiquiloblásticos, orientados miméticamente a la Sp. Incluyen numerosas agujas de sillimanita orientadas paralelas a la Sp, así como biotita, opacos, cuarzo y espinela en ocasiones.

El feldespato potásico, cuando está presente en removilizados y venas incluye cuarzo, biotita y cordierita (englobando ésta a veces agujas de sillimanita).

Cuando existen plagioclases se observan algunas texturas de intercrecimientos mirmequíticos de cuarzo en el contacto con cristales de feldespato potásico.

El cuarzo en ocasiones se conserva acintado (“ribbons”) parcialmente poligonizado, definiendo junto con la sillimanita la foliación principal.

La sillimanita se suele presentar como fibrolita, definiendo la foliación en algunos casos, o principalmente como grandes cristales prismáticos orientados paralelos a la Sp.

Se ha observado en gran cantidad en sus dos variedades, en relación con una paragénesis de cuarzo, feldespato potásico, granate y cordierita, a menudo incluida en los tres últimos, aunque la variedad prismática no se observa incluida en los granates.

La espinela se presenta como accesorio, de tono verde oliva en relación con agregados de cordierita fresca principalmente, en ocasiones en contacto con sillimanita prismática.

Las metaareniscas están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita y en cantidades accesorias con cierta frecuencia, granate, cordierita, feldespato potásico y sillimanita, además de minerales opacos y circón. Es frecuente la presencia de sericitia secundaria.

Los cuarzos suelen presentar cierta extinción ondulante. La sillimanita tipo prismático se presenta incluida en metablastos de cordierita.

La cordierita incluye además granate, cuarzo y biotita. Los granates suelen ser alotriomorfos con inclusiones de cuarzo.

El feldespato potásico presenta pertitas en “parches” de plagioclasa.

Las cuarcitas están constituidas principalmente por cuarzo, aunque suelen presentar como minerales principales, si bien en mucha menor proporción, plagioclasa y biotita.

Como minerales accesorios suelen observarse: feldespato potásico, cordierita y opacos.

Se ha observado deformación milonítica en una muestra con desarrollo de “ribbons” de cuarzo, parcialmente poligonizados.

2.1.2. Mármoles y rocas de silicatos cálcicos (17)

Se encuentran escasamente representados en la Hoja. Son enclaves dispersos en los granito-ides inhomogéneos y migmatitas.

Están constituidos por mármoles de tonos blancos y grisáceos con intercalaciones de niveles de rocas de silicatos cálcicos, de tonos verdosos, finamente bandeadas.

Se observan en ocasiones intercalaciones de cuarcitas feldespáticas y esquistos.

Las rocas de silicatos cálcicos están constituidas principalmente por plagioclasa, cuarzo, wollastonita y flogopita.

Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran minerales opacos.

La wollastonita es poiquiloblástica.

Suelen presentar una foliación penetrativa recristalizada definida por la flogopita.

Se han observado mármoles constituidos por calcita pura, con flogopita accesoria y algo de cuarzo, y otros mármoles calcosilicatados, constituidos por calcita, diópsido, tremolita y flogopita, con minerales opacos y cuarzo en proporciones accesorias.

2.2. PALEOZOICO

En esta Hoja aparecen tres formaciones sedimentarias paleozoicas con edades comprendidas entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior.

2.2.1. Pizarras y Limolitas (Formación Pusa) (18) ; Niveles carbonatados (19)

Ocupan un afloramiento de gran extensión en el sector Centro-Oriental de esta Hoja. Está limitado por el O por un importante accidente tectónico. Aparecen retazos de esta formación en el sector más occidental.

Sobre ella se sitúa discordante (Discordancia Sárdica) la Serie Púrpura.

Los únicos fósiles citados en esta formación son restos de trilobites que indicarían una edad Cámbrico inferior (APARICIO y GIL CID, 1972).

La serie es muy monótona, compuesta por pelitas, limolitas y areniscas alternando en bandeados mili a centimétricos, también aparecen bancos calizos de espesor variable. En este sector y debido al metamorfismo de contacto y a las deficientes condiciones de afloramiento no ha sido posible hacer interpretaciones sedimentológicas de esta formación aunque sí se han realizado en Hojas próximas.

Sedimentológicamente se interpreta como un depósito en zonas tranquilas originado por dos procesos distintos: flokulación de sedimentos en suspensión y depósito de arenas finas arrastradas por corrientes diluidas.

Los niveles carbonatados se interpretan como llegadas esporádicas de material calcáreo a zonas que anteriormente eran de relativa profundidad.

2.2.2. Cuarcitas, Areniscas y Pizarras (Serie Púrpura) (20)

Se apoya discordantemente sobre la Formación Pizarras del Pusa y aparece a retazos en los cerros de la zona.

Está compuesta por conglomerados (más abundantes en la base), cuarcitas, areniscas y pizarras.

La serie presenta colores rojizos en casi toda su extensión (excepto las cuarcitas).

Se interpreta como marino somero en la base con episodios de avalanchas conglomeráticas. El resto de la serie representa una progradación de los ambientes arenosos más someros.

2.2.3. Ortocuarcitas (Facies Armoricana) (21)

Sobre los materiales de la Serie Púrpura se sitúa concordantemente una sucesión cuarcítica de edad Arenig que corresponde a la denominada Facies Armoricana.

Aparece ocupando la parte alta de los cerros que producen los mayores relieves de la Hoja y no se observan rocas más modernas por encima, por lo que su potencia ha sido estimada, en hojas próximas, en unos 300 m.

Está compuesta predominantemente por cuarcitas blancas en bancos decimétricos en la base y métricos hacia las partes altas de la sucesión. Tiene intercalaciones pizarrosas de pequeña entidad y que afloran generalmente muy mal.

Se interpreta como una superposición de barras de plataforma que pueden ser debidas a corrientes de marea (PORTERO y DABRIO, 1988 y DABRIO, 1990).

En conjunto forma un set de parasecuencias progradantes cuya tendencia general es incierta.

2.3. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEÓGENO

2.3.1. Areniscas y Conglomerados (22) ; Niveles con cantos carbonatados o silíceos (23)

Constituye los depósitos más antiguos de relleno de la Fosa del Tajo dentro de la hoja. Sus afloramientos se distribuyen en una banda de dirección Este-Oeste en contacto con las rocas del zócalo que afloran en el Sur, y que marcan el límite de la cuenca.

Son sedimentos detríticos de tipo "flujo de derrubios" ("Debris flow"), que abarcan todo el espectro de granulometrías (desde arcillas a conglomerados). Se organizan en secuencias gradiocrescentes que comienzan con conglomerados, y acaban en arenas arcillosas o arcillas.

Los conglomerados son matriz soportados, con cantos de cuarcita redondeados, de diámetro medio comprendido entre 2 y 10 cm.; y matriz unas veces dominantemente arenosa y otras arcillosa, pero siempre poco seleccionada (mezcla de diferentes granulometrías). En los niveles arenosos los granos son fundamentalmente de cuarzo (escasos o inexistentes feldespatos); y no presentan selección (mezcla desordenada de arena fina a muy gruesa, con algo de matriz arcillosa). Los niveles arcillosos son de mineralogía atapulgítica (más acusada en los tramos basales), y, en menor proporción, illítica y esmectítica (más abundantes hacia techo). Aunque aparecen de forma puntual como techos de algunas secuencias, no son frecuentes los niveles de arcillas sin contaminación de detríticos. Por lo que respecta a la mineralogía de la fracción arcillosa que forma la matriz de arenas y conglomerados, el comportamiento es el mismo que en el caso de los niveles arcillosos: presencia mayoritaria de atapulgita, con aumento de illita-esmectita en los niveles superiores.

La morfología de los cuerpos sedimentarios que constituyen cada secuencia es tabular; con potencias comprendidas entre 3 y 15 m., y extensión superficial grande (hasta 3-4 km. en el caso de algunos niveles que se han cartografiado como niveles guía). En lo que concierne a las características superficiales no existe componente de alargamiento en ninguna dirección (cuerpos tabulares de geometría regular).

La columna estratigráfica nº 1 de la figura 2.1. es representativa de la sucesión de estos ma-

teriales. Aparte de ella, corresponden a esta unidad las columnas nº III, IV, V VII y IX; que se acompañan en la Documentación Complementaria de la hoja.

El medio en que se originaron estos depósitos eran abanicos aluviales de carácter muy proximal, marcado por la heterometría de cantos y mezcolanza de las fracciones granulométricas, así como por la presencia de arcillas atapulgíticas heredadas. El área fuente la constituirían los materiales del zócalo hercínico que afloran en la actualidad en el borde Sur de la Cuenca (granitos y migmatitas). Estos materiales tendrían perfiles de alteración muy desarrollados, con transformación de los feldespatos en arcillas de alteración (de tipo sericitita-atapulgita), quedando como cantos de conglomerado los cuarzos filonianos y cuarcitas, procedentes de relieves paleozoicos situados unas decenas de kilómetros hacia el Sur.

Dada la morfología de los cuerpos sedimentarios y la ausencia de estructuras internas, no se han podido obtener datos sobre paleocorrientes (sólo unos pocos puntuales que no resultan representativos). Parece claro que estos abanicos aluviales debían tener una dirección de flujo de componente Norte; y es posible que evolucionasen hacia el Este, hacia el actual centro de la cuenca del Tajo. En este sentido es de destacar la presencia de sedimentos de facies similares situadas al Este de esta Hoja (Hoja 658 Mora), en la que se ha detectado la presencia de fauna marina de posible edad cretácica. Se trataría de los depósitos de tipo Fan-Delta y que podrían tener su equivalente marino en ese área de la cuenca, en los materiales cretácicos y paleógenos que constituyen el sustrato de las facies evaporíticas centrales de la Cuenca del Tajo, en el área situada al Sur de Madrid (Sondeo Tielmes).

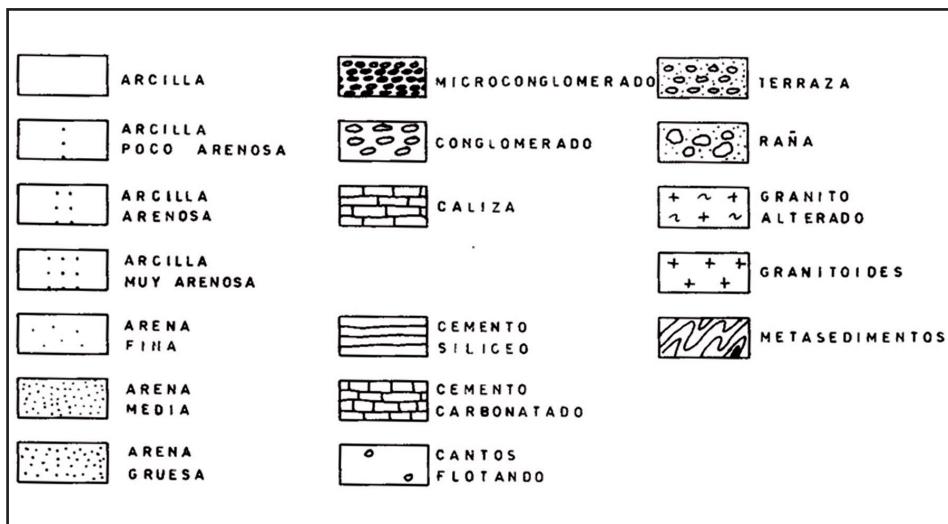


Fig. 2.1. - Leyenda

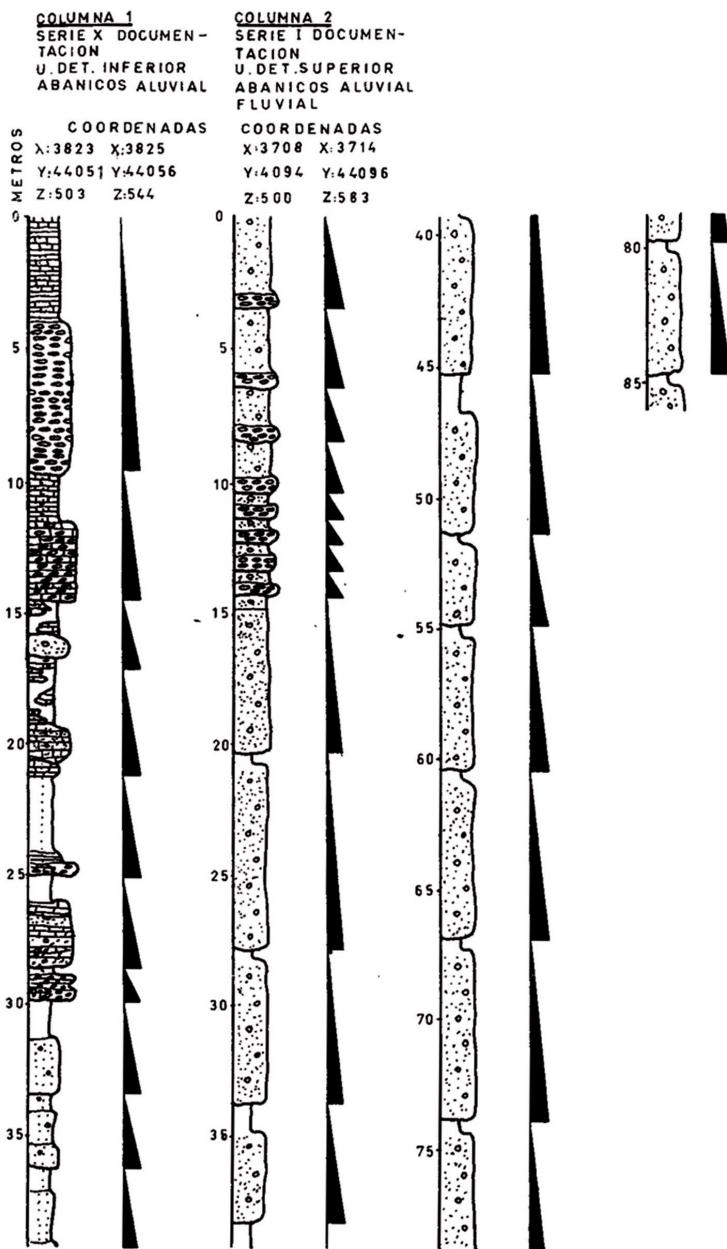


Fig. 2.1. - Columnas estratigráficas de las diferentes unidades

Por lo que respecta a la edad de esta Unidad, la ausencia de fósiles impide una datación precisa. El hecho de estar afectados por una tectónica de borde fuerte, que se debe correlacionar con la fase principal alpina (Fase Castellana, AGUIRRE *et. al* 1.978, o bien a la Intraageniense, TORRES *et al.* 1.983) hace que la asignación de edad sea inferior al Micoceno Medio. Puede tratarse tanto de sedimentos paleógenos, como cretácicos. Por esa razón se han cartografiado como Cretácico superior-Paleógeno.

La potencia máxima aflorante es del orden de 150 m. La total puede ser de 200 o 300.

Desde el punto de vista tectónico los afloramientos de la Unidad se distribuyen en dos bloques, separados por un juego de fracturas normales de dirección N 40-60° E (fallas del área "Caras de Moncharaz" - "Cerro Aguilero", en el tercio oriental de la hoja). En el bloque situado al Este de estos accidentes, los materiales presentan buzamientos fuertes al NW (70-80°); y en algunos puntos llegan a estar invertidos. Esta estructura monocinal es la consecuencia del arrastre producido por las fallas de borde de cuenca; unido posiblemente a un basculamiento suave posterior, que provocaría las inversiones puntuales de estratos.

En el borde occidental los materiales presentan un ligero buzamiento al Norte (entre 10 y 15°). La actividad de las fallas de borde en este caso ha sido de menor envergadura, y tal vez sólo están afectados por los últimos basculamientos. La figura 2.2. muestra un corte esquemático a través del área de fractura "Caras de Moncharaz" - "Cerro Aguilero".

Es característica diferencial de la unidad la presencia de niveles cementados por sílice, óxidos de hierro y carbonatos. Se trata de procesos postsedimentarios, entre los que dominan las silicificaciones.

Tanto la carbonatación como la silicificación afectan esencialmente a los niveles detríticos y a la fracción arcillosa de los detríticos más gruesos. Son procesos controlados por la mineralogía de la fracción arcillosa (dominantemente atapulgítica, que es una arcilla de baja estabilidad).

Los procesos de silicificación se manifiestan por una sustitución total o parcial de la fracción arcillosa por agregados microcristalinos de cuarzo granoblástico. Están acompañados por cristalización de cuarzo en relleno de fracturas y huecos y, en los casos en que el fenómeno es más intenso, por recristalización de los clastos de arena a agregados granoblásticos (muestras 17-26-AD-AJ-9205, 9211, 9212, 9219, 9222, 9225, 9226, 9238, 9244, 9248 y 9249). Es también frecuente la presencia de bordes de alteración de los clastos, manifestados por aureolas de recristalización de cuarzo microcristalino. Acompañando a este proceso hay neoformación de moscovita (muestra 17-26-AD-AJ-0219-9238).

El aspecto de "visu" de estas rocas silicificadas es el de una roca cristalina, en la que sería difícil en casos reconocer su origen sedimentario de no ser por la presencia de clastos flotantes de tamaño arena y conglomerado. Este proceso es muy espectacular en algunos sectores, como el contacto de la unidad con las rocas del zócalo cristalino en el valle del Arroyo Torcón. En este punto los sedimentos están atravesados por filoncillos de cuarzo de 1-2 cm de potencia. Esta presencia de cuarzo hidrotermal en fracturillas se observa en gran parte de las láminas delgadas.

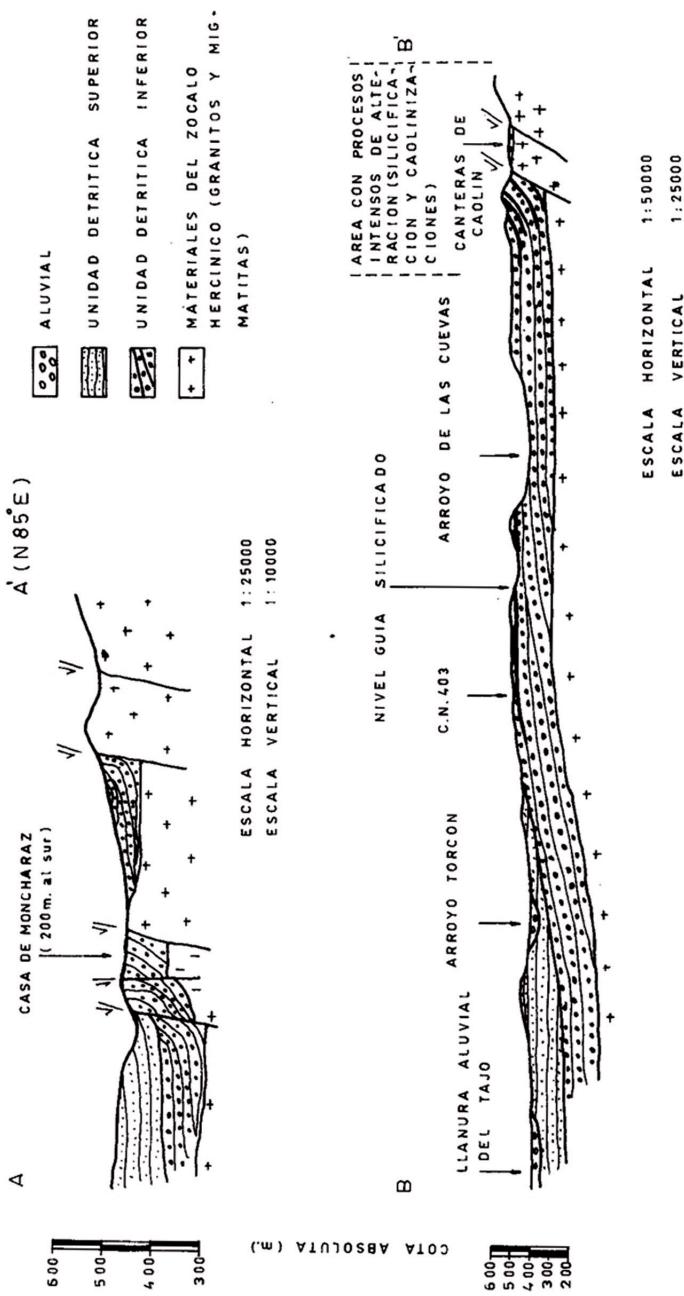


Figura 2.2. - Cortes Geológicos. A) En el contacto en la zona de fracturas "Casa de Moncharaz" Cerro Aguilero. B) Transversal a la cuenca.

Los procesos de carbonatación son también digestiones de la matriz arcillosa y son mucho menos frecuentes: sólo se presentan en el afloramiento más oriental de la unidad (muestras 9240 y 9241). Se debe tratar de procesos diagenéticos o edáficos.

El cemento ferruginoso se presenta en la mayor parte de las muestras con silicificación y se manifiesta por una impregnación de óxidos de hierro con textura de gel, que rellenan fracturas y huecos de la roca original (muestras 17-26-AR-AJ-9206, 9220, 9221, 9222, 9225, 9226, 9233, 9238, 9244 y 9249). En algunos casos estos óxidos forman más del 50% de la roca y dan lugar a arenas ferruginosas que constituyen, en ocasiones, niveles guía cartografiados (proximidades del Cerro Aguilero). También se observan procesos de digestión de la matriz arcillosa original por el cemento ferruginoso.

Los procesos de silicificación e impregnación de óxidos de hierro están especialmente desarrollados en las proximidades de las fallas de borde de cuenca y, en particular, de las de directriz tipo falla de Plasencia (N 40-60°E). También asociados a estas fallas, y en el bloque en que afloran las rocas del zócalo cristalino, hay procesos de alteración hidrotermal de las mismas, que producen argilizaciones de las rocas ígneas (esencialmente caolinizaciones). Jalonando estas fracturas, en una banda de varios centenares de metros de anchura, existen abundantes canteras de caolín, algunas de ellas activas en la actualidad. Resulta evidente que los procesos de silicificación e impregnación de óxidos de hierro se ocasionaron por circulación de fluidos hidrotermales (hipotermales) que accedieron a la superficie a través de las fallas de borde de cuenca (en particular de las de dirección N 40-60°E).

2.4. NEÓGENO

2.4.1. Arcosas (24)

Son los depósitos de relleno de la Fosa del Tajo, durante su comportamiento como cuenca sedimentaria. Dentro de la hoja afloran los materiales marginales del límite sur de esta gran unidad sedimentaria, que constituye la mayor parte de los materiales de relleno, a escala global que afloran en la cuenca.

Se trata de sedimentos detríticos continentales de tipo "flujo de derrubios" ("Debris flow"), y fluviales con cauces de morfología "Braided". Sus afloramientos ocupan la banda más septentrional de la hoja, y se sitúan mediante una discordancia angular sobre los depósitos de la Unidad Detritica Inferior. En otros casos mediante contacto tectónico con estos materiales (área de fracturas "Casas de Moncharaz" - "Cerro Aguilero"); o con los del zócalo hercínico (substrato de la cuenca).

Litológicamente está constituida por una sucesión de materiales detríticos (desde conglomerados a arcillas), organizados en secuencias granodecrecientes, de potencias comprendidas entre 2-3 y 20 m. La morfología de estos niveles es tabular, sin predominio de ninguna dirección preferencial, y con extensiones del orden de varios centenares de metros.

Los niveles de conglomerados se sitúan en la base de algunas de las secuencias, y son, en general mucho menos abundantes que en la Unidad inferior (hay un gran número de se-

cuencias, sobre todo hacia el techo, que comienzan con arenas o gravas finas). Se diferencian de éstos, además, por ser con frecuencia cantosportados, y por presentar granoselección positiva más o menos grosera. Los cantes son de un tamaño medio de 2 a 5 cm, aunque en la base de algunos bancos pueden llegar a 20 o 30 cm. La matriz es una mezcla de arcilla y arena de todos los tamaños de grano, con feldespatos abundantes, sobre todo en los niveles de techo.

Los niveles de arenas presentan unas características litológicas paralelas a las de los conglomerados: en los tramos basales de la unidad no presentan selección ni clasificación (mezcla heterogénea de granulometrías), con fracción arcillosa, y con abundantes feldespatos entre los clastos (arcosas). En algunos casos se trata de arenas bien seleccionadas de diferentes granulometrías, con estructuras de laminación y estratificación paralela. Existen también hacia techo estructuras de laminación cruzada planar de bajo ángulo (relleno de paleocanales de tipo "*braided*"). No suelen presentar cantes flotantes (que están presentes en todos los niveles de la Unidad inferior).

Son muy frecuentes las intercalaciones de hiladas de cantes de gran extensión lateral, que representan etapas de escorrentía en mantos de arroyada (paso intermedio entre depósitos de abanico y fluviales de tipo "*braided*").

Por lo que respecta a los niveles arcillosos, los basales son de mineralogía atapulgítica, y en cuanto se sube en la serie (una o dos decenas de metros) la mineralogía es illita-esmectita. Ocurre lo mismo con la fracción arcillosa de los detriticos groseros.

Corresponden a esta unidad las columnas II, V, VIII, XI y XII; que se acompañan en la documentación complementaria de la Hoja.

En el extremo occidental de la Unidad se han diferenciado con sobrerama una facies de características más marcadamente fluviales, con cauces de morfología "*braided*". Se trata de materiales que presentan afloramientos muy deficientes dentro de la Hoja, donde no se han podido caracterizar, ni levantar en ellos columnas de detalle. Afloran con extensión y presentan cortes bien expuestos en la vecina Hoja "Los Navalmorales" (655), que ha sido realizada para el Plan MAGNA en el mismo proyecto que la presente. En base a ellos nos remitimos a la memoria geológica de la citada Hoja para el análisis detallado de la unidad hacia el Oeste. En esta dirección se produce un cambio progresivo de facies a fluvial con cauces de morfología "*Braided*"; y, a continuación, a fluvial con sistema de cauces jerarquizados.

El ambiente sedimentario en que se originaron estos materiales fue de abanicos aluviales, con evolución en el tiempo y en el espacio (en sentido distal) hacia un sistema fluvial. Las áreas fuente de sedimentos serían los materiales que configuran el actual borde de la cuenca (granitos y migmatitas). En el momento inicial de la sedimentación sobre los materiales del área fuente debía existir un perfil de alteración, cuya remoción dio lugar a los depósitos basales (con dominio de atapulgita entre las arcillas, ausencia de feldespatos, y sedimento poco clasificado). Este perfil de alteración debió ser de mucha menos envergadura que el existente al comienzo del depósito de la Unidad inferior (sólo alimentó los primeros metros sedimentados); aunque de las mismas características físico-químicas (depósito de la misma litología y estructura).

Desde el punto de vista tectónico la unidad se presenta en la mayor parte de su extensión horizontal. Sólo está afectada por las fallas de borde, y las que le ponen en contacto con la Unidad inferior. En estos casos la actividad tectónica ha sido mucho más débil; los arrastres producen buzamientos de la estratificación de 25-30° como máximo.

La potencia máxima aflorante de estos materiales es de algo más de 200 m. En sentido distal de la unidad, en la Hoja de "Los Navalmorales" (655), la potencia real es también de este orden (reconocido por sondeos y por existir afloramientos del muro en discordancia sobre el sustrato).

Por similitud con facies correlacionables al Norte de la Hoja (yacimiento "Torrijos"), la edad de estos materiales debe considerarse Aragoniense.

2.4.1.1. Bolos cuarcíticos, gravas y arenas. "Rañas" (25)

Se trata de un depósito de morfología laminar, que ocupó la mayor parte de la superficie de la Hoja, y que presenta en la actualidad aún una gran extensión. Por contraposición a esta gran extensión superficial, su potencia es en todos los casos inferior a 3-4 m.

Litológicamente es un aglomerado de cantes de cuarcita subredondeados y perfectamente pulidos, con una gran heterometría de grano en todos los puntos (desde unos centímetros hasta 70-80). En unos casos los cantes flotan en la matriz, mientras que en otros el aglomerado es cantosoportado. Presentan a menudo páginas de rubefacción, y a veces, costras de carbonato. La matriz es dominanteamente arcillosa (en puntos arenosa); y de un característico color rojo.

Es una unidad con expresión morfológica y describe un perfecto plano, con pendiente media del 0,3% hacia el Norte. Se superpone de forma indistinta sobre los granitos y migmatitas del zócalo, y sobre los materiales de relleno de la cuenca.

Su superficie se encuentra en ocasiones ondulada, dando lugar a pequeñas depresiones endorreicas ("navazos" en la terminología local), en las que se establecen charcas esporádicas. En el fondo de estas charcas se produce el depósito de costras carbonatadas laminadas. La laminación está marcada por alternancia rítmica de lechos micríticos con abundantes clastos de limos, y otros de micrita. En ocasiones las superficies se encuentran rizadas (muestra 9216), posiblemente debido a acción de corrientes.

Parece evidente que su depósito se produjo una vez colmatada la cuenca sedimentaria mioceña, en el momento en el que produce el cambio entre cuenca de sedimentación y cuenca de erosión. El medio sedimentario que la originó debió ser una gran llanura en la que no existía red de drenaje y por la que circulaba el agua de escorrentía superficial en forma de arroyada en manto. Debían ser aguas muy limpias (sin apenas arcilla y arena en suspensión y tracción), que arrastraban lentamente, puliendo y redondeando, los únicos cantes erosionables del entorno (los de los relieves paleozoicos de Cuarcita Armoricana).

Por lo que respecta a su edad, no ha sido datada en ningún punto. Se atribuye al tránsito Plioceno-Cuaternario.

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. Pleistoceno

2.5.1.1. Gravas encostradas y arenas (26), terrazas altas. Gravas y arenas (28); terrazas medias. Limos, arenas y gravas (30). Terrazas bajas

Se reconocen hasta nueve niveles de aterrazamiento correspondientes al río Tajo, que hemos agrupado en tres conjuntos: terrazas altas ($T_6 - T_9$), terrazas medias ($T_2 - T_5$) y terrazas bajas (T_1). Esta diferenciación sigue criterios cronológicos ya que, por correlación con los depósitos de terrazas datados por ALFÉREZ (1977) en los alrededores de Toledo, las terrazas altas representarían el Pleistoceno inferior, las medias el Pleistoceno medio y las bajas el superior.

La potencia de los depósitos oscila entre 1 y 4 m, siendo mayor en los niveles más altos. En todos ellos dominan las gravas cuarcíticas, aumentando el grado de cementación y encostramiento en los niveles antiguos. En cuanto a la matriz, es de carácter arenolimoso; los limos son más abundantes en los niveles bajos. Son comunes las envueltas micríticas en los cantes, así como los tramos de arenas y limos con cierta laminación. Los niveles de limos, de hasta 2 m de potencia y a veces muy encostrados, suelen formar las partes superiores de los perfiles, representando los depósitos antiguos de llanura de inundación.

2.5.1.2. Arenas y Arcillas (Glacis altos) (27); Cantes, Arenas y Arcillas (Glacis medios) (29); Cantes cuarcíticos y Arenas (Glacis) (31)

Se distinguen hasta seis niveles de glacis cuaternarios, correlativos con los correspondientes niveles de terrazas. Se han agrupado en niveles altos (G_6 , 27), niveles medios ($G_2 - G_5$, 29) y niveles bajos (G_1 , 31). Los niveles más recientes, G_1 y G_2 sólo aparecen rodeando al cerro residual de Noez. Los depósitos están compuestos por hasta 2 m. de cantes calcáreos y cuarcíticos (predominan unos u otros dependiendo del área fuente) subangulosos, con una matriz limoarcillosa ocre. La cementación es en general débil, aunque algunos niveles altos presentan cementaciones y encostramientos carbonáticos locales de cierta importancia.

2.5.2. Holoceno

2.5.2.1. Gravas sueltas y limos. Aluviales y fondo de valle (32)

Constituyen acumulaciones limosas con cantes redondeados de granito, así como arenas procedentes de las alteraciones desarrolladas sobre el granito. Apenas se reconocen estructuras y su potencia no suele superar los 2 m. En cuanto a su edad, no descartamos que en algunos casos puedan ser algo más antiguos (Pleistoceno superior).

2.5.2.2. Cantes, arenas y limos (33). Conos de deyección

Aparecen esporádicamente en las márgenes de los valles principales y al pie de algunos escarpes. Están formados por 1-2 m. de cantes subangulosos de cuarcita (y granito) en una matriz limoarenosa ocre.

2.5.2.3. Brechas, cantos y arenas (34). Coluviones

Los coluviones presentan un débil desarrollo en la hoja. Al pie del cerro de Noez aparecen acumulaciones métricas de cantos cuarcíticos angulosos en una matriz arenosa ocre, no presentando ningún tipo de ordenación. En el resto de la Hoja constituyen débiles recubrimientos de arenas y cantos subangulosos desorganizados.

2.5.2.4. Arenas y limos (35). Alteritas

Se han incluido en este apartado unos recubrimientos de arenas y limos de alteración correspondientes a “*lehm*” granítico. Aparecen por toda la hoja, aunque se han resaltado los existentes en su extremo occidental. Su potencia es muy variable, no sobrepasando en general los 4 m. En cuanto a su edad, pensamos que han podido generarse en tiempos relativamente recientes, aunque el comienzo de los procesos de alteración recientes podría remontarse al Pleistoceno inferior o incluso antes.

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista estructural las rocas aflorantes en la Hoja pueden dividirse en dos grandes conjuntos. El primero lo constituye el zócalo, formado por las rocas afectadas fundamentalmente por la Orogenia Hercínica y el segundo está formado por su cobertura de depósitos continentales. Ambos conjuntos fueron afectados posteriormente por el ciclo Alpino, siendo muchos de los sedimentos terciarios de carácter sintectónico.

Existe en esta Hoja evidencia de otra deformación correspondiente a la etapa Sárdica que supone un basculamiento de las rocas preordovícicas; además en áreas próximas se describen deformaciones de edad cadomiense que afectan a las rocas precámbricas (BRASIER et al., 1979).

La Orogenia Hercínica produce en las rocas sedimentarias precámbricas y paleozoicas, y en algunas rocas que las intruyen, una deformación polifásica de intensidad variable que produce estructuras de diversos tipos y que está acompañada de un metamorfismo regional progradado que llega a alcanzar el grado de anatóxia en amplias zonas de la Hoja.

El ciclo Alpino actúa fracturando el zócalo rígido que constituye el Macizo Hercínico y provocando en la cubierta cenozoica estructuras de adaptación, principalmente fallas.

3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS

A parte de las deformaciones Hercínica y Alpina, responsables en su mayor parte de la disposición actual de las rocas en este área, se pueden reconocer eventos que producen deformación en este área y en adyacentes.

Los dos eventos reconocibles pertenecen a dos edades distintas y serán expuestos a continuación.

3.2.1. Deformación Precámbrica

Sólo se reconoce en el Dominio de los Montes de Toledo y está representada por una discordancia que separa la serie alcuviense (Valdelacasa) del Cámbrico inferior (Pizarras del Pusa). Dicha discordancia viene marcada por el denominado Nivel de Fuentes, que es una roca conglomerática y brechoide con cantos de caliza, interpretada como producto de un evento sísmico.

La naturaleza de esta deformación y su relación con otras deformaciones de edad similar descritas en todo el Macizo Hercínico por el momento son desconocidas.

3.2.2. Deformación Sárdica

Esta deformación está puesta de manifiesto por la existencia de una discordancia que pone en contacto las rocas de la Serie Púrpura (Arenig) con rocas cámbricas de diferentes edades.

La discordancia se reconoce tanto por criterios cartográficos como por la existencia local de discordancias angulares visibles claramente en esta Hoja.

La naturaleza de esta deformación es similar a la descrita en todo el Macizo Hercínico, es decir, un ligero basculamiento cuyo origen no es claro. No se reconocen pliegues ni fracturas asociadas a esta deformación.

En la discordancia se reconoce un conglomerado polimítico de potencia variable.

3.3. OROGENIA HERCÍNICA

3.3.1. Introducción

En el conjunto del Dominio Migmatítico de Toledo se reconoce la existencia de tres fases de deformación principales así como dos de replegamiento suave y dos de fracturación tardía, si bien de las tres primeras sólo se reconoce claramente una, que da lugar a la foliación principal (Sp) en el área de la Hoja.

Las rocas sedimentarias paleozoicas y las rocas ígneas prehercínicas, están afectadas por todas las deformaciones debidas a la Orogenia Hercínica; mientras que las rocas ígneas sincinemáticas y tardihercínicas sólo están afectadas por alguna de ellas.

Es necesario para el correcto entendimiento de la estructura Hercínica de esta Hoja realizar una separación en dos dominios de las rocas que han sido afectadas por esta Orogenia.

Estos dominios están separados entre sí por un importante accidente extensional de edad tardihercínica.

3.3.1.1. Dominio Migmatítico

Es el dominio central del área de la Hoja y posee rocas de carácter fundamentalmente ígneo

autóctono, migmatitas y granitoides inhomogéneos, aunque en algunas zonas donde los procesos de migmatización no han sido especialmente intensos es posible reconocer los protolitos de donde proceden estas rocas.

Los protolitos más ampliamente reconocidos son ortogneises, granitoides porfídicos sincinemáticos y metasedimentos (esquistos, paragneises, mármoles, rocas calcosilicatadas y cuarcitas de edad presumiblemente precámbrica). Además de estos tipos, se han observado en un afloramiento de pequeña extensión anfibolitas de origen posiblemente ortoderivado.

Este dominio ha sufrido deformación y metamorfismo intensos mostrando sus rocas una compleja historia tectonometamórfica.

3.3.1.2. Dominio de los Montes de Toledo

Es el dominio situado al sur del anterior (mitad S de la Hoja). En este dominio aparecen rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Alcudiense y el Silúrico aunque en el área estudiada sólo se observan rocas del Cámbrico y del Ordovícico y un conjunto de granitoides tardicinemáticos, que les intruyen, ampliamente representados en la zona.

La deformación y el metamorfismo de este área son de baja intensidad y serán tratados en los capítulos posteriores.

3.3.2. Primera fase de deformación (D₁)

3.3.2.1. Dominio Migmatítico

No se reconocen estructuras de esta fase en el Dominio Migmatítico debido a las intensas deformaciones y metamorfismo producidos con posterioridad.

Por correlación con áreas del Sistema Central Español, de características similares, se puede pensar que la D₁ produjo una deformación penetrativa continua que afectaría a todas las rocas metamórficas de este dominio en un régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple, subhorizontal con vergencia hacia el Este (MACAYA *et al.*, en prensa).

La foliación generada por esta fase se reconoce en el Sistema Central como relictos en algunos minerales metamórficos.

3.3.2.2. Dominio de los Montes de Toledo

En este dominio la D₁ genera un plegamiento a diversas escalas que se reconoce en todas las rocas paleozoicas del área por la foliación que produce.

La naturaleza de la foliación corresponde con un clivaje pizarroso grosero en las rocas de grano fino, pudiendo en algunos casos llegar a ser un verdadero clivaje pizarroso, y a un clivaje grosero en las de grano grueso (en este caso y a partir de ahora se utilizará la terminología de BASTIDA (1981).

Debido a las condiciones de afloramiento no se observan estructuras relacionables con esta

fase a meso y macroescala. El metamorfismo que acompaña a la D_1 , es de grado bajo reconociéndose como minerales metamórficos asociados a esta fase clorita y cuarzo.

3.3.3. Segunda fase de deformación (D_2)

3.3.3.1. Dominio Migmatítico

La segunda fase de deformación en el Sistema Central se caracteriza por presentar una deformación muy heterogénea que da lugar a zonas de cizalla dúctiles de espesor centimétrico hasta kilométrico y en ocasiones fuerte milonitización (MACAYA et al., 1991). En el área de esta Hoja no se tienen tantas evidencias sobre las características de esta etapa deformativa, debido a la intensa migmatización posterior, pero las existentes apuntan a unas características similares: fábrica planolinear bien marcada, "ribbons" recristalizados, algunos pliegues isoclinales muy apretados cuyo plano axial es la foliación principal, etc.

Durante este episodio se desarrollan en estas rocas fábricas plano-lineares generalizadas que paralelizan los contactos litológicos y producen rocas de marcado carácter milonítico en las bandas de cizalla.

En esta Hoja se observa esta deformación en los metasedimentos, ortogneises metagraníticos y ortoanfibolitas principalmente.

En los metasedimentos se observa una foliación muy penetrativa que al microscopio parece en ocasiones de carácter milonítico recristalizada, con poligonización de "ribbons" de cuarzo.

En los ortogneises metagraníticos así como en las ortoanfibolitas la deformación de segunda fase se manifiesta exclusivamente por una intensa fábrica plano-linear debido a la práctica ausencia de marcadores. La foliación principal en estas rocas, probablemente S_2 , varía entre una dirección - N100°-120°E, buzando al S en el sector NE y al N en el sector centro-oeste de la Hoja, debido a la interferencia con pliegues tardíos de dirección aproximada N120°E. Las lineaciones minerales y de estiramiento, recristalizadas, muestran direcciones que varían, donde han podido observarse, entre N105°E y N135°E con una inmersión entre 10° y 25° al SE.

Al microscopio en todas estas rocas se observa que la foliación viene marcada por sillimanita, prismática y fibrolítica, biotita, y en ocasiones "ribbons" de cuarzo.

Es importante indicar que la inmensa mayoría de las foliaciones representadas en la cartografía de este dominio como "Foliación Principal" deben de corresponder probablemente a esta fase.

Los granitoides sincinemáticos pueden estar afectados también por esta deformación, si bien en diferente grado, según estén afectados por una banda de intensa deformación de cizalla dúctil o no; no se puede descartar que algunos estén deformados únicamente por la siguiente etapa deformativa (D_3)

3.3.3.2. Dominio de los Montes de Toledo

No existen evidencias de esta deformación en la Hoja aunque sí inmediatamente al Este, en

la Hoja de Sonseca (657). En dicha Hoja se ha localizado un afloramiento que presenta una banda de cizalla decamétrica de bajo grado afectando a la Formación Pizarras del Pusa.

El significado y prolongación de esta banda no han podido ser puestos de manifiesto debido a las condiciones de afloramiento.

3.3.4. Tercera fase de deformación (D_3)

3.3.4.1. Dominio Migmatítico

Esta fase supone el plegamiento retrovergente generalizado que induce una deformación intensa y penetrativa en extensas áreas.

No se han observado pliegues cartográficos de esta fase en el área de la Hoja.

En hojas vecinas (Sonseca, 657 y Mora de Toledo, 658) se han observado pliegues pertenecientes a la misma a meso y microescala, con un engrosamiento importante de charnela y geometría variable.

Estos pliegues generan una foliación de crenulación que separa en algunos casos dominios de distinta mineralogía. En otros casos reaplasta a la foliación previa.

En los planos de foliación se genera sillimanita. Se han observado al microscopio en las citadas Hojas en un granitoide inhomogéneo inclusiones de sillimanita plegadas con desarrollo de foliación de crenulación, y ambas foliaciones definidas por sillimanita, dentro de blastos de cordierita.

3.3.4.2. Dominio de los Montes de Toledo

En este dominio la deformación de tercera fase es homoaxial con la de la primera y retrovergente; esto supone una modificación de los pliegues de D_1 , que hace que en algunos casos los planos axiales estén inclinados hacia el Norte.

Esta deformación no produce prácticamente foliación y sólo en algún caso se observa una ligera foliación de fractura atribuible a esta fase.

3.3.5. Deformaciones tardías

3.3.5.1. Replegamiento subvertical

En todo el dominio migmatítico se observan una serie de pliegues de amplio radio de curvatura que suponen un escaso acortamiento.

En esta Hoja se han podido observar estos pliegues con dirección aproximada N120°E.

Estos pliegues no producen foliación y solamente, y a nivel microscópico, se observa extinción

ondulante de los cuarzos, rotura frágil de los feldespatos y plagioclasas y "kink-bands" en las micas.

3.3.5.2. La falla normal de Toledo

Esta falla es un importante accidente extensional tardihercínico que separa los dos dominios descritos con anterioridad. Fue descrita por APARICIO (1970, 1971) y ha sido estudiada con posterioridad por medios geofísicos por SANTA TERESA (1982), SANTA TERESA *et al.* (1983) y CASQUET *et al.* (1988) y en relación con su deformación asociada por HERNÁNDEZ ENRILE (1976, 1981, 1991). Durante la realización de la Hoja se ha llevado a cabo un perfil sísmico de reflexión de alta resolución, a través de este accidente en el Hoja de Mora (659).

En esta Hoja la falla tiene un trazado básicamente recto, atravesándola de E a O aproximadamente por el centro de la misma.

En este sector la falla pone en contacto rocas del Dominio Migmatítico con rocas metasedimentarias del Paleozoico inferior y los granitos de Mora-Las Ventas y Gálvez del dominio de los Montes de Toledo.

Como se observa en la cartografía geológica esta falla presenta una banda de deformación dúctil-frágil asociada en el bloque de muro ("footwall") que presenta un trazado anastomosado en el sector del cerro de Santa Brígida (unos 5 Kms al NO de Gálvez).

Este particular trazado es debido a la morfología irregular de esta falla con la presencia de rellanos ("flats") y de rampas, tanto frontales como oblicuas o laterales, así como de superficies de falla que convergen o divergen lo que produce la existencia de "almendras" o "horses".

La deformación asociada en el bloque de muro comienza siendo de carácter dúctil aunque producida en condiciones metamórficas de bajo grado. Se observa una fábrica planolinear con una lineación muy uniforme de dirección N165°-180°E. La foliación buza hacia el Sur oscilando entre 15° y 40°, aunque localmente se han observado buzamientos de hasta 55°.

Se observan criterios cinemáticos que indican movimiento hacia el Sur del bloque de techo ("Hanging-wall"). Estos criterios son crenulaciones asimétricas, porfiroclastos rotados, estructuras S-C y ECC ("Extensional crenulation cleavage") y cuarzos acintados.

Sobreimpuesta a esta deformación existe una deformación frágil que produce una roca oscura, de aspecto brechoide que corresponde a ultracataclasitas y cataclasitas.

Los datos obtenidos durante la realización de la Hoja de Mora (659) mediante sísmica de reflexión de alta resolución, confirman la geometría de bajo ángulo de esta falla y su hundimiento hacia el S. Los datos geofísicos y la comparación con modelos desarrollados en regiones mejor conocidas indican que esta falla se debe de horizontalizar en profundidad y convertirse en un despegue de gran extensión.

En el bloque de techo no se aprecia una deformación intensa, sólo se observa cierta deformación cataclástica frágil en bandas discretas.

Debido a la morfología irregular de la falla y a las condiciones de deformación de “*plane strain*” que se producen en el bloque de muro, éste se acomoda mediante pliegues a dicha morfología, originando en zonas de rampa o de cambio de pendiente pliegues generados pasivamente (“*bend folds*”).

Uno de estos pliegues, concretamente el de carácter frontal, denominado generalmente “*roll-over*”, se correspondería con la denominada antiforma Sonseca-Navahermosa, situado al sur del área de esta Hoja.

Es posible que en el bloque de techo existan fallas asociadas a la de Toledo (fallas antitéticas y sintéticas), pero debido a su posible disposición paralela a las estructuras previas serán difícilmente detectables.

No hay criterios para evaluar el desplazamiento que supone esta falla ya que no hay elementos comparables a ambos lados de la misma.

Los únicos criterios para poder establecer la magnitud del salto son el cambio metamórfico que se produce y las diferencias de deformación entre el bloque de techo y el de muro.

Con estos criterios el salto vertical de la falla puede evaluarse en probablemente superior a los 10 kilómetros mientras que para el salto horizontal no existen criterios que permitan definir con exactitud su magnitud, si bien de su geometría y de los criterios cinemáticos existentes, en relación con la magnitud de su salto vertical, puede deducirse que en todo caso debe ser muy elevado (probablemente decenas de kilómetros).

3.3.5.3. Fallas NNE-SSO

Son probablemente las últimas manifestaciones de la Orogenia Hercínica y afectan a la falla normal de Toledo.

Estas fallas llevan una dirección N10-30E y tienen un salto en general de pequeña magnitud siendo la de mayor entidad cartográfica la que desplaza a la banda milonítica al E de la Hoja. Esta falla tiene una componente vertical con el labio E hundido, debido a la cual se produce al E de la misma el afloramiento de rocas paleozoicas, y probablemente tiene también un salto en dirección.

3.4. TECTÓNICA ALPINA

En relación con el ciclo Alpino se reconocen en la Hoja un conjunto de fracturas con salto vertical que ponen en contacto los materiales mesozoico-terciarios situados al N de la misma con los afectados por la Orogenia Hercínica del Dominio Migmatítico al S.

Se observan dos conjuntos de fracturas principales, uno de dirección NE-SO y otro ONO-ESE. El carácter de falla normal o inversa es difícil de establecer; no obstante el hecho de observarse materiales mesozoico-paleógenos subverticales o invertidos en el sector NE (NO de las casas de Zurragas y N de las casas de la Gorilla) permiten suponer que al menos algunas de ellas

han jugado como fallas inversas con el labio Sur levantado. Esto estaría de acuerdo con los movimientos de fallas alpinas que actualmente se deducen para el contacto entre materiales hercínicos y mesozoico-terciarios en áreas próximas, como el Sistema Central o el sector Sur de la Hoja de Toledo (629), inmediatamente al Noreste de ésta, donde existe un afloramiento (Carretera Toledo-Ciudad Real, Km. 2 aproximadamente) en el que el dominio migmatítico está cabalgando claramente a rocas detríticas mesozoico-terciarias, situadas al N.

En el sector NE de la Hoja existe una gran fractura arqueada de dirección N-S, que pone en contacto los granitoides inhomogéneos al E de la misma con paleozoicos y mesozoico-terciarios al O. Esta falla parece posterior a las anteriormente descritas, como se observa en la cartografía, y probablemente es también inversa con el labio E levantado.

Los últimos episodios de este ciclo Alpino están representados por los fenómenos que dan lugar al encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. FISIOGRAFÍA

La Hoja se encuentra ubicada en los Montes de Toledo, en su borde septentrional. Está limitada al Norte por la llanura aluvial del Tajo; al Sur por las sierras de Corral de Cantos y del Castañar; al Oeste por el río Cedenas y al Este por los Llanos de Polán-Pulgar y pico de Noez. Climáticamente muestra un carácter mediterráneo continentalizado, con una pluviometría media anual de unos 400 mm. y una temperatura media de 15°.

Orográficamente la Hoja se caracteriza por una gran planitud. La llanura desciende de Sur a Norte, desde los 750 m. en el área de Gálvez-Totanés, hasta los 600 m. en el borde con el valle del Tajo. Este último se excava en la llanura, alcanzando una cota de 400 m. Sobre la llanura destacan dos pequeños cerros aislados: Aguilero (631 m.), al Sur de Castrejón, y Pico de Noez (1.035 m.), al NE de Totanés.

La red fluvial de la Hoja está representada principalmente por el río Tajo al Norte, de dirección E-W y con un trazado meandriforme dirigido hacia el Oeste. En él desembocan diversos arroyos y barrancos que surcan la Hoja de Sur a Norte: Arroyo del Mimbre, río Torcón, Arroyo de las Cuevas, Arroyo de Alpuébrega, etc. De ellos destaca el río Torcón, procedente de la Sierra del Castañar (al Sur de la Hoja).

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Morfoestructura

La hoja se ubica en el borde entre la "Superficie de Toledo" (VIDAL BOX, 1944), y la Cuenca terciaria del Tajo. La primera consiste en una superficie poligénica labrada en rocas ígneas y metasedimentos paleozoicos. La segunda, apoyada en la primera mediante fallas, está representada por series detríticas, fundamentalmente arcósicas, en disposición horizontal. Las pequeñas sierras que destacan sobre la llanura corresponden a las series cuarcíticas y pizarrosas ordovícicas, que conforman estructuras monoclinales y plegadas.

4.2.1.1. Penillanura fundamental de la Meseta

Queda representada por una amplia llanura a unos 650-700 m. de altura media. En ella se observa que las rocas del zócalo están afectadas por una importante alteración relictica, parcialmente desmantelada en las proximidades y fondos de los valles fluviales más encajados.

4.2.1.2. Sierras paleozoicas

El Cerro de Noez y lomas adyacentes muestran un modelado estructural bien desarrollado, en forma de cuestas en cuarcitas, con direcciones NO-SE y NE-SO. Aparecen rodeadas por diversos depósitos coluvionares.

4.2.1.3. Depresión terciaria del Tajo

Localizada en el tercio Norte de la Hoja, está caracterizada por series horizontales cuyo modelado consiste en muelas, mesas y plataformas de cierta extensión. Cerca del contacto con el zócalo hercínico, dichas series presentan un buzamiento importante hacia el Norte, sobre todo en los tramos basales de las mismas; esto da lugar a pequeñas cuestas de dirección ENE-OSO fundamentalmente. En otras zonas próximas al río Tajo la fuerte incisión de estos materiales ha dado lugar a aristas.

4.2.1.4. Acumulaciones de piedemonte

Quedan representadas por diversos glacis, pertenecientes a dos grupos principales: rañas (piedemontes antiguos, extendidos a lo largo del borde occidental de la hoja y procedentes de la Sierra de Corral de Cantos, al SO de la hoja) y glacis cuaternarios (procedentes de los relieves estructurales terciarios y dirigidos hacia el complejo sistema de terrazas del río Tajo).

4.2.2. Estudio del modelado

En base a lo expuesto hasta ahora, distinguiremos formas de aplanamiento, formas graníticas, formas de piedemonte, formas fluviales y formas de laderas.

4.2.2.1. Formas de aplanamiento

La superficie más extendida corresponde a la "Superficie Fundamental de la Meseta" (SCHWENZNER, 1937; SOLE SABARIS, 1952, etc.), que en la hoja presenta una pendiente suave de Sur a Norte. Sobre ella destaca el pico de Noez como un típico monte-isla. La superficie desciende suavemente de Sur a Norte. Constituye la denominada "*Altfäche*" por OBDENBUSCH (1982), en NICOD y VAUDOUR, (1985), caracterizada por un manto de alteración montmorillonítica de matriz arenosa formado sobre los granitos. En ella aparecen esporádicamente encostramientos silíceos correlativos.

Es difícil establecer en detalle la edad de este aplanamiento generalizado. Según el modelo de PEDRAZA (1989 a y b) se trataría de una superficie grabada o "*Etchplain*", relacionada con el ciclo arcónico de la Cuenca del Tajo, y que se elaboró a lo largo del Terciario (entre el Oligoceno y el Plioceno medio).

OBDENBUSCH (1982) y HERRERO (1988) abogan por un clima tropical húmedo para la generación de las alteritas.

Según MOLINA *et al.* (1985) durante el Neógeno medio y superior el clima era de tipo árido, lo que originó el desarrollo de costras calizas generalizadas; se produjo un retroceso de los frentes de sierra, así como la elaboración de grandes “*inselbergs*” (los montes-isla) y pedimentos asociados.

PEDRAZA (1989a) también estima un origen bajo un clima no muy distinto del reciente o subactual, que favoreciera la creación de un pediment similar a los descritos en zonas áridas o semiáridas, llevando al desmantelamiento de la alterita previamente generada bajo un ambiente de sabana.

Según este autor se trataría de “*pediments* de sabana o lavado”, según el modelo de desmantelamiento de frentes de alteración que hacen aparecer relieves profundos o “superficies grabadas”.

4.2.2.2. Formas graníticas

Aparecen en toda la mitad meridional de la hoja, sobre todo a lo largo del valle del Arroyo del Mimbre y en general allí donde la erosión fluvial ha desmantelado la alterita arenosa. Las formas aparecen en un paisaje muy alomado y están constituidas por tors, bolos, dorsos de ballena, piedras caballeras, pasillos de arenización, alvéolos, etc.

Según PEDRAZA (1989a) la morfogénesis granítica está relacionada con la elaboración del “*etchplain*” plioceno, de modo que gran parte de las formas mayores (domos, crestas, berrocales, etc.) tienen su raíz en el ciclo de arcosas, elaborándose a lo largo del Terciario (Oligoceno a Plioceno). Los procesos denudadores actuales “degradan” la planicie previa, mientras que al mismo tiempo están haciendo aparecer formas graníticas que, en principio, son correlacionables con algunas propias de ciclos anteriores (“*bornhardts*” y domos que aparecen en el Pleistoceno asociados al encajamiento de la red hidrográfica).

4.2.2.3. Formas de piedemonte

El nivel de piedemonte más antiguo de la hoja es la raña, procedente del Sur (sector Corral de Cantos-Navahermosa). Está constituido por unos 4-6 m. de bolos y cantos rodados de cuarcita, cuarzo, pizarras y granito, que fosilizan a la Superficie Fundamental de la Meseta (Figura 4.1). Sólo aparecen en el extremo occidental de la Hoja.

Según MOLINA (1975) las rañas son sistemas de abanicos aluviales que responden al inicio de la red fluvial actual, antes de que ésta se jerarquizase. OBDENBUSCH (*op. cit.*) piensa que la raña es pre-Villafranquense o incluso pre-Pliocena, por correlación con el Campo de Calatrava.

La abundancia de caolinita y de ilita en su matriz abogaría por un clima de alteración previo; por otra parte, la presencia de calcita en la pátina de los bloques indica una evolución hacia

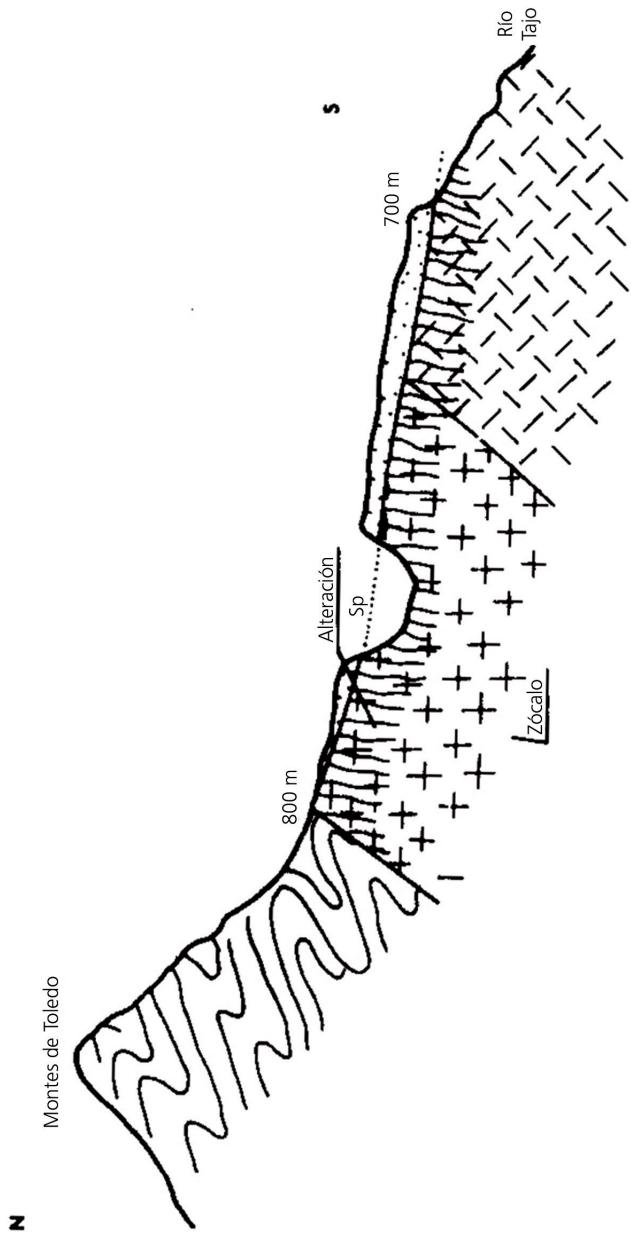


Fig. 4.1. - Corte esquemático del borde septentrional de los Montes de Toledo hacia el río Tajo (Molina y Blanco, 1980). Se distingue una superficie plicocena con depósitos asociados (Sp) que sella una alteración del zócalo

la aridez. Según este autor, se trata de conos de acumulación coalescentes, al menos para el área de Montes de Toledo.

Para PEDRAZA (1989) corresponden al ciclo postarcósico de generación de “*pediments*” áridos. Sin embargo, según MOLINA, 1975, su origen podría estar en un clima estacional no necesariamente árido. Algunos autores piensan que su emplazamiento se ha visto favorecido por movimientos tectónicos miopliocenos (AGUIRRE *et al.*, 1976; MARTÍN ESCORZA, 1977). En cualquier caso, su edad parece aceptado que se situaría en torno al Plioceno superior (Villafranquiense).

En cuanto a los glacis cuaternarios, se distinguen cuatro niveles (G_1 , G_2 , G_5 y G_6), que enlazan con sus correspondientes niveles de terrazas. Los niveles G_5 y G_6 se desarrollan principalmente en las inmediaciones del río Tajo, arrancando de los relieves terciarios y vertiendo hacia el valle con una pendiente de hasta un 6%. Aparecen preferentemente al Oeste de Castrejón, formando una banda E-O de unos 2 Km. de anchura. Los niveles G_1 y G_2 aparecen rodeando el cerro residual de Noez; en sus tramos basales muestran pendientes bajas (inferiores al 2%), mientras que en las cabeceras, con un 10% de pendiente, enlazan con depósitos de laderas más o menos recientes. En estos casos no se observan enlaces con depósitos de terrazas.

4.2.2.4. Formas fluviales

A lo largo del valle del Tajo aparecen hasta nueve niveles de terrazas escalonadas en graderío. Sus alturas con respecto al río son las siguientes:

T_0 : entre + 0,5 m. y + 1 m.; T_1 : + 5,5 m.; T_2 : + 12 m.; T_3 : + 17 m.; T_4 : + 21 m.; T_5 : + 24 m.; T_6 : + 40 m.; T_7 : + 60 m.; T_8 : + 94 m.; T_9 : + 107 m.

Los niveles T_3 y T_4 son los de mayor desarrollo, señalando una activa migración lateral del río, con desplazamiento del sistema de meandros hacia el Oeste.

En general las terrazas altas (T_7 a T_9) aparecen bien representadas en las proximidades del Embalse de Castrejón, mientras que los niveles bajos (T_1 a T_3) se desarrollan en los alrededores de Castrejón y a lo largo del valle del río Torcón (hasta el contacto terciario/granito, aproximadamente).

El canal de estiaje actual (T_0) está formado por barras y cuerpos de acreción, perfectamente diferenciables en la cartografía. Tanto en dicho nivel como en la llanura de inundación (T_0 + T_1) se observan “*crevasses splays*”, cicatrices de acreción, etc.

La edad de las terrazas puede establecerse por correlación con los niveles datados al O de Toledo por ALFÉREZ (1977 y 1978), representados en el cuadro adjunto. Así, el nivel T_0 correspondería al Holoceno; el nivel T_1 tendría una edad Pleistoceno superior; los niveles T_2 a T_5 representarían al Mindel-Riss (Pleistoceno medio) y los niveles altos (T_6 a T_9) corresponderían al Pleistoceno inferior.

La correlación establecida sigue criterios altitudinales, ya que la equivalencia entre el número de niveles diferenciados por este autor y por nosotros no es exacta. Estimamos que los pro-

cesos de desdoblamiento de niveles, comunes en áreas con gran número de terrazas, han llevado a estas diferencias entre dos puntos relativamente próximos. En este sentido, PÉREZ GONZÁLEZ (1982) señala que, en el ámbito de las cuencas terciarias de la Meseta, los tramos fluviales con gran número de niveles de terrazas (más de ocho niveles) corresponden a zonas con movimientos tectónicos positivos, mientras que los tramos con número reducido de niveles (cuatro o cinco) corresponden a zonas con movimientos negativos. Se supone que el tránsito de unas zonas a otras lleva a una variación en el número de terrazas diferenciables. En este caso el único criterio de correlación (aparte del paleontológico) es la altimetría de niveles, de modo que varios niveles en un punto pueden presentar alturas equiparables al rango de cotas que muestre un único nivel en otro punto.

En cuanto a las formas erosivas, pueden diferenciarse dos sectores. El primero corresponde a la Cuenca terciaria del Tajo, en la que aparece un modelado denudativo de gran intensidad, con el desarrollo de una red muy densa de barrancos. Las divisorias a menudo forman aristas agudas y es común observar campos de cárcavas afectando al "escarpe del Tajo" (entre el glacis-terrasa G_5-T_5 o G_6-T_6 y el cauce actual) y desarrollados en los materiales detríticos finos de la Unidad Detritica Superior. También se observan diversos modelados típicos de incisión y erosión hídrica ("*dammes coifées, rills, pipes, etc.*"). La mayor densidad de drenaje se desarrolla al Norte y NO del Cerro Aguilero.

El otro sector corresponde a las llanuras graníticas de Gálvez. La red fluvial presenta aquí poca densidad y una débil incisión (a excepción del valle del río Torcón). En general se trata de suaves valles de fondo plano y en artesa, escasamente encajados en la Superficie Fundamental de la Meseta. En muchas ocasiones estos valles presentan un marcado carácter rectilíneo, reflejo de las directrices estructurales y de la fracturación que afecta al granito (NNO, fundamentalmente).

4.2.2.5. *Formas de laderas*

A parte de un nivel antiguo que aparece en la vertiente occidental del Cerro de Noez, el resto de los coluviones de la hoja corresponden al nivel de regularización reciente, correlacionables con los episodios G_1-T_1 .

En el ámbito de la llanura granítica las laderas son muy suavizadas, formando perfiles convexo-cóncavos que enlazan los retazos de Superficie Fundamental con los fondos de los valles. Las laderas de la raña presentan perfiles similares, aunque con una pendiente mucho mayor.

Finalmente, en el ámbito de la cuenca terciaria del Tajo las laderas presentan perfiles rectilíneos y perfiles de cantil-talud, fuertemente incididos y con un escaso recubrimiento coluvionar.

4.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Distinguiremos los siguientes tipos: alteritas, depósitos de piedemonte, depósitos fluviales y coluviones.

4.3.1. Alteritas

La alteración que afecta al basamento en los Montes de Toledo puede sobrepasar los 30 m.

CUADRO I - CRONOESTRATIGRAFÍA

BIOZONACIÓN DE AZZAROLI (1977)		POSSIBLE CORRELACIÓN	TERRAZAS DEL TAJO AL OESTE DE TOLEDO. ALTITUD Y FAUNA	ZONAS DE MEIN
0.2		WÜRM RISS-WÜRM RISS MINDEL-RISS MINDEL	ARENERO: 12-30 T_1-T_1 ; 5-20 T_2 ; 32-45	<i>E. caballus aff.</i> <i>gallicus</i> <i>M. armeniacus</i> <i>M. intermedius</i>
1		CROMER	GUNZ? T_3 ; 50-65 T_4 ; 72-85	<i>M. meridionalis</i> <i>E. st. stenonis</i>
		V.6 FARNETA V.5 IL. TASO V.4 OLIVOLA		? T_5 ; 90-105 T_6 ; +115 T_7 ; +135 T_8 ; +160
		V.3 ST. VALLIER		MN 17
		V.2 MONTOPOLI		
		V.1 TRIVERSA		MN 16
PLEISTOCENO		INFERIOR MEDIO SUPERIOR	VILLAFRANQUENSE	
1.8				
2.5				
3.4				
PLIOCENO		INFERIOR MEDIO SUP		

de profundidad cuando se encuentra bien conservada (MOLINA, 1980). La parte superior es un saprolito deleznable, que hacia abajo pasa progresivamente a estructuras en escamas o placas arqueadas que rodean a bolos de granito más frescos.

El estudio micromorfológico de algunos perfiles de alteración que aparecen bajo la raña en la zona de Navahermosa muestra (MOLINA, *op. cit.*) que la alteración afecta incluso a los granos de cuarzo en las zonas profundas del perfil, presentándose corroidos y perforados. Los feldespatos o han desaparecido o están sustituidos por sericita. A medida que se asciende en el perfil se observa una gran movilización de material que ha llenado los huecos existentes entre los granos de roca original aún conservada.

Según señala dicho autor, los minerales de la arcilla son de tipo micáceo, caolinítico y preferentemente montmorillonítico (ya citado por VAUDOUR, 1979). Posteriormente a la alteración se ha establecido una acumulación de carbonatos, la cual puede incluso englobar a los materiales ya alterados previamente. De hecho, este carbonato podría justificar la abundancia de montmorillonita en la fracción arcillosa (o bien una dificultad de drenaje en la zona durante el Plioceno, como indica MOLINA, *op. cit.*). En cualquier caso, ambos procesos llegaron incluso hasta el Plioceno.

Esta alteración pudo producirse bajo un clima de tipo subtropical húmedo (MOLINA, 1980; MOLINA *et al.*, 1986). Aunque existen controversias en cuanto a su edad, sabemos que es anterior a la instalación de las rañas, por lo que sería pre-Villafranquense.

Durante el Cuaternario se produce una homogeneización litológica de la superficie de los pedimentos pliocenos por medio de una epigénesis carbonatada que origina costras calizas. Por otro lado, la escorrentía superficial tiende a homogeneizar la topografía. La parte superior de la costra caliza va siendo disuelta progresivamente, formándose un regolito calizo más o menos rico en arcilla y materiales del sustrato, el cual va siendo transportado lentamente. Por tanto, se produce una homogeneización litológica y topográfica tanto en sentido vertical como en la horizontal (MOLINA *et al.*, 1986).

4.3.2. Depósitos de piedemonte

La raña de Gálvez es continuación de la raña de Navahermosa (al sur de la Hoja) y está representada por dos grandes rampas, una a cada lado del Arroyo del Mimbre.

La más occidental presenta una pendiente del 2%; la oriental muestra una pendiente mucho menor, en torno a un 1 por mil. Los depósitos están compuestos por 8-10 m. de gravas cuarcíticas redondeadas, de hasta 0,5 m. de diámetro, muy desordenadas, con algunas bases canaliformes. Suelen mostrar un "lag" basal. La matriz es limoarcilloso rojiza. Los cantos presentan pátinas ferruginosas y la cementación es apreciable. En la superficie de la raña se localizan diversos encharcamientos relacionados con procesos de compactación diferencial, lavado subsuperficial de niveles más finos, etc. En dichos encharcamientos se han desarrollado esporádicamente encostramientos calcáreos laminados probablemente debidos a la actividad radicular de plantas hidrófitas, algas, etc.

Los depósitos de glacis cuaternarios de la Cuenca del Tajo están compuestos por hasta 2 m. de cantos calcáreos subangulosos con una matriz limoarcilloso ocre. Su naturaleza litológica

varía según el tipo de área fuente, dominando a veces una matriz de tipo feldespático, y otras de tipo arcilloso. La cementación es en general débil, aunque algunos niveles altos presentan cementaciones y encostramientos locales de cierta importancia.

4.3.3. Depósitos fluviales

En general, de las terrazas inferiores a las superiores se observa un aumento de potencia (desde 1 hasta 4 m.), un mayor contenido en arenas con respecto a la fracción limosa, así como un mayor grado de encostramiento a techo de los niveles de gravas. Todos los niveles están compuestos mayoritariamente por gravas predominantemente cuarcíticas, con envueltas micríticas; son comunes las hiladas de arenas y limos con cierta laminación. Los tramos limosos, de hasta 2 m. de potencia, suelen formar las partes superiores de los perfiles, representando los depósitos de llanura de inundación.

Finalmente, en cuanto a los rellenos aluviales y fondos de valle, su composición es casi exclusivamente limosa, con cantos de feldespato y arenas procedentes de las alteritas desarrolladas sobre el granito. Apenas se reconocen estructuras y su potencia no suele superar los 2 m.

4.3.4. Coluviones

Los coluviones que arrancan de la raña tienen su misma composición, alcanzando potencias de hasta casi 2 m. Su contenido en limos y arenas es mayor que en el caso de la raña, mostrando una menor cementación y una burda laminación a favor de la pendiente.

En el caso de los coluviones del Cerro de Noez, su composición es exclusivamente cuarcítica, a base de cantos angulosos empastados en una matriz arenocarcillosa ocre. Presentan potencias menores de 2 m. y una ausencia general de estructuras, con una desorganización.

En el resto de la hoja apenas aparecen depósitos coluvionares dignos de mención.

4.4. HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

Dentro de la evolución geomorfológica de este sector pueden diferenciarse varias etapas.

Durante la fase de deformación tardihercínica queda constituida la “Banda Milonítica de Toledo” como un accidente de primer orden que separa dos zonas con una intensidad metamórfica muy contrastada. Al final de la Orogenia Hercínica, el Macizo Ibérico se constituye como una unidad emergida, iniciándose procesos de meteorización subaérea que se prolongan hasta el final del Mesozoico, originando durante este lapso de tiempo un potente manto de alteración de tipo laterítico (DÍAZ DEL OLMO y RODRÍGUEZ VIDAL, 1989). Esta alteración post-hercínica y pre-alpina origina corazas de concentración de Fe y Mn, áreas de enriquecimiento de gibbsita y una morfología basal de alteración (MOLINA *et al.*, 1986). Durante dicha etapa se generó una penillanura antigua correlativa a dicha alteración (penillanura generatriz de PEDRAZA, 1989, figura 4.2.1).

El comienzo del Terciario viene marcado por los primeros impulsos alpinos. La banda estructural de Toledo, con dirección E-O, da lugar durante el Mioceno a desnivelaciones corticales que originaron un complejo sistema de “*horst-graben*”. La elevación del bloque cristalino y

el correlativo hundimiento de la Fosa del Tajo desencadenó una fuerte acción erosiva sobre el primero, que durante el Mioceno, en condiciones morfoclimáticas semiáridas, fue el área fuente de las series sedimentarias correlativas de la Depresión del Tajo hasta colmatarla (ciclo arcósico, figura 4.2.2 y 4.2.3). En este momento comienza también la morfogénesis granítica. Durante esta etapa tuvo lugar una epigénesis montmorillonítica correspondiente a condiciones de sabana con tendencia árida. Hacia el Neógeno medio y superior el clima se hace más árido, lo que origina el desarrollo de costras calizas generalizadas (y el depósito de evaporitas en las cuencas interiores de la Meseta). El resultado morfológico es el solapamiento de procesos de aplanamiento de naturaleza epigenética (“penillanura fundamental de la Meseta”) y el retroceso de los frentes de sierra, dando lugar a los grandes “*inselbergs*” o montes-isla y a sus pedimentos asociados (MOLINA *et al.*, 1986). La colmatación de la cuenca quedaría representada por las calizas de los páramos.

Una tercera etapa (Plioceno superior) da lugar a las rañas o pediments áridos, posteriores a una posible desnivelación de los relieves de la etapa anterior (PEDRAZA, 1989) merced a las fases tectónicas Iberomanchegas. Constituirían el ciclo post-arcósico (figura 4.2.4).

La raña es representativa de un sistema de abanicos aluviales que responden a los primeros estadios de la red fluvial actual. Inicialmente, este drenaje era deficiente con acusados rasgos de hidromorfismo (MOLINA, 1980).

Durante el Cuaternario se suceden varias crisis climáticas frías, que producen varios niveles aluviales escalonados desde el Cuaternario antiguo hasta el “*Würm*” (ALFÉREZ, 1977; HERREIRO, 1988). Dicha morfogénesis (figura 4.2.5) pudo ser posterior a una nueva e importante desnivelación tectónica. En esta etapa tiene lugar la remodelación “degradante de las planicies”, con la consolidación de formas graníticas específicas a diversas escalas (PEDRAZA, 1989). Por su parte, la epigénesis carbonatada sigue actuando, aunque el encajamiento fluvial es más rápido, inhibiendo en parte su desarrollo (MOLINA *et al.*, 1986).

4.5. PROCESOS ACTUALES

Los principales procesos actuales presentes en la hoja están relacionados con la dinámica de las aguas corrientes, sobre todo a lo largo del valle aluvial del río Tajo. Incisión vertical de barrancos, zapa basal en escarpes, desplomes, reguerización y acarcavamiento son los procesos más destacados, sobre todo en los alrededores de Castrejón.

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 el “escarpe del Tajo” (inmediatamente al Sur del río) y al carácter lábil de los sedimentos terciarios.

También hay que destacar las esporádicas inundaciones del propio río Tajo, que afectan a las terrazas T_0 , T_1 e incluso T_2 .

5.- PETROLOGÍA

5.1. ROCAS ÍGNEAS

Las rocas de origen ígneo, aflorantes en la Hoja N° 656 (Gálvez), han sido agrupadas en base a

Montes de
Toledo

Fosa del
Tajo

Sistema
Central

1



2



3



4



5



- 1: Fin del ciclo prearcósico-penillanura generatriz;
- 2: Ciclo arcósico, delimitación de macizos y cuencas;
- 3: Ciclo arcósico, colmatación de la cuenca fundamental, formación de pedimentos de lavado en los bordes del macizo;
- 4: Ciclo postarcósico, delimitación de *horst* y *grabens* fundamentales remodelado de los relieves de piedemonte (pediment s.s.);
- 5: Ciclo de las redes fluviales actuales (llanuras encajadas en los valles) y fin del anterior (llanuras inferiores al pediment, consolidación de los relieves de bloques);

Figura 4.2. - Principales facies evolutivas del relieve. Esquema aproximado entre el Sistema Central y los Montes de Toledo (J. Pedraza, 1978).

sus relaciones respecto a las principales fases de deformación hercínicas y a las características petrológicas y mineralógicas que muestran las distintas facies que integran sus afloramientos. Según estos criterios se han diferenciado:

- Rocas ígneas prehercínicas
- Rocas ígneas hercínicas
 - . Granitoides sin-cinemáticos
 - . Granitoides tardi-cinemáticos

Por último, los diques ígneos o de relleno hidrotermal se han agrupado bajo la denominación de Rocas Filonianas.

5.1.1. Rocas ígneas Prehercínicas

Son aquéllas que hicieron intrusión en etapas previas a la Orogenia Hercínica s.s., y, por consiguiente, están afectadas por los distintos eventos tectono-metamórficos hercínicos; lo que se traduce en cambios mineralógicos y/o texturales con desarrollo de fábricas neíscicas foliadas.

5.1.1.1. Ortoanfibolitas (4)

Son rocas oscuras de grano fino-medio, finamente laminadas, que muestran una foliación penetrativa con una lineación mineral muy marcada. Se trata de un pequeño enclave situado al E de la Hoja, en los granitoides inhomogéneos oscuros con biotita-cordierita.

Estas rocas están constituidas principalmente por anfíbol hornbléndico, plagioclasa y clino-piroxeno. Se observan en proporciones accesorias carbonatos, granate, minerales opacos, epidota/clinozoisita y esfena.

La foliación está marcada por la orientación de los anfíboles, dando lugar a una textura grano-nematoblástica recristalizada, observándose puntos triples a 120° en la plagioclasa. Se observan anfíboles transversales poiquiloblásticos.

Los carbonatos, así como la epidota/clinozoisita, pueden ser de retrogradación.

5.1.1.2. Ortogneises metagraníticos leucocráticos (5)

Los afloramientos de estas rocas se encuentran básicamente en dos sectores de la Hoja: El mayor de éstos se sitúa en el sector NE e intruye a metasedimentos y el otro afloramiento se sitúa a unos 6,5 Kms al NO de San Martín de Montalbán y está limitando con granitoides inhomogéneos.

Están constituidos por ortogneises leucocráticos de composición granítica, muy cuarzo-feldespáticos, de grano medio a medio-grueso en general, aunque se han observado facies de grano fino y fino-medio de aspecto aplitoide. Son poco micáceos con proporciones variables, aunque en general bajas, de biotita. Se pueden observar facies de grano medio-grueso en ocasiones con glándulas de feldespato dispersas, con tamaños entre 1 y 3 cms. Las facies de

grano medio, poco o nada glandulares, en ocasiones presentan agregados de cristales de biotita orientadas, definiendo una lineación mineral, de manera similar a los tipos Acebeda del Sistema Central (AZOR *et al.*, 1991). Se ha observado también una facies algo más biótica microglandular, con abundantes glándulas de feldespato, menores de 1 cm, como enclaves en leucogranitoides inhomogéneos en el sector O de la Hoja.

Esta variación de facies es muy similar a la existente en diversas partes del Sistema Central, como sucede con los macizos leuconeásicos de El Vellón-Pedrezuela en la Hoja de Torrelaguna (509) (BELLIDO *et al.*, en prensa), el macizo de Buitrago y los ortogneises de tipo Acebeda en las Hojas de Buitrago (484) y Prádena (458) (BELLIDO *et al.*, 1991 y AZOR *et al.*, 1991) entre otros.

Es muy frecuente la presencia de granates, desde milimétricos hasta mayores de 1 cm. de diámetro y agregados de cuarzo y granate de hasta 5 cms. que parecen estar rodeados por la foliación principal, así como metablastos y agregados de cordierita. También se han encontrado haces de fibrolita paralelos a la foliación.

Estas rocas presentan una textura plano-lineal con desarrollo de una foliación penetrativa (Sp) que rodea a las glándulas dispersas y a los granates que existen, en ocasiones con "ribbons" de cuarzo recristalizados. Además muestran una marcada lineación mineral definida por cuarzos elongados y agregados de biotita estirados. Esta foliación de carácter milonítico es similar a la S₂ del Sistema Central.

En general se observa una recristalización intensa y localmente migmatización, pasando en algunos lugares gradualmente a granitoides inhomogéneos leucocráticos.

Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita y biotita. Esta última puede faltar en algún caso. El feldespato potásico abunda mucho más que la plagioclasa.

Como minerales accesorios presentan sillimanita, granate, minerales opacos y espinela, así como moscovita tardía.

El cuarzo suele presentar extinción ondulante y a menudo morfología acintada ("ribbons") rodeando a los feldespatos. Define una foliación a menudo milonítica, recristalizada, junto con haces de sillimanita prismática y a veces biotita.

El feldespato potásico presenta texturas pertíticas, e incluye cuarzo y sillimanita.

Las plagioclasas presentan a veces un redondeamiento tectónico y están rodeadas por "ribbons" de cuarzo. Se observan numerosos intercrecimientos mirmequíticos de cuarzo en el contacto entre cristales de plagioclasa y feldespato potásico.

Los granates son alotriomorfos, con numerosas inclusiones de cuarzo, o incluso de tipo "spongy" o intergranulares y se alinean a veces en bandas paralelas a la foliación.

La cordierita es alotriomorfa y en ocasiones subidiomorfa. Es posterior a la Sp y se distribuye

a menudo en bandas paralelas a ésta. Está parcialmente alterada a sericita y pinnita. Suele incluir cuarzo, sillimanita, granate y, con menor frecuencia, espinela.

La espinela accesoria suele estar presente en la mineralogía de estas rocas, a menudo en relación con sillimanita y a veces con feldespato potásico.

En ocasiones se observan poiquiloblastos de moscovita.

5.1.2. Rocas ígneas hercínicas

Englobamos aquí las rocas ígneas cuya génesis está directamente relacionada con los eventos tectono-metamórficos que tuvieron lugar durante la Orogenia Hercínica. Ahora bien, dependiendo del momento de su génesis y/o emplazamiento respecto de las fases mayores pueden a su vez ser subdivididas. Así pues, los cuerpos de granitoides que se han emplazado durante alguna de las principales fases de deformación hercínica muestran una fábrica anisótropa (foliada) de origen tectónico más o menos penetrativa (Granitoides sin-cinemáticos deformados). Estos cuerpos suelen mostrar una foliación concordante con la que presentan las rocas metamórficas encajantes. Por el contrario, aquellos otros que se han emplazado en etapas tardías, o al menos con posterioridad a las fases de deformación principales, muestran fábricas isótropas, aunque en algún caso pueden mostrar una cierta anisotropía debido al desarrollo de fluidalidades magmáticas producidas por la propia dinámica de emplazamiento del magma. En estos casos, las superficies internas del granito, así como su arquitectura global serán discordantes con las superficies de esquistosidad de los materiales encajantes (Granitos tardi-cinemáticos).

5.1.2.1. Granitoides sincinemáticos

a. Adamellitas y granodioritas porfídicas deformadas Tipo Argés-Guadamar (6)

Los granitoides de tipo Argés-Guadamar han sido definidos por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988), y afloran en la Hoja como enclaves de tamaño variable, en general menores de 1 Km², alargados y con la dimensión mayor paralela a las estructuras, en dirección NO-SE, dentro de una gran masa de granitoides inhomogéneos y migmatitas.

Son granitoides de grano medio, biotíticos y muy porfídicos en general. Presentan fenocristales de feldespato potásico rectangulars cuya dimensión máxima varía predominantemente entre 2 y 4 cms. llegando a alcanzar los 7 cms. en algún caso. También pueden observarse facies con fenocristales comprendidos entre 1 y 2 ó 3 cms.

Su composición varía principalmente entre adamellitas y granodioritas, aunque localmente se han encontrado términos tonalíticos. Suelen presentar enclaves microgranulares oscuros de composición principalmente tonalítica. Ocionalmente presentan algún enclave metamórfico. Son frecuentes los enclaves surmicáceos orientados paralelamente a la foliación principal, con tamaños comprendidos entre 2 y 3 cms. en general.

Muy a menudo se observan granates de hasta 1 cm.

Poseen una deformación con desarrollo de una foliación marcada por la orientación de los fenocristales de feldespato y de las biotitas que rodean a éstos. Esta foliación está recristalizada y a veces borrada por los procesos metamórficos posteriores que dan lugar a la amplia zona migmatítica en que se encuentran. Presentan en ocasiones agregados de cordierita de hasta 4 cms. posteriores a la foliación, en relación con este evento metamórfico posterior.

El evento metamórfico que genera la recristalización posterior a la foliación principal y a la blastesis de cordierita, ha dado lugar a la migmatización local de algunos de estos enclaves o macizos de granitoides, generándose bandas y venas de removilizados leucocráticos con granate que llegan a cortar a la foliación principal. Puntualmente se observan tránsitos graduales a granitoides inhomogéneos con inclusiones centimétricas globulares de cuarzo.

Los granitoides de tipo Argés-Guadamar están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, pudiendo presentar en ocasiones cordierita. Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran minerales opacos, apatito, círcón y granate principalmente, y también en ocasiones cordierita, sillimanita, y más raramente allanita.

Es frecuente la presencia de moscovita tardía y de sericita, clorita y pinnita de alteración de los minerales principales. Se ha encontrado también epidota-clinozoisita de alteración.

El cuarzo suele presentar cierta extinción ondulante, debido a las deformaciones tardías hercínicas. Se han observado también en alguna muestra "ribbons" de cuarzo parcialmente poligonizados, que rodean a los megacristales. La foliación principal aquí y en buena parte de los afloramientos podría ser la S_2 , sin descartar que en algunos casos sea S_3 .

La plagioclasa, se encuentra en ocasiones débilmente doblada y fracturada debido a estas deformaciones tardías. Su composición ha sido estudiada por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) en un área vecina y varía desde An_{50} en los tipos tonalíticos a An_{29} en las adamellitas. Presenta a menudo maclado polisintético. Muestra muy a menudo intercrecimientos mirmekíticos, así como en "gotas" y a veces gráficos de cuarzo, fundamentalmente en el contacto con cristales de feldespato potásico. En algunas ocasiones se observa que la plagioclasa incluye sillimanita y granate.

El feldespato potásico a menudo tiene texturas pertíticas, en parches y lamelares. En las texturas pertíticas en parches, la plagioclasa tiene los bordes más ácidos. Algunos parches de plagioclasa se han transformado en intercrecimientos mirmekíticos de plagioclasa y cuarzo. También se han observado en ocasiones intercrecimientos de cuarzo en "gotas", e inclusiones de laminillas de biotita y de granate.

El feldespato potásico es el constituyente de los fenocristales que se observan en estos granitoides porfídicos.

La biotita se presenta a menudo como láminas tabulares orientadas definiendo una foliación que rodea a los cuarzos y feldespatos, posteriormente recristalizada y poligonizada. En otras ocasiones son más equidimensionales, desorientadas y a veces en agregados milimétricos. Se ha observado también biotita poiquiloblástica y en intercrecimientos mirmekíticos con

cuarzo. Presenta un pleocroísmo de marrón amarillento a rojizo. Incluye muy frecuentemente circones con halos pleocroicos y apatitos a menudo idiomorfos o subidiomorfos. En una ocasión se ha observado allanita con halo pleocroico incluida en biotita.

La cordierita es a menudo equidimensional y bastante alterada, posterior a la foliación principal. Forma en ocasiones agregados.

Se observan también a veces placas de moscovita tardía desarrolladas sobre feldespato potásico.

b. Leucogranitos porfídicos deformados (7)

Se han cartografiado dos pequeños cuerpos, orientados NO-SE paralelamente a las estructuras, incluidos como megaenclaves en una masa de granitoides inhomogéneos leucocráticos con restitas de ortogneises metagraníticos leucocráticos.

Están situados unos 6 Km al NO de Gálvez en una "almendra" producida por el desarrollo de un dúplex extensional con un "horse" en la Falla de Toledo.

Son granitos adamellíticos de tonos claros con biotita, muy porfídicos, con fenocristales de feldespato potásico, rectangulares, de 1 a 2 cm de longitud, orientados.

Se observan frecuentes granates milimétricos, así como agregados de cordierita.

Presentan una foliación penetrativa definida por la orientación de la biotita que rodea a los fenocristales. Están afectados por la deformación tardía dúctil-frágil asociada a la Falla de Toledo.

Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. En proporciones accesorias contienen cordierita, circón, apatito, minerales opacos, granate y sillimanita.

Los cuarzos están fuertemente deformados con bordes interpenetrados y extinción ondulante. Esta deformación afecta a los demás minerales de distinta manera, estando las micas (biotita y moscovita tardía) deformadas.

La plagioclasa incluye cuarzo y presenta texturas mirmequíticas con cuarzo en el contacto con los cristales de feldespato potásico.

El feldespato potásico es pertítico, con parches de plagioclasa. Incluye además cuarzo, biotita y sillimanita prismática.

La cordierita está en su mayoría alterada a pinnita y masas de sericita.

La biotita está fuertemente alterada a clorita, e incluye circones con halos pleocroicos.

La moscovita es tardía, a veces poiquiloblástica.

5.1.2.2. Granitoides tardicinemáticos

A) Granitoides inhomogéneos y migmatitas

En este apartado se engloban rocas migmatíticas en las que no es posible reconocer el protolito del que derivan, aunque pueden mantener una estructura relictta, y granitoides inhomogéneos con diferente grado de heterogeneidad, posteriores a las fases principales de deformación hercínica y solamente afectados por las fases tardías.

Se han separado dos grandes tipos en función de su composición mineral, reflejada en su tonalidad, cuyos contactos entre sí son graduales. Probablemente reflejan diferencias en los protolitos de los que proceden, ya que a menudo se ha observado un paso gradual de ortogneises metagraníticos leucocráticos a facies inhomogéneas leucocráticas; igualmente pasa con otros protolitos más oscuros (metaareniscas feldespáticas biotíticas, ortogneises glandulares biotíticos, granitoides biotíticos porfíricos de tipo Argés-Guadamar, etc.) que pasan gradualmente a facies oscuras biotítico-cordieríticas.

Dentro de cada grupo existe una variedad de facies, cuya separación llevaría mucho más tiempo del que se dispone siendo además dudoso su significado.

En general estos granitoides son autóctonos, aunque localmente se pueden observar relaciones de intrusión que implican cierta aloctonia (granitoides parautóctonos).

a. *Granitoides inhomogéneos y Migmatitas. Facies oscuras con Biotita – Cordierita (8)*

Corresponden en gran medida a la agrupación de las migmatitas y melaadamelíticas cordieríticas de tipo Layos de ANDONAEGUI y VILLASECA (1988).

Este grupo está constituido por granitoides inhomogéneos biotítico-cordieríticos muy oscuros en fresco y con alteración rojiza típica, que presentan a menudo glándulas de feldespato redondeadas dispersas con tamaños entre 2 y 7 cm, así como en ocasiones fenocristales de feldespato rectangulares de 2 a 4 cm, y otras veces equidimensionales. Su tamaño de grano varía entre grano fino y muy grueso, aunque predomina el grano medio. A menudo la matriz es plagiomiomorfa.

Es muy característica de este tipo la presencia de inclusiones globulares de cuarzo desde 1 cm hasta 22 cm de diámetro, así como numerosos enclaves surmicáceos centimétricos. Son muy frecuentes también los enclaves de rocas metamórficas, tanto paraderivadas (esquistos, metaareniscas, rocas de silicatos cálcicos, etc.), como ortoderivadas (ortogneises biotíticos bandeados y glandulares, ortoanfibolitas, etc.), con tamaños que varían desde 2 a 20 cm. Así mismo se encuentran algunos enclaves decimétricos de granitoides de tipo Argés-Guadamar, y microgranulares oscuros de carácter tonalítico.

Presentan a menudo bandeados composicionales, con bandas más oscuras biotítico-cordieríticas y otras más leucocráticas, con cordierita y granate.

Se pueden observar frecuentemente agregados de cordierita de hasta 5 cm.

Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, cordierita muy abundante, biotita y feldespato potásico (éste en menor proporción). En algún caso la cordierita es abundantísima y la roca está constituida por cuarzo, cordierita y biotita con plagioclasa accesoria.

Como minerales accesorios se han observado sillimanita (incluida en cordierita y plagioclasa), minerales opacos, apatito, circón y esfena. En algunas ocasiones se ha encontrado granate.

Con carácter secundario se observa moscovita deutérica, a menudo poiquiloblástica con desarrollo de intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo.

El cuarzo suele presentar extinción ondulante débil, debido a deformaciones tardihercénicas. Unicamente las rocas afectadas por la banda de deformación milonítica asociada a la falla normal de Toledo tienen una deformación asociada más intensa.

La plagioclasa, cuya composición está entorno a An_{26} (ANDONAEGUI y VILLASECA, 1988), presenta maclado polisintético, no habiéndose observado zonados y a menudo es idiomorfa equidimensional. Se observan inclusiones de cuarzo en "gotas", biotita así como muy ocasionalmente sillimanita. Suele estar parcialmente sericitizada.

El feldespato potásico presenta texturas pertíticas en parches y lamelares. Incluye "gotas" de cuarzo así como biotita y ocasionalmente granate y sillimanita prismática. Ocasionalmente se ve un intercrecimiento mirmequítico de plagioclasa y cuarzo incluido en feldespato potásico.

La cordierita es subidiomorfa a idiomorfa y está, en general, bastante fresca aunque parcialmente alterada a sericita y pinnita en los bordes. A menudo esta maclada. Tiene frecuentemente inclusiones de laminillas de biotita, así como minerales opacos y "gotas" de cuarzo. Incluye también muy a menudo agujas de sillimanita y sillimanita prismática. En algunas ocasiones incluye granate.

La biotita se presenta como placas rojizas que en general están desorientadas y a veces forman agregados milimétricos. En algunos casos todavía se reconoce una foliación relictiva definida por la orientación de la biotita.

Las láminas de biotita frecuentemente incluyen circones con halo pleocroico.

Los granates son en general menores de 1 mm., aunque pueden alcanzar más de 2 mm., alotriomorfos poiquiloblásticos, e incluyen cuarzo, agujas de sillimanita, biotita y minerales opacos.

b. Idem (8) Facies Leucocráticas (9)

Aparecen en general como bandas irregulares y vénulas dentro de los granitoides inhomogéneos oscuros biotítico-cordieríticos.

En el sector O de la Hoja aparece un gran cuerpo de estas rocas, alargado paralelamente a la dirección de las estructuras (NO-SE), con numerosas restitas de ortogneises metagraníticos leucocráticos.

En el sector NE aflora otro cuerpo grande de este tipo de granitoides inhomogéneos que se continúa en la vecina Hoja de Sonseca (657).

Sus contactos con las otras facies de granitoides inhomogéneos y migmatitas son graduales.

Son leucogranitoides de tamaño de grano variado, desde fino a medio-grueso, aunque predominan los de grano fino-medio, que frecuentemente muestran un bandeados marcado por una alternancia de bandas cuarzofeldespáticas y bandas más finas de agregados de cordierita de varios centímetros, granate, cordierita-granate y micas.

En ocasiones son macizos relativamente homogéneos que no muestran bandeados; sin embargo en otros casos se conserva una foliación relicta que les da un aspecto similar al de un ortogneis leucocrático a veces glandular.

Las micas son en general poco abundantes.

Estas rocas están constituidas principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y en proporciones mucho menores biotita y moscovita (esta de carácter secundario).

Como minerales accesorios aparecen además apatito, circón, cordierita, granate y ocasionalmente sillimanita.

Los cuarzos suelen presentar extinción ondulante, más marcada en los alrededores de la banda de deformación milonítica.

El feldespato potásico es en ocasiones pertítico tanto en parches como en láminas. Incluye a veces cuarzo y granate. Se han observado también intercrecimientos mirmecíticos de plagioclasa y cuarzo.

La cordierita se ha visto como individuos subidiomorfos relativamente alterados.

Los granates son subidiomorfos redondeados. En ocasiones se los ve incluidos en feldespato potásico.

La sillimanita es de tipo prismático y fibrolítico, orientada, y ocasionalmente incluida en moscovita tardía. Este mineral (sillimanita) y la moscovita que lo incluye (miméticamente) definen, junto con la biotita, en algunos casos, una foliación relicta recristalizada.

B) Alineación plutónica Mora-Gálvez

Estos cuerpos están representados por las rocas que constituyen la alineación plutónica Mora-Gálvez y muestran caracteres tardí-cinemáticos respecto de las fases de deformación principales de la Orogenia Hercínica (post- F_1 y post- F_2). Solamente la parte Norte del macizo de Gálvez muestra una foliación frágil y espaciada (cataclástica) paralela al contacto con la falla extensional buzante 30-45° S que lo pone en contacto con los materiales de la Unidad Migmatítica (UM). Este accidente tardí-hercínico (F_3 ?) lleva asociado una amplia banda con

desarrollo de fábricas miloníticas en los materiales infrayacentes de la UM (Banda milonítica, APARICIO YAGÜE, 1971).

La alineación Mora-Gálvez se extiende de forma continua por las Hojas Nº 658 (Mora), 657 (Sonseca), 656 (Gálvez), 686 (Turleque), 685 (Los Yébenes) y 684 (Navahermosa) a lo largo de una superficie de aproximadamente 950 Km². Realmente los afloramientos graníticos, aunque de forma discontinua, se prolongan hacia el O (Hojas Nº 655 Los Navalmorales, 654 El Puente del Arzobispo) hasta Navalmaral de la Mata a lo largo de unos 200 Km.

En su conjunto, muestra una geometría elongada de dirección E-O con una anchura media de 10 Km hasta el meridiano de Cuerva donde se ensancha hasta alcanzar unos 23 Km. Sus afloramientos forman parte de una plataforma morfológica en torno a 650-800 m de altitud que queda limitada al N por las sierras de montes-islas (Oliva 901 m, Layos 1084 m, Cerro del Pulgar 907 m, Pico de Noez 1035, etc...), y al S por las primeras estribaciones de los Montes de Toledo.

c. Enclaves microgranudos tonalíticos – biotíticos ± Hornblenda (10)

Se trata de cuerpos de pequeñas dimensiones centrimétricas a decamétricas que aparecen como enclaves microgranudos dentro de los monzogranitos biotíticos de grano medio-grueso (Mora-Menasalbas) y de la variedad porfídica de Gálvez, principalmente.

A medida que nos desplazamos en el sentido E-O de la alineación, es decir, desde Mora a San Martín de Montalbán, la presencia de estos enclaves se va haciendo más frecuente y las dimensiones aumentando. La geometría de los mismos varía desde formas subredondeadas a angulosas; asimismo, la interfase enclave-roca huésped puede ser neta o difusa transicional. Los mayores afloramientos se localizan en el Arroyo del Mimbre al N de Casa de Animas donde estos cuerpos forman enclaves cartografiados. Aquí se han observado relaciones de tránsito gradual entre los granitos de grano grueso ± porfídicos, granitos de grano medio (granodioritas), similares a los que afloran en los alrededores de San Martín de Montalbán, y los enclaves microgranudos.

En la Casa de Animas existe un afloramiento con abundantes enclaves microgranudos de tamaño centimétrico, orientados según un plano de fluidalidad N20-30°E buzante 15-20°E. Otros puntos donde son frecuentes se localizan al ONO de Cerro Blanco, N y NO de Gálvez, Arroyo del Ripas, etc.

De *visu* se trata de una roca de color oscuro, holocristalina de grano fino (microgranuda), en la que destacan microfenocristales de plagioclasa (< 1 cm) y localmente cristales de cuarzo de hasta 0.5 cm.

La composición mineralógica modal (muestra SC 9059) es la siguiente: cuarzo (20.9%), feldespato-K (0.3%), plagioclasa (40.8%), biotita (26.8%), hornblenda (6.2%), apatito (1.8%) y menas metálicas (2.9%). La plagioclasa aparece como microfenocristales prismáticos idiomorfos de hasta 4 mm formando una trama abierta y como cristales subidiomorfos(< 1mm) en la mesostasis. Los primeros presentan zonación y bordes recrcidos que difuminan la geome-

tria prismática original; también existen zonaciones débiles en los cristales que forman parte de la mesostasis submilimétrica. El cuarzo es en su mayoría tardío e intersticial xenomorfo adaptándose a la trama previa de plagioclasa y biotita; en el caso de la muestra antes citada, cuarzos con la misma orientación óptica engloban a modo de textura poiquilitica a biotita y plagioclasa. También existen cristales subredondeados milimétricos de cristalización temprana que aparecen rodeados por la trama microgranulara con alguna evidencia corrosiva por parte de ésta.

La biotita es el mafico dominante y aparece en placas submilimétricas de intenso pleocroísmo con abundantes inclusiones de circones y apatitos. Sólo en el caso de la muestra SC 9059 aparece un anfíbol verde (hornblenda) en cristales prismáticos de hasta 2 mm que pueden englobar cristales de plagioclasa (textura ofítica). El apatito es frecuente y forma pequeños prismas englobados tanto por biotitas como por plagioclasa y cuarzo. Las menas metálicas son bastante abundantes en estas rocas (3%); no así el feldespato-K que aparece a nivel de trazas.

d. Granodioritas biotíticas de grano medio (11)

En el campo esta variedad se caracteriza por presentar un tamaño de grano medio homométrico, ausencia o escasez de megacristales y un mayor contenido en biotita que los granitos de su entorno. Estas diferencias de *visu* se manifiestan también a nivel composicional con un menor contenido en feldespato-K lo que permite clasificarlas como granodioritas s.s. (Fig. 5-1).

Estas rocas se localizan en los alrededores de San Martín de Montalbán y en puntos aislados de los afloramientos del Arroyo del Mimbre. Los criterios cartográficos utilizados para su delimitación han sido de campo y petrográficos a partir de un muestreo más detallado de la zona. Las relaciones con las variedades de monzogranitos de grano medio-grueso (Mora-Menasalbas) y porfídicos (Gálvez) son de tipo transicional según contactos difusos. Si bien, la calidad de los afloramientos en los alrededores de San Martín de Montalbán no permiten hacer precisiones en éste u otro sentido, hemos extrapolado las observaciones puntuales del Arroyo del Mimbre donde estos tipos graníticos aparecen a escala métrica en tránsito gradual difuso, como el que correspondería a cuerpos comagmáticos en un estadio de cristalización similar.

Al microscopio muestran una textura equigranular hipidimórfica de grano medio compuesta, para una media de cuatro análisis modales, por cuarzo (23.9%), feldespato-k (16.9%), plagioclasa (37.0%), biotita (17.6%), circón (0.2%), apatito (0.3%) y menas metálicas (0.3%).

La plagioclasa, mineral más abundante, forma cristales subidiomorfos zonados concéntricamente y con diverso maclado. También se forman, en condiciones subsólidas, crecimientos ameboides de plagioclasa asociados a texturas mirmequíticas (0.4%) en la interfase plagioclasa-feldespato-K.

El cuarzo es el segundo constituyente modal de estas rocas y muestra carácter tardío intersticial o formas subredondeadas. Es a su vez corrosivo con los minerales anteriores, plagioclasa, biotita, feldespato-K, etc.

La biotita, por su parte, es un mineral que comienza a cristalizar en una etapa temprana

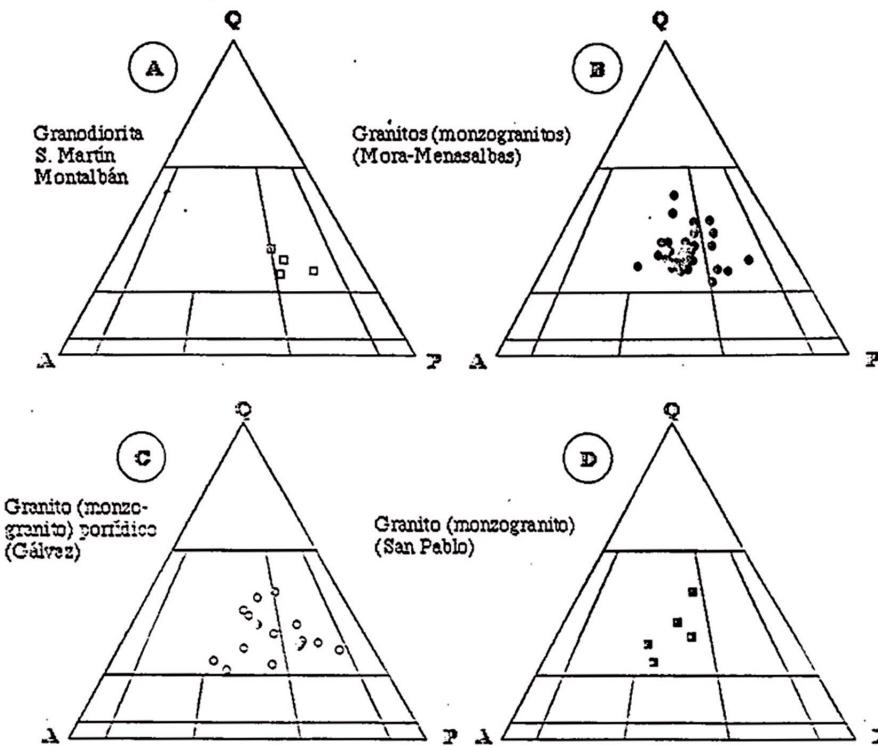


Figura 5.1. - Clasificación modal OAP de diversas variedades graníticas de la Alineación Plutónica Mora-Gálvez.

A = Granodioritas tipo S. Martín de Moltalbán;

B = Granitos (monzogranitos) tipo Mora-Menasalbas;

C = Granitos porfídicos (monzogranitos) tipo Gálvez;

D = Granitos (monzogranitos) tipo San Pablo.

como lo demuestra la presencia de pequeños cristales incluidos en plagioclasa. Sin embargo, la mayor parte cristaliza con posterioridad a la plagioclasa en forma de cristales prismáticos con abundantes inclusiones de circón y de apatito rodeados de una aureola pleocroica. Una característica común con los monzogranitos es el marcado pleocroísmo de la biotita que va de rojo oscuro (Ng, Nm) a amarillo anaranjado (Np). La mayor parte de los cristales muestran corrosiones por parte del feldespato-K y del cuarzo lo que da lugar a bordes desflecados. Por lo general están bastante inalteradas y cuando lo hacen es a clorita y gránulos de hierro.

El feldespato-K ocupa un lugar tardío en la secuencia de cristalización como se deduce por su marcado xenomorfismo y por las inclusiones de plagioclasa y biotita.

El resto de los minerales (apatito, circón y opacos) son accesorios frecuentes en las granodioritas y en el resto de granitoides de la alineación y representan el estadio más precoz de la secuencia de cristalización.

No se han reconocido moscovita ni cordierita en estas rocas.

e. *Granitos y/o Monzogranitos biotíticos, porfídicos de grano grueso ± Cordierita (Tipo Gálvez) (12)*

Esta unidad granítica de 64 Km² se caracteriza por la presencia de megacristales de feldespato-K de hasta 15-20 cm de longitud distribuidos de forma irregular, aunque presentes en todos los afloramientos, incluidos los 59 Km² que constituyen su prolongación en la Hoja de Navahermosa (684). En realidad son muy parecidos mineralógicamente a la variedad que constituye la mayor parte de la alineación y que en este trabajo denominamos como monzogranitos biotíticos con megacristales de Mora-Menasalbas. Las diferencias más acusadas son de tipo textural debido a la mayor proliferación de los megacristales, según una trama más apretada que les confiere un carácter porfídico, y al mayor tamaño local de los constituyentes de la 'matriz'.

Este es, por consiguiente, el criterio seguido en el campo para diferenciarlos cartográficamente. No obstante, como en el caso antes citado, nos planteamos el problema de la naturaleza del contacto entre ambas unidades graníticas. Para Andonaegui (1990) se trataría de un contacto gradual a través de una facies intermedia de tránsito que envuelve a la variedad porfídica excepto por el N donde queda cortada por la falla normal (Banda Milonítica).

Para nosotros, al menos todo el contacto oriental es mecánico y se produce a lo largo de una falla N35-40°E (falla de Gálvez) que afecta, no sólo al granito, sino también a la falla normal ("Banda Milonítica, APARICIO YAGÜE, 1971) poniendo en contacto lateral a materiales de la UM con las series paleozoicas en el extremo NE de la hoja. Esta falla, perfectamente visible por el salto metamórfico que produce entre los materiales del Dominio Migmatítico de Toledo (alto grado) y el de los Montes de Toledo (bajo), es más difícil de seguir a lo largo del granito; sin embargo, la presencia de una banda cataclástica decamétrica con alteración hidrotermal e inyecciones de cuarzo en las proximidades de la Ermita de Jumea (borde S de la Hoja) no deja lugar a dudas. También ha podido seguirse en la vecina hoja de Navahermosa (684) marcada por algunos filones de cuarzo hasta el encajante paleozoico. Dado el aparente poco salto

que produce en estos materiales se podría pensar que este accidente ha tenido un salto en la vertical más acusado en su parte NE (falla con componente rotacional ?).

Por el O el contacto se produce a través de las granodioritas de San Martín de Montalbán que a su vez, como ya hemos indicado, son transicionales con ambas variedades de monzogranitos, mientras que por el N limitan con los materiales del Dominio Migmatítico de Toledo mediante contacto mecánico.

La composición mineralógica modal (siete análisis) varía entre los siguientes valores: cuarzo (18.8-32.5%), feldespato-K (12.5-30.6%), plagioclasa (29.3-48.2%), biotita (8.0-19.0%), moscovita (0.1-1.5%), cordierita (0-1.0%), apatito (0.1-0.7%), circón (0.1-0.5%) y opacos (0-0.1%). La proyección de estos datos en diagrama QAP (STRECKEISEN, 1974) se sitúa entre los campos de los monzogranitos y granodioritas (Fig.5-1); esta dispersión hacia el campo de las granodioritas es debida a los problemas de contaje en rocas de grano grueso donde la sección delgada puede ser poco representativa, especialmente cuando se trata de rocas porfídicas como es el caso. En consecuencia estos granitos los clasificamos como monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso ± cordierita (Tipo Gálvez).

En muestra de mano resalta su carácter porfídico con megacristales de feldespato-K (4-8 cm de media) de tonos claros en una matriz granular (heterométrica) de color grisáceo en la que destacan cuarzos subredondeados (agregados y/o monocróstales) de tamaño milimétrico hasta centimétrico.

Al microscopio la textura predominante es la heterogranaular hipiodiomórfica en la que resalta el carácter idio-subidiomorfo de las plagioclasas con maclado polisintético y zonado concéntrico de tipo normal (An_{40-30} a An_{12}). Además suelen presentarse cristales xenomorfos de plagioclaza tardía intergranular y otra asociada a escasas texturas mirmequíticas (< 1%) en las interfases plagioclaza-feldespato-K.

El cuarzo aparece como pequeños cristales sudredondeados incluidos en feldespatos, como cristales subidiomorfos de tamaño milimétrico, a veces formando agregados de varios individuos que pueden superar el centímetro, y como pequeños cristales submilimétricos en forma de gotas y/o bastoncillos asociados a las mirmequitas.

Aparte de los megacristales de feldespato-K con algunas inclusiones de biotita orientadas según la morfología de los mismos, también existen otros subidio-alotriomorfos maclados con finas micropertitas filamentosas y más raramente en parche que suelen englobar biotitas y plagioclasas. También hay otros cristales de carácter intersticial que localmente muestran enrejado de microclina y micropertitas.

La biotita, como es típico de estos granitos, presenta abundantes inclusiones de circón con aureolas pleocroicas y de apatito con halos más débiles. Forma placas subidiomorfas con corrosiones locales por parte del feldespato-K y cuarzo que les confiere un aspecto desflecado en los bordes con ligera alteración a clorita.

La cordierita es un mineral accesorio que puede faltar en muchas muestras y que no sobrepa-

sa el 2%. Siempre aparece alterada a agregados de moscovita y/o pinnita en pseudoformas subidio-alotriomorfas.

La moscovita, por su parte, es también minoritaria (< 1.5%) y aparece como producto de transformación de la cordierita y feldespato-K, más raramente asociada a la biotita.

Otros accesorios como circón y apatito están siempre presentes en todas las muestras y aparecen principalmente incluidos en las biotitas, representando la etapa más precoz de la cristalización. Las menas metálicas son muy escasas en estas rocas y en general en todos los granitos del área. Otro mineral accesorio que ha sido citado (ANDONAEGUI, 1990) es granate, aunque nosotros no lo hemos detectado.

f. Granitos y/o Monzogranitos biotíticos de grano medio – grueso con megacristales de Feldespato K ± Cordierita(Tipo Mora – Menasalvas) (13)

Estos granitos afloran en el extremo SE de la Hoja y representan la continuidad formal de los afloramientos de las vecinas Hojas de Sonseca (657) y Navahermosa (684). Igualmente los afloramientos situados al NO de San Martín de Montalbán corresponden a esta variedad.

Muestran caracteres intrusivos sobre los materiales del Cámbrico inferior con desarrollo de corneanas a lo largo de su contacto NE hasta el límite con la falla de Gálvez.

El nivel de arrasamiento de la zona y la proliferación de suelos a favor del "lehm granítico" propician el escaso desarrollo de buenos cortes naturales; no obstante, la existencia de pequeños afloramientos aislados y los cortes a través del río Torcón permiten diferenciar esta variedad.

De *visu* se caracterizan por su color gris y textura heterogranular en la que destacan megacristales de feldespato-K en una trama de grano medio-grueso. El tamaño de los megacristales, por lo general, fluctúa entre algunos centímetros (2-6 cm) aunque ocasionalmente pueden alcanzar 10-12 cm de longitud por 2-5 de anchura. La distribución de los mismos parece aleatoriedad ya que existen puntos donde son frecuentes y otros donde escasean o son inexistentes a escala métrica. Localmente estos granitos muestran una fábrica anisótropa marcada por la disposición de schlieren biotíticos, caso de Cuerva en el límite SE de la Hoja con una dirección N110°E buzando 25°N.

El estudio microscópico permite reconocer una textura granular a heterogranular hipidimórfica con la siguiente composición mineralógica: cuarzo (30.1%), feldespato-K (24.4%), plagioclasa (32.5%) y biotita (9.5%), como minerales principales; y cantidades accesoriales de apatito (0.3%), circón (0.2%), opacos (0.1%), y ± cordierita (1%). Entre los minerales secundarios o de alteración se han reconocido moscovita, clorita, epidota, sericita, adularia, calcita, rutilo y óxidos de Fe. La mayoría de las muestras analizadas corresponden a monzogranitos leucocráticos ($M'=8$), si bien algunas se proyectan en el diagrama QAP en el campo correspondiente a las granodioritas (Fig.5-1).

El cuarzo varía entre 21.0-44.3% y aparece formando cristales subredondeados monocristali-

nos o en agregados de varios individuos que llegan a alcanzar tamaños centimétricos (característica que destaca junto a los megacristales de feldespato-K en muestra de mano). También se presenta en formas xenomorfas intersticiales y como pequeñas "gotas o bastoncillos" en texturas mirmequíticas.

La plagioclasa muestra una fluctuación modal entre 22.4-44% bajo la forma de cristales prismáticos idiomorfos a subidiomorfos con maclado polisintético y zonado oscilatorio generalmente normal, con núcleos de hasta An_{60} a An_{12} . Localmente pueden incluir cristales de biotita. Una característica, que aunque no muy desarrollada sí es persistente en estos granitos, es la formación de texturas mirmequíticas de geometría ameboide y pequeño tamaño generadas en la interfase plagioclasa-feldespato-K y que suponen un volumen de la roca < 1.5%. Además existe otra generación de plagioclasa ácida tardimármatica de carácter xenomorfo intersticial que puede rodear a modo de coronas a los cristales anteriores. Ambas plagioclasas se presentan por lo general bastante inalteradas en afloramientos frescos, aunque también son frecuentes procesos de damouritización acompañados de epidota, clorita, ± calcita, etc., especialmente en zonas de fracturación.

La biotita fluctúa entre 6.0-18.8% formando placas idio-subidiomorfas con abundantes y omnipresentes inclusiones de circón con sus típicas aureolas pleocroicas y pequeños prismas de apatito que también muestran débiles halos. Todos los individuos presentan un marcado pleocroísmo que va de rojo oscuro (Ng, Nm) a amarillo anaranjado (Np). Los fenómenos de corrosión por parte de cuarzo y feldespato-K son relativamente frecuentes. En el contacto con feldespato-K pueden desarrollar texturas simplectíticas. Su alteración más frecuente es a clorita, con formación local de rutilo sagenítico, acompañada de óxidos de hierro de tipo pulverulento. Igualmente se dan transformaciones a moscovita, epidota y adularia, esta última dispuesta según la exfoliación.

El feldespato-K representa entre 19.3-32.8% en volumen de la roca bajo la forma de cristales subidiomorfos con macla de Carlsbad y micropertitas filiformes con inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo, y como cristales xenomorfos intersticiales con numerosas inclusiones de plagioclasa, biotita, cuarzo y, ocasionalmente cordierita. Es en estos cristales de feldespato donde se forman texturas mirmequíticas en la interfase con los de plagioclasa, presencia local de maclas de Carlsbad, microclina y micropertitas filamentosas. Pequeñas placas desflecadas o agregados de moscovita suelen formarse sobre los feldespatos en la etapa tardimármatica de la cristalización.

La cordierita es un mineral accesorio, pero común en todos los tipos graníticos de la alineación. En los monzogranitos el contenido es de 0-2% e invariablemente se presenta alterada a agregados moscovíticos o a un producto de grano muy fino de coloración verde claro-amarillenta (pinnita). Generalmente se trata de granos subredondeados subidiomorfos a alotriomorfos y más raramente en cristales prismáticos idiomorfos.

La moscovita está presente en prácticamente la totalidad de las muestras estudiadas en cantidades que no superan el 2.5%. Se trata de un mineral secundario que se forma a partir de cordierita, feldespato-K y biotita; respecto a esta última puede aparecer en placas interlaminares con ella, más raramente formando agregados en haces de aspecto radial.

Las menas metálicas son muy escasas en estas rocas.

El orden de cristalización deducido de las relaciones texturales puede ser esquematizado de la siguiente manera:

El estadio de cristalización precoz (cristalización en profundidad) queda marcado por los minerales accesorios (círcón, apatito, opacos, etc.) que aparecen incluidos, fundamentalmente, en las biotitas.

Durante la fase de cristalización principal, que corresponde al estadio en el que todos los minerales principales están ya presentes en el momento del emplazamiento de la masa granítica, tiene lugar la formación de la mayor parte de biotita y plagioclasa iniciada ya en el estadio precoz; cuarzo y feldespato-K son en general tardíos respecto de los anteriores. Algunos cuarzos subidiomorfos pequeños incluidos en feldespatos sugieren una cristalización temprana al igual que los subredondeados de tamaño milimétrico. Los megacristales de feldespato-K podrían haber comenzado en una fase relativamente temprana aunque su configuración definitiva es posterior a la biotita y a la plagioclasa, mientras que los cuarzos y feldespatos-K xenomorfos intersticiales son tardíos.

Por último en la etapa tardimagnética (post-emplazamiento) tienen lugar los procesos *subsolidus* y deutéricos (texturas mirmequíticas, moscovitización, sericitización, cloritización, etc.).

Las características petrográficas de estos granitos son muy similares a las descritas para los granitos tipo-S del batolito de Kosciusko (ver por ej. HINE *et al.*, 1978).

g. Granitos y/o monzogranitos biotíticos con ±moscovita de grano medio-fino y escasos megacristales de feldespato-K ± cordierita (Tipo San Pablo) (14)

Esta variedad granítica está representada por un pequeño afloramiento de 1.5 Km² situado al SO de Gálvez en los alrededores de la Ermita de Jumea. Se trata de un granito de grano medio a fino algo heterométrico, con escasos megacristales de feldespato-K, presencia de pequeñas placas de moscovita, concentraciones locales de biotita en pequeños agregados y desarrollo de cavidades miarolíticas de hasta 10-15 cm con núcleos de turmalina y coronas cuarzo-feldespáticas. Están intruidos por diversos diques de leucogranitos y ambos granitoides aparecen bastante fracturados debido a su proximidad a la falla de Gálvez que pasa inmediatamente al E de la Ermita.

En la vecina Hoja de Navahermosa (684) monzogranitos de estas características afloran a lo largo del borde S del macizo (alrededores de San Pablo). En ambos casos resulta difícil trazar un contacto neto entre estos granitos y los de su entorno; sin embargo, tanto de *visu* en el campo como en lámina delgada existen criterios suficientes para separarlos de los monzogranitos biotíticos de grano medio-grueso y de los porfídicos de acuerdo con las características antes enumeradas. Para su delimitación catográfica se ha utilizado un contacto de tipo transicional difuso y una sobretrama.

Estas rocas muestran una textura granular hipidiomórfica con ligera heterometría por parte

del cuarzo y los feldespatos, así como crecimientos gráficos cuarzo-feldespáticos. El aspecto general de la roca parece responder a una cristalización en condiciones más frías y/o superficiales ya que existe una tendencia al desarrollo de formas xenomorfas por parte de cristales de plagioclasa, junto con feldespato-K y cuarzo, así como a la presencia de núcleos pegmatoides.

La plagioclasa se presenta como cristales idio-subidiomorfos maclados y con zonado concéntrico y en formas xenomorfas individuales o formando agregados que ocupan espacios intersticiales. El feldespato-K es xenomorfo con presencia del enrejado de la microclina y ligeras micropertitas filamentosas. La biotita sigue conservando su marcado pleocroismo y las inclusiones de círcón y apatito. La moscovita forma cristales desflecados irregulares en relación con la biotita, sobre feldespato-K y cordierita (escasa), o aislados. El cuarzo es xenomorfo tardío y produce corrosiones sobre los minerales previos. La composición modal de dos muestras es la siguiente: cuarzo (27.8-42.2%), feldespato-K (19.2-24.4%), plagioclasa (28.2-32.1%), biotita (5.5-7.4%), moscovita (2.6-7.7%), cordierita (0.0-0.9%), apatito (0.1%), círcón (0.2%) y opacos (0.1%). En el triángulo QAP se proyectan en el campo correspondiente a los monzogranitos (Fig. 5-1).

h. Leucogranitos moscovíticos con ± biotita, ± cordierita, ± granate y ± turmalina (Tipo Cerro Torcón) (15)

Estos granitos se caracterizan por el tipo de yacimiento y por sus caracteres mineralógico-texturales contrastados con respecto del resto de granitos que configuran la alineación Mora-Gálvez. Asimismo, su emplazamiento es relativamente tardío aunque previo a los diques de pórpidos graníticos que los cortan a lo largo de los diversos afloramientos de la alineación.

La forma de sus afloramientos indica que se trata de rocas de emplazamiento poco profundo formando cuerpos de geometría de diques o pequeñas cúpulas con disposición "estratoide" subhorizontal y contactos netos algo difusos sobre los monzogranitos. Con frecuencia estas masas presentan un bandeadío centimétrico a métrico marcado por variaciones texturales de rocas microgranudas aplíticas a pegmatoides.

El mayor afloramiento se localiza al S de San Martín de Montalbán y se trata de un cuerpo tabular de contornos cartográficos complejos. El contacto con los monzogranitos porfídicos es neto aunque no cortante y puede seguirse a veces como retazos aislados sobre dichos monzogranitos. Estas rocas presentan superficies de fluidalidad magmática marcadas por variaciones texturales de tendencia subhorizontal. Por otra parte también forman diques de potencia métrica a decimétrica, especialmente al SO de Gálvez, de dirección variable (NO-SE y E-O).

De *vísu* se trata de rocas de coloración rosácea clara, tamaño de grano fino a medio con desarrollo local de texturas pegmatoides centimétricas; en las que se reconocen agregados ("nidos") formados por placas de moscovita, cuarzo, ± turmalina y feldespatos.

Al microscopio predominan las texturas xenomórficas más o menos aplíticas y más raramente subhipidiomórficas marcadas por el desarrollo prismático de la plagioclasa y algunas micas. También son frecuentes los intercrecimientos granofídicos cuarzo-feldespáticos y las cavidades miarolíticas.

En general este tipo de texturas es indicativo de condiciones de cristalización en un emplazamiento superficial de tipo subvolcánico a partir de un fundido de baja temperatura con volátiles.

La composición mineralógica está integrada por cuarzo, plagioclasa, feldespato-K y moscovita, como minerales principales; y biotita, cordierita, andalucita, turmalina, circón y óxidos de hierro, como accesorios y/o accidentales.

La plagioclasa (28%) es uno de los constituyentes minerales con un mejor desarrollo de sus formas cristalinas ya que son frecuentes las formas subidiomorfas con maclado polisintético y ligero zonado entre An_{11} - An_4 . Con frecuencia muestran bordes recrecidos y texturas mirmequíticas. Existe otra plagioclasa tardía que se desarrolla en las interfaces de los feldespatos-K a modo de agregados de pequeño tamaño en forma de corona local con texturas mirmequíticas.

El feldespato-K (21%) es fundamentalmente xenomorfo y de carácter intersticial, salvo en aquellas muestras con textura granofídica donde está intercrecido con el cuarzo. Puede aparecer maclado (Carlsbad y microclina) y con micropertitas filamentosas.

La moscovita (7%) se presenta bajo dos formas diferentes: como cristales prismáticos más o menos desflecados y en agregados xenomorfos sobre minerales. Los primeros podrían considerarse en su mayor parte como moscovitas primarias o como una fase *subsolidus* cuando se trata de moscovitas interlaminadas con biotitas de las que parecen proceder. En cuanto a las segundas está claro que corresponden a productos de transformación tardíomagmática de cordierita, andalucita y feldespato-K.

El resto de los minerales, incluida la biotita, no llegan a superar el 2% de la roca. Biotita y cordierita son minerales siempre presentes en estos granitos; la primera forma placas subidiomorfas localmente transformadas a moscovita (interlaminada) o a productos cloríticos. La cordierita está siempre pseudomorfizada por agregados de moscovita en cristales xenomorfos irregulares desorientados. La andalucita es muy escasa y local en estos granitos; se han reconocido pequeños prismas desflecados rodeados por moscovita o incluidos en plagioclasa. La turmalina es local y aparece fundamentalmente asociada a los núcleos pegmatoides en cristales prismáticos con disposición radial, junto con cuarzos prismáticos y feldespatos.

5.1.3. Rocas Filonianas

En este apartado se describen las rocas con yacimiento tabular en forma de diques, excepto los diques de leucogranitos moscovíticos cuya mineralogía y texturas son similares a las masas estratoides del apartado anterior con las que genéticamente están relacionados y que ya hemos descrito anteriormente.

5.1.3.1. Pórfidos graníticos ± cordierita ± granate (2)

Estas rocas son relativamente escasas en esta parte del macizo. Principalmente se localizan al NO de Gálvez donde llegan a superar la centena de metros de potencia en los afloramientos del río Ripas a lo largo de varios kilómetros.

La mayoría presentan una textura contrastada, porfídica en la parte central, con abundantes fenocristales centimétricos orientados según la dirección del dique; y afanítica en los bordes, donde la roca muestra aspecto de lava riolítica con estructura de flujo y escasos microfenocristales. En algunos cantos sueltos se han visto pliegues de flujo magmático en los tipos afaníticos.

La composición es siempre ácida y corresponden a pórfidos feno-riolíticos y en algún caso a feno-dacitas. De "*visu*" se trata de una roca porfídica con una matriz microgranuda afanítica de coloración gris-verdosa. Los fenocristales (cuarzo, feldespatos y biotita) no superan los 2-3 cm excepto los feldespatos que pueden llegar hasta 15 cm.

El cuarzo se presenta en fenocristales idiomorfos con frecuentes bordes reaccionales y golpes de corrosión, y como constituyente de la matriz. La plagioclasa igualmente se presenta formando parte de estos dos estadios contrastados de cristalización. En la asociación feno-cristalina responden a dos tipos: cristales idiomorfos ligeramente zonados y cristales subidiomorfos de menor tamaño formando asociaciones de varios individuos. En ambos casos se alteran a productos micáceo-arcillosos dando un aspecto anubarrado. El feldespato-K forma fenocristales subidiomorfos y xenomorfos en la matriz; también presenta aspecto anubarrado. Además, ambos feldespatos en algunas muestras presentan texturas glomeroporfídicas con intercrecimientos de cuarzo granofídico. La biotita, tanto los fenocristales como los pequeños cristales de la matriz, está parcial o totalmente cloritizada con epidota y óxidos ferruginosos como subproductos.

La matriz de estas rocas muestra un grado de cristalinidad variable que depende de la potencia del dique y de la proximidad al encajante. En general es microgranuda de composición cuarzo-feldespática con laminillas de biotita, ± clorita y subproductos moscovíticos. Son frecuentes los intercrecimientos granofídicos y las coronas fibroso-granofídicas alrededor de los fenocristales de feldespato.

5.1.3.2. Dique de cuarzo (3)

Son escasos en esta parte del macizo y representan la última actividad ligada a la alineación plutónica Mora-Gálvez.

El más representativo, por su potencia y longitud, es el del Cerro Blanco que tiene una dirección N 145°E y una potencia 1-4 m a lo largo de 2.5 Km.

Se trata de cuarzo hidrotermal masivo sin apenas otras sustancias minerales asociadas; sólo se han reconocido óxidos de hierro en pátinas.

5.2. ROCAS METAMÓRFICAS

5.2.1. Metamorfismo Regional

En la Hoja de Gálvez, dentro de los afloramientos de materiales hercínicos, existen dos áreas con una evolución metamórfica completamente diferente, aunque ambas ligadas al desa-

rrollo de la colisión hercínica; éstos son el Dominio Migmatítico y el Dominio de los Montes de Toledo, ambos separados por un gran accidente extensional tardihercínico, con el labio S hundido (Falla de Toledo) que lleva una banda de deformación dúctil-frágil (milonitas y ultracataclasitas) asociada a muro.

5.2.1.1. Dominio Migmatítico de Toledo

En este dominio no se han encontrado evidencias de un metamorfismo regional más antiguo (prehercínico). En caso de que haya existido sus relictos deben haber sido eliminados durante el ciclo orogénico hercínico.

Las características metamórficas observadas aquí son coherentes con las observadas en niveles mesocorticales de la mayoría de las cadenas colisionales, en las cuales se genera un fuerte engrosamiento cortical debido a una tectónica tangencial.

El pico térmico tuvo lugar probablemente en condiciones de P/T de la parte de alta T de la facies de las anfibolitas almandínicas, con valores de P intermedios.

La intensa recristalización debida al máximo térmico oblitera casi todas las paragénesis anteriores, por lo cual es difícil reconstruir la evolución metamórfica anterior. No obstante BARBERO y VILLASECA (1988) citan en un área vecina a esta Hoja (Ermita de la Bastida, Hoja de Toledo 629) la presencia de unos gabros coroníticos que registran evidencias de haber pasado en su evolución metamórfica por condiciones de la facies de las granulitas de presión intermedia.

Si comparamos con sectores próximos, como el Sistema Central vemos que ARENAS *et al.* (1991) describen una evolución metamórfica en dos estadios con un régimen bárico que evoluciona desde P intermedia a baja. Separa tres etapas evolutivas, M₁, M₂ y M₃ de un único ciclo metamórfico.

La etapa M₁ coincidiría con el engrosamiento cortical (D₁ y parte de D₂) y se desarrollaría en condiciones de P y T intermedias (25° C/Km) llegándose a alcanzar al final de la misma 665-700°C y 6-7 Kb (VILLASECA, 1983). En el área abarcada por la Hoja de Mora-Gálvez no existen paragénesis que evidencien las características de esta etapa metamórfica debido a la obliteración producida por la siguiente etapa (M₂). De todos modos, como se ha dicho antes, en un área vecina, BARBERO y VILLASECA (1988) estudian una lámina de gabros en la cual existen noritas olivínicas con texturas coroníticas. De los hechos observados deducen que el magma original se solidificó completamente al emplazarse en condiciones de P de 7 a 8 Kb., pasando después por una etapa metamórfica en condiciones de la facies de las granulitas de P intermedia a unos 7 Kb y más de 800°C, para seguir evolucionando a condiciones de menor presión y temperaturas al final más bajas. Estas condiciones de facies de granulitas pudieron haberse alcanzado al final de M₁ (Sin D₂) o a comienzos del M₂ (tardi D₂) aunque en la Hoja no existen evidencias.

La etapa M₂ es esencialmente posterior al engrosamiento cortical, y supone el comienzo de una erosión importante del edificio estructural. Se desarrollaría desde el final de D₂ hasta después de D₃.

Es una etapa descompresiva donde se produce una moderada relajación bárica y se alcanzan los valores máximos de temperatura, dando lugar a paragénesis de la parte de alta T de la facies de las anfibolitas (moscovita "out") definiendo una zona de extensión regional con ortosa-sillimanita (migmatización).

La migmatización debió comenzar al principio de esa etapa (final de D₂) y alcanzo su clímax durante el pico térmico (post D₃), en relación con el cual se generaron las anatexitas más extendidas en la Hoja (nebulitas con marcada desestructuración o granitoides inhomogéneos).

En el Sistema Central, según ARENAS *et al.*, (1991) se encuentran las siguientes asociaciones minerales en relación con esta etapa:

Q + Plg + Or + Bi + Sill + Cord + Esp
en rocas alumínicas

Plg + Q + Horn + Bi + Clpx + Esf
en rocas metabásicas

Cc + Dol + Fo + Clhum + Esp + Flog
en mármoles y rocas de silicatos cálcicos.

Las condiciones de estabilidad mínimas de estas asociaciones están definidas por la desaparición de moscovita y comienzo de fusión parcial, mientras que las máximas se definen por la existencia de facies de las granulitas.

El pico térmico en este área estaría en condiciones de 715°C y algo menor de 4,5 Kb al final del M₂, en un régimen básico de baja P/T (50°C/Km) (ARENAS *et al.*, 1991).

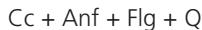
Por otro lado en el área vecina de la Ermita de la Bastida BARBERO y VILLASECA (1988) describen, en la norita olivínica allí aflorante, que la cristalización de la misma debió de producirse a unas condiciones de P de 7 Kb y T superior a 800°C. A continuación seguirá una pauta de enfriamiento, prácticamente isobárico, que daría lugar a texturas coroníticas de granulitas de presión intermedia. Posteriormente se produce una hidratación de las rocas, que siguen una pauta de descenso bárico a T casi constante, que genera la formación de coronas de simplectitas de plagioclasa y clinopiroxeno entre 5 y 6,5 Kb seguidas de anfíbol y a menor T de biotita, a unos 750°C y bajas P durante la fusión seca del área.

En el área de la Hoja de Gálvez (656), en las metapelitas, ortogneises y granitoides porfídicos deformados, se encuentra la siguiente asociación mineral:

Cord + Sill + Q + Gr + Bt + Plg + FK + Esp

Siendo muy frecuente la existencia en los granitoides porfídicos deformados de texturas de intercrecimientos mirmequíticos entre plagioclasa y cuarzo en el límite entre cristales de plagioclasa y de feldespato potásico.

Las asociaciones presentes en mármoles y rocas calcosilicatadas son:



Finalmente los granitoides inhomogéneos y migmatitas presentan esta asociación característica:



Las asociaciones aquí reseñadas no pertenecen a la facies de las granulitas, encontrándose todas en las condiciones de la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas almandínicas.

La diferencia principal con las asociaciones del Sistema Central es la mayor abundancia de granate en los protolitos no fundidos metapelíticos, ortonefíticos y granitoides.

En los granitoides inhomogéneos, sin embargo, la cordierita es mucho más abundante, mientras que la sillimanita suele estar relicta en cordierita y plagioclasa, y el granate es inexistente o muy escaso y relicto en cordierita.

En las demás litologías no hay grandes diferencias.

Estos datos junto a los expuestos de áreas vecinas, parecen apuntar a un M_2 que comenzó en condiciones de mayor presión y temperatura relativamente menor, dentro de la facies de las anfibolitas almandínicas, condiciones que quedarían registradas en los protolitos no fundidos, en los cuales son muy abundantes tanto el granate, como la sillimanita, como la espinela, para llegar a su pico térmico en condiciones de menor presión, con una fusión parcial muy importante con generación de abundante cordierita.

Las condiciones termobáricas en la Hoja deben haber sido superiores a las del Sistema Central al final del M_2 y probablemente estarán próximas a las descritas por BARBERO y VILLASECA (1988) de T entre 750 y 900°C y entre 5 y 6,5 Kb, siempre en el campo de la facies de las anfibolitas almandínicas.

La tercera etapa metamórfica (M_3) supone una continuación de la descompresión y el progresivo enfriamiento comenzado a finales de la M_2 . Se produce una erosión de la cadena en condiciones de PH_2O en aumento. Las paragénesis más recientes que se generan son retrogradantes en facies de los esquistos verdes, y dan lugar principalmente a la generación de moscovita tardía poiquiloblástica así como a la alteración de los minerales principales a sericitita, clorita, pinnita, epidota/clinozoisita, etc.

5.2.1.2. Dominio de los Montes de Toledo

Los materiales paleozoicos aflorantes en la Hoja se localizan en la parte E en forma de cuña tectónica. Estos materiales presentan un metamorfismo regional en grado bajo que afecta al

Cámbrico inferior (Formación Pusa) y al Ordovícico inferior (Series Púrpura y Armoricana). Al metamorfismo regional se sobreimpone uno local de contacto producido por la intrusión de los monzogranitos biotíticos.

Las rocas pizarrosas muestran un esquistosidad (“*slaty cleavage*”) materializada por la reorientación y/o blastesis de moscovita, clorita y óxidos de hierro. Además, en algunas muestras también aparece biotita, pero ésta es debida al metamorfismo de contacto. Esta esquistosidad se hace más grosera y por consiguiente menos perceptible en los niveles detríticos con escasa matriz. Cuando el porcentaje de matriz es prácticamente nulo la esquistosidad se manifiesta con mayor dificultad ya que la intensidad de la deformación y grado metamórfico son insuficientes para producir cambios apreciables. Las texturas varían de granolepidoblásticas, en los niveles pizarrosos del Cámbrico inferior, a blastopsammíticas en los niveles areníticos del Ordovícico inferior. En estas rocas es fácil reconocer el carácter detrítico de constituyentes tales como moscovita, cuarzo, minerales pesados, etc. La S_0 es reconocible por la alternancia composicional en los niveles detríticos, mientras que en las pizarras y/o filitas es posible en las zonas de charnela de pliegues donde la S regional (S_r) corta a la estratificación (S_0).

Las asociaciones minerales compuestas por cuarzo, moscovita, \pm clorita, \pm biotita son indicativas de condiciones metamórficas en facies de esquistos-verdes.

5.2.2. Metamorfismo de contacto

Las rocas con metamorfismo de contacto se circunscriben a una aureola que bordea todo el contacto con los monzogranitos biotíticos hasta que es cortada por la falla de Gálvez.

En el mismo contacto con el monzogranito y en enclaves se desarrollan corneanas en facies piroxénicas (qz + biot + feldk + cord) y texturas granoblásticas y poiquiloblásticas. El desarrollo de cordieritas xenoblásticas-poiquiloblásticas desprovistas de biotita (frecuente fuera de las cordieritas) o con restos escasos de ella, sugiere la participación de este mineral en su formación según la reacción: mosc + 2 biot + 14 qz = 3 cord + 8 feldK + 9 H₂O.

En partes separadas del contacto se han reconocido texturas granoblásticas esquistosas y esquistoso-moteadas con asociaciones minerales de qz + cord + mosc + biot indicativas de corneanas hornbléndicas. Igualmente la presencia de pizarras moteadas con placas submilimétricas de biotita verdosa desorientadas indican condiciones de grado bajo (corneanas albita-epidota). También se han reconocido biotitas de pequeño tamaño en zonas alejadas hasta 4 km del contacto, lo que induce a pesar en la posibilidad de que existan apuntamientos graníticos ocultos, próximos a la superficie en este área.

De acuerdo con estos datos la temperatura alcanzada oscilaría en torno a los 610°C en el mismo contacto y 520°C en el dominio de las corneanas hornbléndicas para una presión de 2 Kb.

5.3. ASPECTOS GEOQUÍMICOS

5.3.1. Rocas de la Unidad Migmatítica

Los datos geoquímicos de que se dispone son algo escasos, por lo que no se pueden esta-

blecer pautas claras de variación para los granitoides de esta hoja. Se han analizado un total de cinco muestras de rocas ígneas que se pueden agrupar en tres asociaciones diferentes: 1.- granitoides tipo Layos, que es el tipo más representado en el área, 2.- granitoides tipo Argés-Guadamar y 3.- rocas de aspecto leucocrático y microporfídico que tienen un afloramiento restringido en la zona del dúplex de la banda milonítica (cercanías de Los Millares) (Tabla 1).

Con el objeto de hacer una clasificación química de estas rocas, se ha utilizado el diagrama Q'-An' con parámetros normativos de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979). Como puede observarse en la figura 5.2 las tres muestras correspondientes a los granitoides tipo Layos (definidas en la hoja 657 y que han sido estudiadas por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) y ANDONAEGUI (1990), se proyectan en el campo de las granodioritas. En cuanto al contenido en elementos mayores sus características más destacables son sus bajos contenidos en P_2O_5 y CaO típico de estos granitoides. El bajo contenido en este último elemento favorece que la relación molar de $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ (índice de saturación en aluminio) sea mayor de 1.5, tratándose por tanto de rocas fuertemente peralumínicas. Este hecho se pone también de manifiesto por sus elevados contenidos en corindón normativo (entre 5.38 y 8.33%), así como por su proyección en la parte alta de campos peralumínicos en el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) (Fig. 5.3) ($A = \text{moles } Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$). Son también destacables en estas granodioritas sus altos contenidos en MgO y FeO con respecto a granitoides de estos mismos sectores, debido a la alta proporción de cordierita y biotita que presentan estas rocas, lo que a su vez favorece elevados porcentajes en Hy normativa. Una de las muestras (MP-9005) de estos granitoides presenta como característica peculiar altos contenidos en K_2O y Ba ligeramente superiores a los del resto de la asociación, lo que hace que se aparte un poco de las características generales de esta serie.

En cuanto al contenido en elementos traza, presentan proporciones de Ba, Rb y Sr relativamente bajas con respecto a los granitoides tipo Argés a los que se encuentran asociadas.

De granitoides porfídicos de tipo Argés-Guadamar sólo se dispone de un análisis, por lo que no es posible establecer una pauta evolutiva de estas rocas. En el diagrama de clasificación de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) se proyecta en el campo de los granitos (Fig. 5.2). Por comparación con los tipos similares estudiados por ANDONAEGUI (1990) y BARBERO et al., (1990) en la hoja 657, podemos decir que pertenece a la asociación de granitoides de Argés-Guadamar, proyectándose dentro de su misma pauta evolutiva. Al igual que las rocas típicas de la citada asociación se trata de un granito ligeramente peralumínico rico en elementos de alto radio iónico (Ba, Rb y Sr).

El último tipo de roca plutónica del que se dispone análisis químico es un tipo leucocrático microporfídico sin afiliación concreta a ninguno de los grupos de granitoides de la Unidad Migmatítica definidos en BARBERO et al., (1990) (muestra MP-9075). En el diagrama de clasificación de minerales normativos de STRECKEISEN y LE MAITRE (Fig. 5.2) queda proyectada en campos de cuarzo-sienitas de feldespato potásico, dado su relativamente bajo contenido en SiO_2 , su escasez en CaO (que provoca contenidos muy bajos en anortita normativa), y sus altas proporciones de K_2O . Así mismo en el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983), queda proyectada en el dominio peralumínico, en el límite con el campo de las rocas leucocráticas (Fig. 5.3). No obstante hay que tener en cuenta que se trata del único análisis de que se dispo-

TABLA 5.1.
Hoja 656 Gálvez
Rocas de la Unidad Migmatítica

ANÁLISIS	1 MP-9090	2 MP-9005	3 MP-9089	4 MP-9006	5 MP-9075	6 MP-9024
SiO ₂	63.22	65.23	65.61	64.43	64.30	72.28
Al ₂ O ₃	17.16	16.05	16.60	15.90	16.00	14.90
Fe ₂ O ₃	1.07	0.89	0.87	0.81	0.27	0.20
FeO	5.37	4.43	4.37	4.03	1.35	1.01
MgO	2.52	2.15	1.94	1.55	0.64	0.33
MnO	0.07	0.07	0.06	0.05	0.02	0.01
CaO	0.97	1.14	1.13	2.63	0.76	0.81
Na ₂ O	2.44	2.18	2.83	3.03	2.96	3.26
K ₂ O	3.02	4.78	3.31	4.39	7.87	5.71
TíO ₂	0.90	0.65	0.63	1.04	0.25	0.13
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.25	0.57	0.44	0.19
H ₂ O	2.24	1.38	1.62	0.77	2.66	0.58
TÓTAL	99.07	99.02	99.22	99.20	97.52	99.41
<u>Elementos traza</u>						
Ba	753	1123	541	810	606	250
Li	104	74	141	52	133	55
Nb	12	15	10	14	10	13
Rb	189	180	291	478	242	256
Sr	155	166	128	237	114	81
V	116	79	80	43	24	4
Y	8	7	14	18	15	13
Zn	115	90	91	87	84	50
<u>Norma C.I.P.W.</u>						
Q	28.42	25.86	28.97	21.34	14.76	29.09
Or	17.85	28.25	19.56	25.94	46.51	33.74
Ab	20.65	18.45	23.95	25.64	25.05	27.59
An	4.22	5.20	3.97	9.33	0.90	2.78
Hi	13.90	11.81	11.21	8.97	3.47	2.32
Mt	1.55	1.29	1.26	1.17	0.39	0.29
Il	1.71	1.23	1.20	1.98	0.47	0.25
Ap	0.21	0.16	0.58	1.32	1.02	0.44
C	8.33	5.38	6.91	2.75	2.28	2.34

Tabla 1
Relación de muestras de la Unidad Migmatítica:

1. Granodiorita de Layos (MP-9090)
2. Granodiorita de Layos (MP-9005)
3. Granodiorita de Layos (MP-9089)
4. Granitoide tipo Argés - Guadamar (MP-9006)
5. Cuarzosienita (MP-9075)
6. Leucogneis (MP-9024)

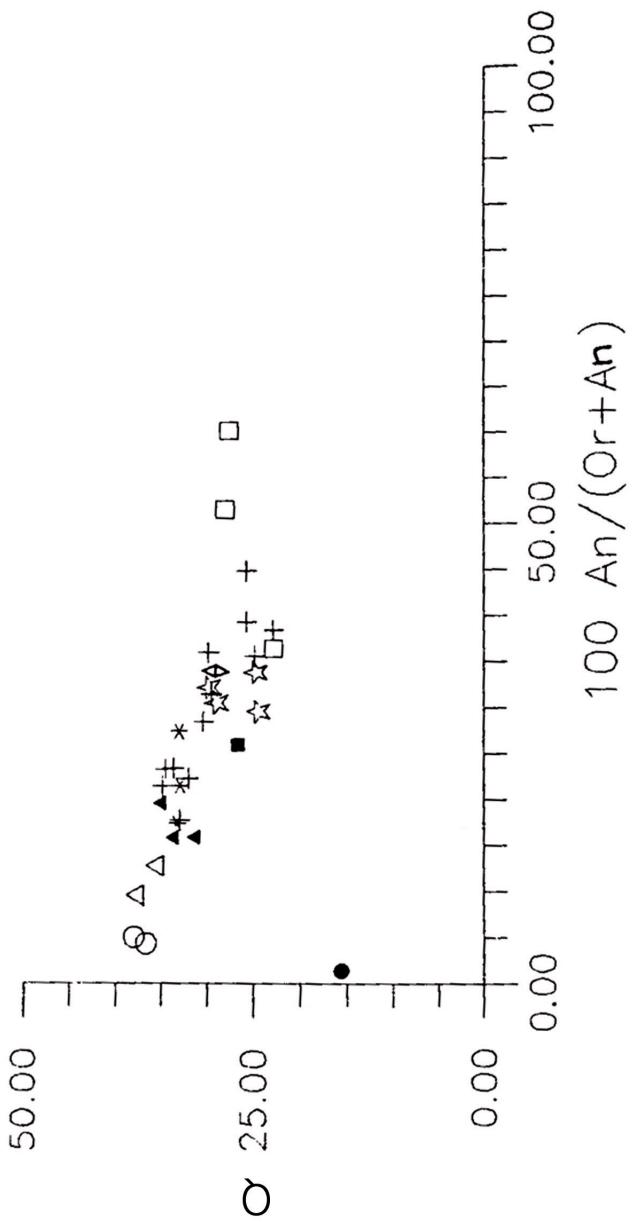


Figura 5.2. - Clasificación de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) a partir de minerales normativos. Símbología: Unidad Migmatítica: Triángulos negros: granodioritas de Layos; Cuadros negros: Granitoídes tipo Argés-Guadarram; Círculo negro: cuarzo-sienita de fel-despato alcalino; Rombos: leucogneis. Plutón de Mora-Gálvez: Asteriscos; Granitoídes tipo Mora-Menosalbas; Cruces: Granitoídes tipo Gálvez; Círculos blancos: Leucogranitos tipo Torcón; Cuadrados: tonalitas; Triángulos blancos: Granitoídes tipo San Pablo; Estrellas: Granitoídes tipo San Martín. Rombo blanco: Pórfido granítico.

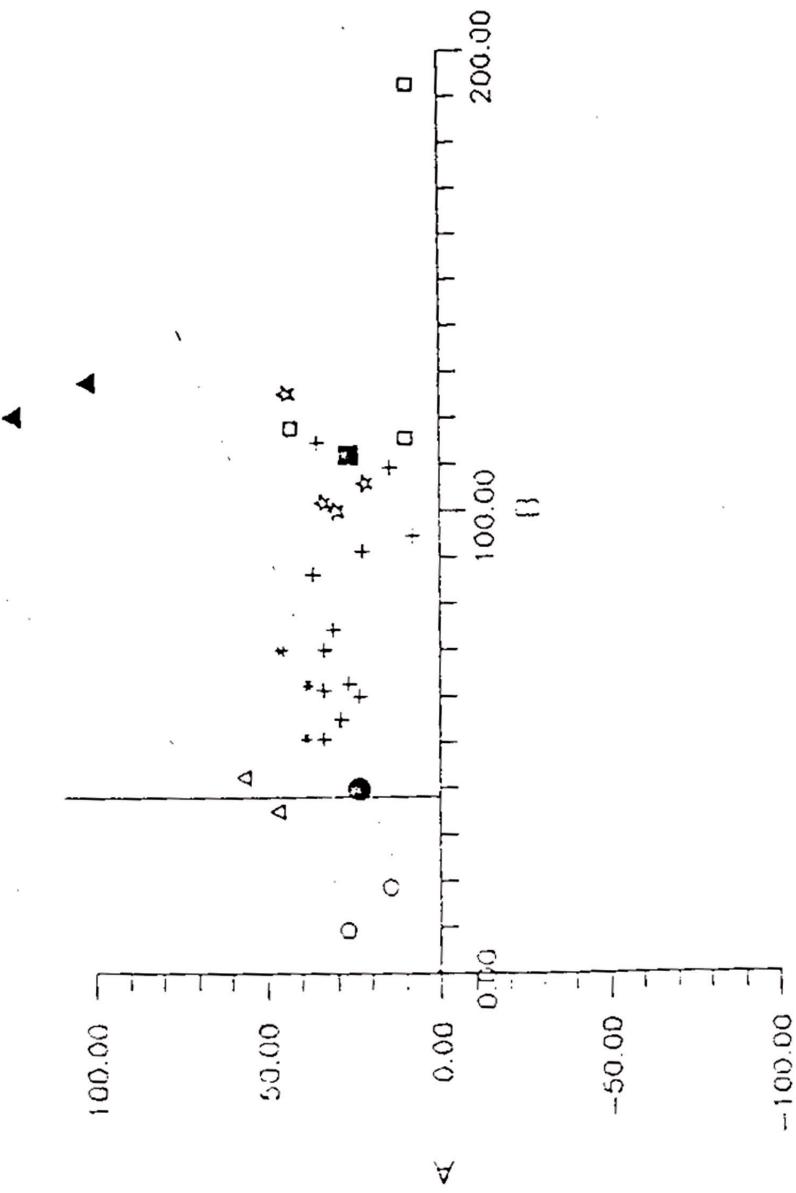


Figura 5.3. - Diagrama de clasificación A-B de minerales característicos de DEEBON y LE FORT (1983). Misma simbología que figura 1.

ne de estos tipos litológicos, por lo que no podemos establecer conclusiones más generales. Hay que destacar también que este único análisis no es muy preciso puesto que la suma total de sus elementos mayores no llega al 98%.

Por último, se ha realizado un análisis de tipos metamórficos, que corresponde a un leucogénis. Presenta altos contenidos en SiO_2 y una composición similar a la de los leucogranitos estudiados por ANDONAEGUI (1990), lo que concuerda bien con el carácter ortoderivado que se asigna a estos materiales.

5.3.2. Granitos del plutón Mora-Gálvez

Las rocas graníticas tardías de esta hoja forman parte del plutón Mora-Gálvez, que se extiende en las hojas 657, 658, 684 y 685 (ANDONAEGUI, 1990).

Dentro del plutón Mora-Gálvez se han muestreado los siguientes tipos graníticos: 1.- granitos de grano grueso que afloran al Este de la falla que pasa por la población de Gálvez (granitos tipo Mora-Menasalbas); 2.- granitos porfídicos que aparecen al Oeste de la citada falla (granitos tipo Gálvez). Estos dos primeros grupos son los de mayor extensión en el plutón; 3.- asociados a los granitos porfídicos aparecen rocas intermedias en grandes enclaves; 4.- granitos tipo San Pablo (que así mismo aparecen en la hoja 684); 5.- afloran también granitos de tipo San Martín que se localizan en los sectores más occidentales de la hoja; 6.- leucogranitos con nódulos de cordierita localizados en los sectores más meridionales de la hoja (tipo Torcón); 7.- por último se ha muestreado también un dique de pórfito granítico (Tabla 5.2). Cada uno de estos tipos graníticos presenta unas características geoquímicas algo distintas.

Con el objeto de establecer una clasificación química de los distintos tipos de granitoides se han utilizado el diagrama de clasificación de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) con parámetros normativos y el diagrama químico-mineralógico A-B de DEBON y LE FORT (1983) que discrimina diferentes tipos de asociaciones.

Los granitos de grano grueso de tipo Mora-Menasalbas se clasifican en el diagrama Q'-An' de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) (Fig. 5.2) dentro del campo de granitos mostrando poca variación en el parámetro Q' y algo mayor en el parámetro An'. En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) (Fig. 5.3) estas rocas quedan proyectadas dentro del campo peraluminíco en la región de granitos con biotita mayor que moscovita, sin que se pueda definir una pauta concreta.

En diagramas de variación con respecto al SiO_2 presentan disminución de Al_2O_3 , FeO , MgO y CaO con el aumento del SiO_2 . El Na_2O se mantiene constante y el K_2O aumenta ligeramente (Fig. 5.4).

Con respecto a sus contenidos en elementos traza parece existir una disminución en Ba y Sr y un aumento del Rb con la diferenciación, sin que puedan establecerse más conclusiones debido a la escasez de datos.

El segundo grupo de granitoides que aparece en esta hoja son los granitos porfídicos de tipo

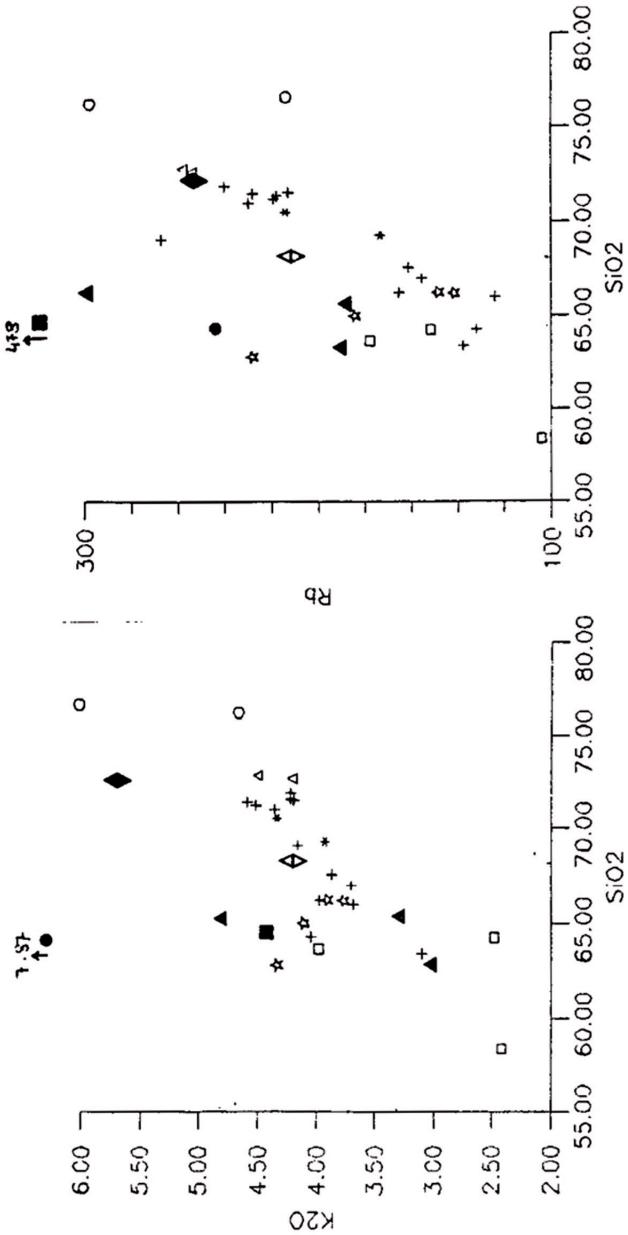


Figura 5.4. - a) Diagrama de Harker $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$. b) Diagrama de Harker SiO_2-Rb . Misma simbología que figura 1.

Gálvez. En el diagrama de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) varía su clasificación entre granodioritas y granitos, mostrando por lo tanto un espectro mayor de variación con respecto a los granitos de grano grueso de este mismo plutón (Fig. 5.2). Esta mayor variabilidad se pone también de manifiesto en el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) en donde se proyectan en el dominio peralumínico con variaciones amplias en el parámetro B y definiendo una pauta de tendencia aluminocafémica (Fig. 5.3).

En diagramas de variación con respecto al SiO_2 presentan pautas de variación similares a las de los granitos de grano grueso, tanto para elementos mayores como para trazas, quedando de manifiesto, como ya se indicaba anteriormente, su menor grado de diferenciación (Fig. 5.4).

Las rocas intermedias que aparecen asociadas como grandes enclaves a estos últimos granitos porfídicos varían su clasificación en el diagrama Q'-An' entre tonalitas, granodioritas y melagranitos, mostrando un amplio espectro composicional entre tipos intermedios y ácidos (Fig. 5.2). No obstante petrográficamente todas estas rocas son tonalitas, ya que no contienen feldespato potásico; el que en la clasificación química se desplacen hacia sectores más ácidos, es consecuencia del alto contenido en ortosa normativa que presentan, que en la mineralogía modal de la roca se traduce en una alta proporción de biotita. En el diagrama A-B (Fig. 5.3) se proyectan en el dominio peralumínico, enlazando los tipos granodioríticos y graníticos con los granitos porfídicos anteriormente descritos, y existiendo un vacío composicional entre el término más básico y los dos anteriores.

En los diagramas de variación con respecto al SiO_2 (Fig. 5.4) se proyectan en los mismos campos de variación que los granitos porfídicos a los que se encuentran espacialmente asociados, quedando apartado de esta pauta el tipo más básico (muestra SC-9059).

El cuarto grupo granítico que se ha diferenciado en esta hoja corresponde a los granitoides tipo San Pablo. En el diagrama de clasificación Q'-An' (Fig. 5.2) las dos muestras existentes quedan proyectadas en el campo de granitos cercanos al límite con el campo de granitos de feldespato alcalino. Se trata, por lo tanto de tipos más diferenciados con respecto a los tres grupos anteriormente descritos. En el diagrama A-B se sitúan en el dominio peralumínico y en el sector limítrofe con el correspondiente a granitoides leucocráticos (Fig. 5.3).

Al disponer tan sólo de dos análisis de este tipo de rocas no podemos establecer pautas claras de variación tanto para elementos mayores como para trazas, si bien podemos decir que parece existir continuidad con la pauta de variación de los granitos de grano grueso y granitos porfídicos anteriormente descritos.

Las rocas de tipo San Martín se clasifican en el diagrama Q'-An' (Fig. 5.2) como tipos granodioríticos mostrando un espectro pequeño de variación. En diagrama A-B quedan representadas en el dominio peralumínico y dentro de la pauta aluminocafémica citada para los granitos porfídicos de Mora-Gálvez.

En diagramas de variación con respecto al SiO_2 se proyectan en la misma pauta que los granitos de grano grueso y de los granitos porfídicos, a excepción del K_2O y del Rb que parecen

apuntar una pauta contraria descendente; no obstante se necesitaría un mayor número de datos para precisar estas diferencias.

El último tipo de granitoides que aparecen en el área son leucogranitos con nódulos de cordierita. En el diagrama Q'-An' (Fig. 5.2) se clasifican como granitos de feldespato alcalino debido a su alto contenido en estos elementos. En el diagrama A-B (Fig. 5.3) quedan proyectados en el dominio peralumínico y en el sector correspondiente a leucogranitos.

Los escasos datos de que se dispone no permiten precisar pautas en los diagramas de variación pero cabe destacar los contenidos marcadamente inferiores en Na_2O , K_2O , Ba y Sr de una de las muestras (81438).

Se ha analizado un pórfido granítico (muestra SC-9083) que corresponde a una roca de tipo intermedio, y que es una de las rocas filonianas menos diferenciadas de todo el plutón de Mora-Gálvez (ANDONAEGUI, 1990). Se clasifica en el diagrama Q'-An' como granitos (fig. 5.2). Se trata de una roca peralumínica, como consecuencia de sus bajos contenidos en CaO. En cuanto a los elementos traza su contenido en Ba es moderado y similar al de otros pórfidos del sector.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos de esta Hoja corresponden a los metasedimentos que aparecen en el Dominio Migmatítico y que se encuentran situados principalmente en el sector NE de la Hoja y en el Centro-Oeste, al N. de San Martín de Montalbán. La edad de estas rocas es posiblemente precámbrica, sin poder especificar su edad con más precisión debido a la falta de elementos de correlación con otra series del Macizo Hercínico.

Con anterioridad a la Orogenia Hercínica intruyen en estas rocas los protolitos de las anfibolitas y de ortogneises granitoides actualmente aflorantes. La edad de intrusión de estas rocas no es conocida, si bien existen algunos datos geocronológicos en el cinturón Variscico europeo, tanto en la península como fuera de ella. Así BISCHOFF *et al.* (1986) en la región de Hiendelaencina (Sistema Central), ALLEGRET e IGLESIAS (1986) en las Islas Sisargas (Galicia), ALLEGRET (1983) y LANCELOT *et al.* (1985) en Miranda de Douro, y LEVEQUE (1984) y LEVEQUE y LANCELOT (1985) en el Macizo Central Francés, ofrecen dataciones entre los 540 y 620 m.a. realizadas por el método U/Pb para estos ortogneises.

Durante el Cámbrico inferior se depositaría una sucesión fundamentalmente detrítica con episodios carbonatados intercalados en la Formación Pizarras del Pusa, y en las formaciones Calizas de los Navalucillos y Formación Solera, no representada en esta Hoja.

Tras el depósito, durante el Cámbrico, se produce un basculamiento general seguido por la erosión de las rocas cámbricas, marcándose el inicio de la sucesión ordovícica con una discordancia de edad Arenig sobre los materiales infrayacentes.

La sucesión Ordovícica es totalmente siliciclástica compuesta por conglomerados, areniscas y cuarcitas, existiendo episodios de sedimentación de pelitas.

Tabla 5.2
Relación de muestras del plutón Mora - Gálvez:

1. Granito tipo Mora - Menasalbas (EC-9034)
2. Granito tipo Mora - Menasalbas (SC-9082)
3. Granito tipo Mora - Menasalbas (80570) (ANDONAEGUI, 1990)
4. Granito tipo Gálvez (80355) (ANDONAEGUI, 1990)
5. Granito tipo Gálvez (80350) (ANDONAEGUI, 1990)
6. Granito tipo Gálvez (EC-9058)
7. Granito tipo Gálvez (77931) (ANDONAEGUI, 1990)
8. Granito tipo Gálvez (SC-9042)
9. Granito tipo Gálvez (SC-9015)
10. Granito tipo Gálvez (SC-9080)
11. Granito tipo Gálvez (81437) (ANDONAEGUI, 1990)
12. Granito tipo Gálvez (81195) (ANDONAEGUI, 1990)
13. Granito tipo Gálvez (79032) (ANDONAEGUI, 1990)
14. Granito tipo Gálvez (81192) (ANDONAEGUI, 1990)
15. Granito tipo Gálvez (80914) (ANDONAEGUI, 1990)
16. Tonalita (SC-9059)
17. Tonalita (77934) (ANDONAEGUI, 1990)
18. Tonalita (SC-9019)
19. Granito tipo San Pablo (SC-9013)
20. Granito tipo San Pablo (SC-9014)
21. Granito tipo San Martín (EC-9060)
22. Granito tipo San Martín (EC-9048)
23. Granito tipo San Martín (EC-9022)
24. Granito tipo San Martín (EC-9081)
25. Leucogranito tipo Torcón (81438) (ANDONAEGUI, 1990)
26. Leucogranito tipo Torcón (82518) (ANDONAEGUI, 1990)
27. Pórfido granítico (SC-9083)

TABLA 5.2.
Hoja 656 Gálvez
Rocas del plutón Mora - Gálvez

ANÁLISIS	1	2	3	4	5	6
	EC-9034	SC-9082	80570	80355	80350	EC-9058
SiO ₂	69.29	70.53	71.03	63.40	64.28	66.01
Al ₂ O ₃	15.28	15.04	14.83	16.81	16.62	16.25
Fe ₂ O ₃	0.52	0.47	0.60	0.91	0.83	0.66
FeO	2.52	2.34	1.78	4.22	4.01	3.32
MgO	1.10	0.92	0.73	1.67	1.65	1.40
MnO	0.06	0.04	0.05	0.08	0.07	0.06
CaO	1.94	1.72	1.39	3.47	3.51	3.10
Na ₂ O	3.11	3.18	3.39	3.23	3.08	3.31
K ₂ O	3.94	4.35	4.37	3.10	4.06	3.69
TiO ₂	0.41	0.39	0.28	0.79	0.69	0.60
P ₂ O ₅	0.12	0.22	0.22	0.34	0.36	0.18
H ₂ O	0.93	0.67	0.92	1.94	1.40	1.04
TOTAL	99.22	99.87	99.59	99.96	100.56	99.62

Elementos traza

Ba	461	421	416	549	663	575
Ce	0	0	46	73	82	0
La	0	0	30	78	85	0
Li	131	157	0	0	0	86
Nb	11	9	16	18	16	10
Ni	0	0	31	18	12	0
Rb	174	215	231	138	132	124
Sr	128	107	88	173	184	149
V	31	25	0	0	0	37
Y	18	15	23	26	46	21
Zn	81	58	0	0	0	71
Zr	0	0	146	240	260	0

Q	28.92	29.43	30.02	21.12	19.28	22.28
Or	23.28	25.71	25.83	18.32	23.99	21.81
Ab	26.32	26.91	28.69	27.33	26.06	28.01
An	8.84	7.10	5.46	15.00	15.06	14.20
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	6.56	5.63	4.27	10.00	9.78	8.16
Mt	0.75	0.68	0.78	1.32	1.20	0.96
Il	0.78	0.74	0.53	1.50	1.31	1.14
Ap	0.28	0.51	0.51	0.79	0.83	0.42
C	2.66	2.50	2.25	2.65	1.64	1.61

TABLA 5.2.
Hoja 656 Gálvez
Rocas del plutón Mora - Gálvez

ANÁLISIS	7 77931	8 SC-9042	9 SC-9015	10 SC-9080	11 81437	12 81195
SiO ₂	66.25	66.98	67.58	69.06	71.23	71.40
Al ₂ O ₃	15.77	15.95	15.56	15.54	14.75	14.54
Fe ₂ O ₃	0.41	0.64	0.57	0.53	0.62	0.83
FeO	3.73	3.19	2.83	2.65	2.28	1.93
MgO	1.42	1.29	1.07	1.03	0.78	0.68
MnO	0.06	0.06	0.06	0.04	0.06	0.06
CaO	3.07	2.75	2.40	2.21	1.82	1.46
Na ₂ O	3.31	3.05	3.27	3.19	3.23	3.29
K ₂ O	3.98	3.71	3.88	4.17	4.53	4.60
TiO ₂	0.64	0.56	0.47	0.43	0.40	0.37
P ₂ O ₅	0.33	0.19	0.20	0.17	0.20	0.21
H ₂ O	0.73	0.76	1.35	0.50	0.65	1.23
TOTAL	99.70	99.13	99.24	99.52	100.55	100.60

Elementos traza

Ba	684	589	471	434	392	417
Ce	85	0	0	0	45	51
La	21	0	0	0	14	47
Li	0	93	110	123	0	0
Nb	18	11	8	10	15	16
Ni	11	0	0	0	20	23
Rb	166	156	162	268	220	219
Sr	168	147	130	119	110	105
V	0	35	35	30	0	0
Y	31	21	20	20	26	28
Zn	0	80	78	67	0	0
Zr	224	0	0	0	156	156

Q	21.46	25.70	25.68	27.02	29.18	30.03
Or	23.52	21.93	22.93	24.64	26.77	27.18
Ab	28.01	25.81	27.67	26.99	27.33	27.84
An	13.08	12.40	10.60	9.85	7.72	5.87
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	9.10	7.73	6.73	6.36	5.07	4.05
Mt	0.59	0.93	0.83	0.77	0.90	1.20
Il	1.22	1.06	0.89	0.82	0.76	0.70
Ap	0.76	0.44	0.46	0.39	0.46	0.49
C	1.22	2.37	2.10	2.17	1.70	2.00

TABLA 5.2.
Hoja 656 Gálvez
Rocas del plutón Mora - Gálvez

ANÁLISIS	13	14	15	16	17	18
	79032	81192	80914	SC-9059	77934	SC-9018
SiO ₂	71.53	71.59	71.92	58.37	63.65	64.25
Al ₂ O ₃	14.48	14.75	14.59	15.34	15.91	16.67
Fe ₂ O ₃	0.54	0.65	0.58	1.44	0.43	0.83
FeO	2.20	2.23	2.12	7.18	4.81	4.16
MgO	0.98	0.85	0.53	2.55	1.49	1.89
MnO	0.07	0.06	0.06	0.13	0.08	0.08
CaO	1.77	1.80	1.62	4.93	3.24	3.43
Na ₂ O	3.23	3.13	3.23	1.98	3.14	3.36
K ₂ O	4.21	4.23	4.23	2.42	3.99	2.48
TiO ₂	0.37	0.39	0.35	1.85	1.08	0.75
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.18	0.40	0.38	0.20
H ₂ O	0.69	0.73	0.61	2.97	1.60	1.23
TOTAL	100.25	100.61	100.02	99.56	99.80	99.33

Elementos traza

Ba	350	338	209	561	567	187
Ce	39	47	27	0	76	0
La	22	33	19	0	58	0
Li	0	0	0	100	0	177
Nb	14	8	9	15	24	7
Ni	25	21	24	0	10	0
Rb	229	214	241	104	178	152
Sr	115	112	92	244	193	104
V	0	0	0	130	0	64
Y	33	26	26	39	27	18
Zn	0	0	0	116	0	89
Zr	151	157	146	0	262	0

Q	30,46	31,25	31,84	20,17	18,90	22,94
Or	24,88	25,00	25,00	14,30	23,58	14,66
Ab	27,33	26,49	27,33	16,75	26,57	28,43
An	7,61	7,61	6,86	21,85	13,59	15,71
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hi	5,55	5,14	4,27	15,53	10,55	10,57
Mt	0,78	0,94	0,84	2,09	0,62	1,20
Il	0,70	0,74	0,66	3,51	2,05	1,42
Ap	0,42	0,46	0,42	1,93	0,88	0,46
C	1,82	2,23	2,18	1,46	1,44	2,70

TABLA 5.2.
Hoja 656 Gálvez
Rocas del plutón Mora - Gálvez

ANÁLISIS	19	20	21	22	23	24
	SC-9013	SC-9014	EC-9060	SC-9048	SC-9022	SC-9081
SiO ₂	72,66	72,83	62,79	65,00	66,21	66,26
Al ₂ O ₃	14,56	14,75	16,88	15,94	15,37	15,39
Fe ₂ O ₃	0,33	0,28	0,90	0,78	0,74	0,72
FeO	1,65	1,42	4,49	3,88	3,69	3,60
MgO	0,60	0,46	1,79	1,55	1,51	1,50
MnO	0,04	0,03	0,07	0,07	0,06	0,06
CaO	0,90	1,08	2,87	2,85	2,49	2,47
Na ₂ O	3,31	3,34	2,83	3,13	3,03	3,09
K ₂ O	4,22	4,51	4,35	4,12	3,78	3,92
TiO ₂	0,24	0,21	1,16	0,81	0,77	0,76
P ₂ O ₅	0,28	0,22	0,52	0,25	0,26	0,31
H ₂ O	0,83	0,33	0,60	0,77	1,47	1,18
TOTAL	99,62	99,46	99,25	99,15	99,38	99,26

Elementos traza

Ba	190	294	789	630	4711	548
Ce	0	0	0	0	0	0
La	0	0	0	0	0	0
Li	232	238	95	86	90	134
Nb	8	8	20	12	8	9
Ni	0	0	0	0	0	0
Rb	255	259	229	185	142	149
Sr	52	64	168	153	146	141
V	10	13	64	47	36	39
Y	14	16	35	23	21	21
Zn	56	50	120	85	68	97
Zr	0	0	0	0	0	0

Norma C.I.P.W.

Q	34.11	32.81	19.72	20.91	24.98	24.41
Or	24.94	26.65	25.71	24.35	22.34	23.17
Ab	28.01	28.26	23.95	26.49	25.64	26.15
An	2.64	3.92	10.84	12.51	10.66	10.23
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	3.93	3.23	10.17	9.13	8.77	8.61
Mt	0.48	0.41	1.30	1.13	1.07	1.04
Il	0.46	0.40	2.20	1.54	1.46	1.44
Ap	0.65	0.51	1.20	0.58	0.60	0.72
C	3.58	2.94	3.54	1.75	2.39	2.31

TABLA 5.2.
Hoja 656 Gálvez
Rocas del plutón Mora - Gálvez

ANÁLISIS	25	26	27
	81438	82518	SC-9083
SiO ₂	76.26	76.64	67.94
Al ₂ O ₃	13.28	12.50	15.33
Fe ₂ O ₃	0.24	0.08	0.58
FeO	0.40	0.71	2.89
MgO	0.05	0.31	1.10
MnO	0.06	0.01	0.05
CaO	0.32	0.50	1.99
Na ₂ O	3.79	2.60	3.23
K ₂ O	4.68	6.04	4.19
TiO ₂	0.02	0.09	0.48
P ₂ O ₅	0.05	0.09	0.20
H ₂ O	0.51	0.37	1.11
TÓTAL	99.66	99.94	99.09

	Elementos traza		
Ba	1	253	439
Ce	5	27	0
La	8	20	0
Li	0	0	100
Nb	6	7	7
Ni	38	32	0
Rb	299	215	213
Sr	6	77	131
V	0	0	30
Y	29	17	25
Zn	0	0	73
Zr	78	49	0

	Norma C.I.P.W.		
Q	35.40	36.61	25.89
Or	27.66	35.69	24.76
Ab	32.07	22.00	27.33
An	1.26	1.39	8.57
Di	0.00	0.00	0.00
Hi	0.74	1.88	6.87
Mt	0.35	0.12	0.84
Il	0.04	0.17	0.91
Ap	0.12	0.21	0.46
C	1.52	0.99	2.34

En esta Hoja no existen rocas sedimentarias paleozoicas más modernas que hayan sido afectadas por el Ciclo Hercínico.

Con respecto a la evolución tectónica del Ciclo Hercínico, se han reconocido varias etapas de deformación que tienen diversas manifestaciones dependiendo del dominio en que nos encontremos, entendiendo el término etapa o fase de deformación como el conjunto de estructuras ligadas a diversos esfuerzos que se suceden en el tiempo y que no tienen por qué estar individualizados espacial o temporalmente.

En el dominio de rocas más profundas, Dominio Migmatítico, la primera etapa de deformación no se reconoce en las rocas pero por comparación con rocas de dominios similares del Macizo Hercínico es muy probable que se originasen pliegues fuertemente vergentes acompañados por la génesis de una foliación muy penetrativa.

Durante la segunda etapa se produce una deformación por cizallas dúctiles discretas que suponen un apilamiento de mantos de gran magnitud provocando un importante engrosamiento cortical. En los estadios más tardíos de esta fase, cuando decrece la velocidad de engrosamiento, el incremento de la temperatura y relativo descenso de la presión produce el comienzo de los procesos de migmatización y las paragénesis de mayor temperatura.

Durante y probablemente al final de esta etapa intruyen los granitoides sincinemáticos.

La tercera fase de deformación da lugar a pliegues retrovergentes acompañados de una foliación de crenulación. Es durante esta etapa y posteriormente a ella cuando se producen los más importantes fenómenos de migmatización. Este cambio de régimen metamórfico se encuentra asociado a un incremento de temperatura y a una importante relajación de las presiones que posiblemente tiene su comienzo en relación con el cambio en las directrices de la compresión entre la segunda y la tercera fase y con la descarga erosiva de la cadena.

Las deformaciones posteriores afectan suavemente a las estructuras previas y no generan estructuras penetrativas.

En el Dominio de los Montes de Toledo la historia es muy similar en el desarrollo de las fases de deformación, aunque éstas se desarrollan en niveles epizonales por lo que las estructuras generadas son de grado más bajo y no están afectadas por la migmatización.

En este dominio, con posterioridad a la tercera fase, y probablemente a las tardías, intruyen los granitos de Mora-Las Ventas y Gálvez, en condiciones epizonales, produciendo intenso metamorfismo de contacto en el encajante.

Con posterioridad se produce la falla normal de Toledo que pone en contacto los dos dominios. El origen de esta falla es el colapso extensional postorogénico propio de todos los orógenos colisionales. Finalmente se produce una serie de fracturas más tardías de dirección NNE-SSO.

Con respecto a la evolución metamórfica de estas rocas, los datos apuntan a un carácter monocíclico ligado al desarrollo de la colisión hercínica.

Aunque no se han conservado relictos de las paragénesis que se debieron desarrollar durante la primera etapa de metamorfismo regional (M_1) en el Dominio Migmatítico, ésta debió existir. Por comparación con los datos conocidos del Sistema Central (ARENAS *et al.*, 1991) y teniendo en cuenta los obtenidos por BARBERO y VILLASECA (1988) esta etapa debió de desarrollarse en un régimen de presiones intermedias, pudiendo haberse alcanzado al final de la misma condiciones de la facies de las granulitas, durante la D_2 , a 7 Kb. de presión y más de 800°C de temperatura.

Este evento de presiones intermedias es seguido entre el final de la D_2 y momentos posteriores a la D_3 , por una etapa posterior (M_2) con formación de cordierita, sillimanita y probablemente granate.

En esta etapa los materiales de esta zona estuvieron sometidos a presiones inferiores a las de la primera y a temperaturas progresivamente más elevadas, alcanzándose la desestabilización de la moscovita y condiciones de migmatización. Teniendo en cuenta los datos de BARBERO y VILLASECA (1988) el pico térmico se produciría posteriormente a la D_3 en condiciones probables de 5 a 6,5 Kb. de presión y 750 a 900°C de temperatura.

La evolución metamórfica retrógrada se caracterizaría por moscovitzaciones y transformaciones minerales, primeramente en grado medio, seguidas por transformaciones en grado bajo (cloritzaciones, pinitizaciones y sericitizaciones).

Desde el final de la Orogenia Hercínica, el área ocupada por la Hoja mantiene un comportamiento cratónico. Durante el Mesozoico el medio dominante debió ser erosivo, con un progresivo levantamiento del área, y desbaste subsiguiente.

A finales del Cretácico, debió existir un período de calma erosiva que favoreció el desarrollo de potentes perfiles de alteración en las rocas graníticas y migmatíticas del sustrato. Esta alteración transformó los feldespatos en arcillas (principalmente paligorskita) y dejó como únicos relictos detriticos los granos y filoncillos de cuarzo y las cuarcitas paleozoicas.

A continuación se debió de producir una desestabilización tectónica, que originó un área subsidente, limitada por las fracturas (N 120-140°E y N 40-60°E) que delimitan la cuenca del Tajo en la actualidad.

Como consecuencia de este hundimiento los materiales del perfil de alteración fueron transportados en masa y depositados en la cubeta tectónica por abanicos aluviales, dando lugar a la Unidad Detritica Inferior. Es posible que estos abanicos tuvieran una evolución hacia el Este, primero a depósitos de tipo "fan-delta" y posteriormente a sedimentos marinos.

Esta cuenca debió de colmatarse, estableciéndose en el área un nuevo período de calma durante el que se desarrolló un perfil de alteración posiblemente de menor envergadura que el anterior. A continuación hubo una nueva reactivación tectónica de las mismas fracturas que produjo subsidencia y deformaciones en los sedimentos de la cuenca.

De forma subsiguiente a esta desestabilización se produjo el depósito de los tramos basales de

la Unidad Detritica Superior, en unas condiciones muy similares a las del depósito de la primera. Estos materiales se depositaron en las áreas marginales de una discordancia angular neta sobre los infrayacentes, discordancia que se iría atenuando hacia el centro de la cuenca.

La actividad tectónica continuaría de forma intermitente y con pulsaciones de menor envergadura, produciendo el levantamiento y la erosión de las rocas del zócalo al Sur de las fracturas, así como el depósito de los materiales en la cuenca generada al norte. En el sector de la Hoja de Gálvez este depósito se producía en un medio mixto de abanicos aluviales a fluvial, que se desarrollaba en sentido distal hacia el Oeste (hoja de Los Navalmorales), dando lugar progresivamente a un sistema fluvial anastomosado y a otro con cauces jerarquizados.

Con el transcurso del tiempo la actividad tectónica fue disminuyendo hasta desaparecer (los últimos movimientos fueron los de las fracturas que ponen en contacto los materiales de la Unidad Superior con los de la Inferior y con las rocas del sustrato).

Los procesos de erosión y sedimentación originados por la desestabilización continuarían hasta llegar a una situación de equilibrio con la colmatación total de la cuenca. Esta colmatación se produjo en condiciones tranquilas, quedando la superficie ocupada por granitos, migmatitas, y en gran parte por rocas paleozoicas, peneplanizada y enrascada con el nivel de colmatación de la cuenca sedimentaria. El resultado final del proceso sería el modelado de un gran plano uniforme e inclinado un 0,3% al Norte del que sólo sobresaldrían los relieves paleozoicos sostenidos por las cuarcitas.

Tras un último episodio tectónico hacia finales del Plioceno (fases Iberomanchegas) consistente en diversos movimientos relativos de bloques, se desarrolla el manto aluvial de la raña. Corresponde a sistemas de abanicos aluviales generados bajo un clima de tipo semiárido. Posteriormente tuvo lugar la jerarquización de la red fluvial y su encajamiento, quizás relacionado con procesos de desnivelación tectónica (basculamiento de la cuenca hacia el Oeste), caída del nivel de base y captura por la red fluvial afluente al Atlántico. Finalmente, durante el Cuaternario se han sucedido varias etapas de acumulación aluvial (en forma de glaci y terrazas) y de incisión de la red fluvial, relacionadas con las sucesivas fluctuaciones climáticas pleistocenas. En la actualidad impera un régimen erosivo en la zona, que tiende a destruir las formas y depósitos generados con anterioridad.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Meteorología

La región en la que se encuentra la hoja presenta un clima Mediterraneo Seco Fresco, en su mitad Sur, mientras que al Norte el clima es más templado, según la clasificación agroclimática de Papadakis.

La precipitación media anual se sitúa próxima a 450 mm/año, inferior a la registrada en la Cuenca del Tajo que es de 640 mm/año. La precipitación total en el área es del orden de

1.230 Hm³/año, lo que equivale al 3.5% del total de precipitaciones registradas en la Cuenca del Tajo.

La precipitación máxima esperable en 24 horas es superior a 50 mm e inferior a 100 mm, con un régimen de variación creciente hacia el extremo suroccidental de la hoja.

La evapotranspiración potencial media es del orden de 820 mm/año, lo que equivale a unos 2.230 Hm³/año, (según el método de THORNTHWAITE, para un periodo comprendido entre 1.955 a 1.985).

La región en la que se encuentra la hoja disfruta de una temperatura media anual,(para un período comprendido entre 1.940 a 1.985), entre los 14° y los 16°C. La isoterma de 15°C atraviesa la hoja por el sector meridional de la misma con dirección Este - Oeste, disminuyendo la temperatura al Sur de esta. (Ver fig. 7.1)

7.1.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales son tributarias del río Tajo, a través del río Torcón y arroyos de dirección Sur - Norte, tales como el Mimbres, Cubillo, Ripas, Alpuébrega, etc.

Las aguas del río Torcón se encuentran reguladas por el embalse del Torcón, situado al Sur, fuera de los límites de la hoja, e igualmente fuera de la hoja se encuentra el embalse de Castejón. Ambos regulan las aguas superficiales en este sector.

La única estación de aforos situada en la hoja, y considerada en el Plan Hidrológico del Tajo para el cálculo de regímenes de caudales es la Nº 151, localizada en el embalse de Catréjón. Los recursos en régimen natural, en el periodo 1.940 a 1.985 para esta estación son los siguientes:

Nº Estación	rio	Sup. Cuenca (Km ²)	Aportación (Hm ³ /año)
151	Tajo en Catréjón	27.485	4.167,2

La calidad de las aguas superficiales en buena en general, excluyendo de esta observación las aguas del río Tajo, en el Norte de la hoja, donde se registra un Índice de Calidad General (ICG), inferior a 60, según los datos suministrados por la estación Nº 151, y calificada en la red oficial de control de calidad de la cuenca como estación preferente, catalogándose estas aguas como inadmisibles. El estudio sobre la evolución de la contaminación de estas, reflejan un comportamiento fluctuante del ICG.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa en la margen meridional de la Cuenca del Tajo, justo al Sur del "Sistema Acuífero Nº 14", denominado, "Terciario Detritico de Madrid-Toledo-Cáceres". (Ver figura 7.2).

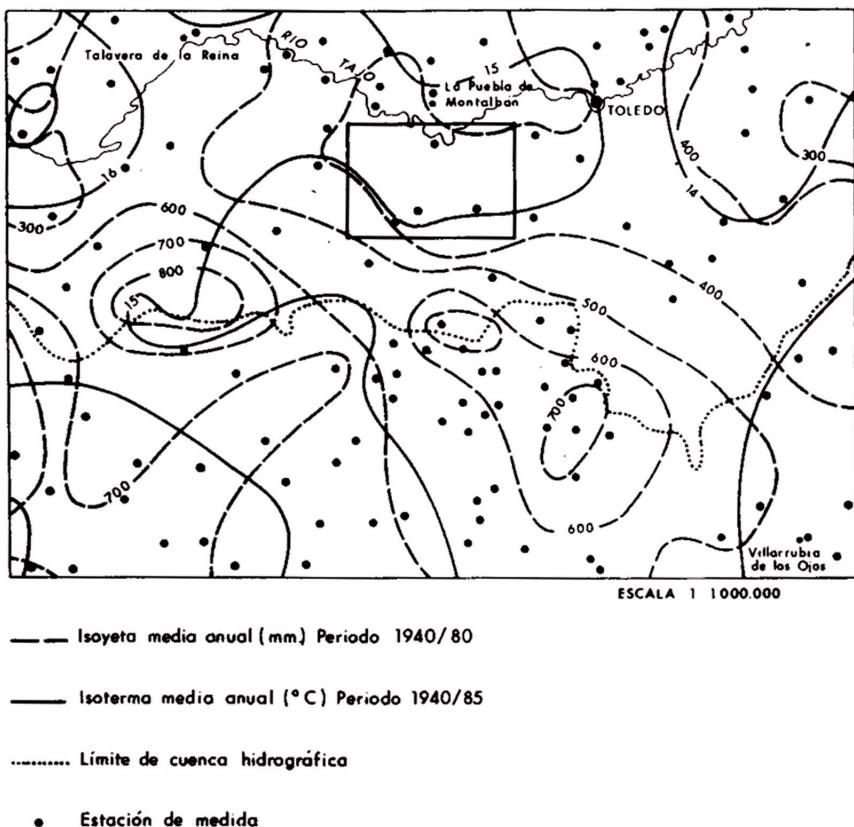


Figura 7.1. - Mapa regional de isoyetas e isotermas (Extraido del Plan hidrológico de la Cuenca del Tajo)

Al Norte de la hoja afloran los terrenos terciarios detríticos, junto a formaciones aluviales cuaternarias (terrazas aluviales), formando parte del Sistema Acuífero.

En los granitos y granitoides aflorantes en prácticamente la totalidad de la hoja, la permeabilidad está asociada al desarrollo de fracturas, muy importante en la zona central en una banda E-W, denominada, "Banda Milonítica", y a la presencia de diques. Igualmente la alteración a arenas arcósicas de estas rocas da lugar a un "*lehm granítico*", el espesor de zona alterada es muy variable, aumentando este en zonas de vaguada, se han llegado a medir espesores de hasta siete metros al Sur de Totanes.

Los afloramientos Paleozoicos, al Este de la hoja, se consideran impermeables, únicamente

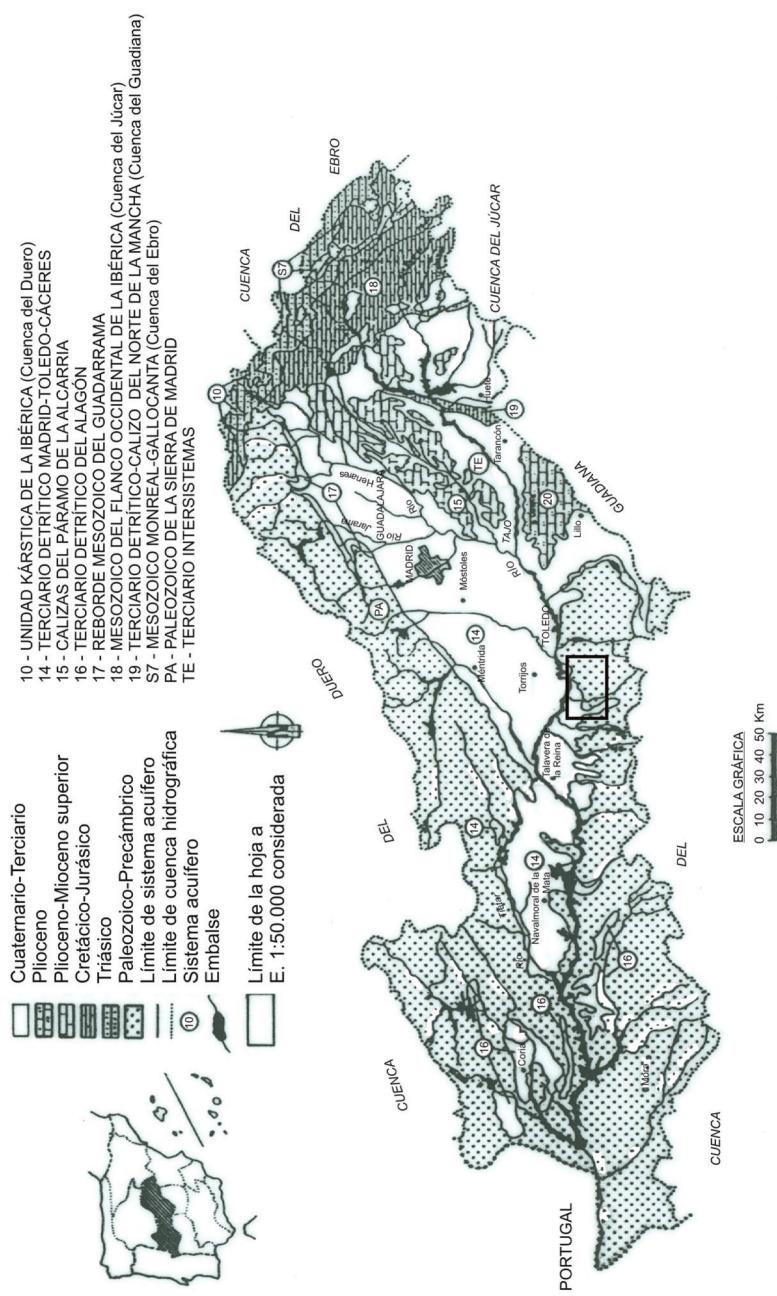


Figura 7.2. - Mapa de situación de los sistemas acuíferos de la Cuenca del Tajo de la Hoja de Gálvez.

debido a su fracturación, pueden dar lugar a emergencias que en la mayoría de los casos coinciden con épocas de alta precipitación.

Mayor interés presentan, desde el punto de vista hidrogeológico, las formaciones cuaternarias de terrazas y glaciares, presentes en el sector más septentrional de la hoja. Se trata de depósitos aluviales constituidos por gravas con matriz limoso-arenosa. El espesor de estas formaciones es variable llegando a alcanzar potencias de 4 a 5 m.

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

- Cuaternario aluvial: el máximo desarrollo de este se encuentra al Norte, en depósitos de terrazas y glaciares y como relleno de valles de arroyos en el extremo oriental de la misma, tales como, el arroyo Alameda, de las Fuentes o Alpuébrega. Estos depósitos ocupan una gran extensión superficial con espesores que pueden llegar a los 7 m. La permeabilidad de estos depósitos se debe a porosidad intergranular.

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

- "*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 el SE de la hoja donde llega a alcanzar potencias de 4 a 5 mts.

- Banda Milonítica: Las rocas afectadas por este accidente, se pueden considerar como un acuífero con interés local, sobre todo al Sur de dicho accidente donde la fracturación es de tipo distensivo (fracturación frágil), deben su permeabilidad a esta fracturación.

En las formaciones consideradas como acuíferos, la recarga se produce principalmente por infiltración del agua de lluvia, caída directamente sobre los mismos, esta recarga se produce principalmente por los interfluvios. Las salidas, principalmente debidas al drenaje efectuado por los propios arroyos, actuando estos como áreas de descarga.

En el "*lehm granítico*" y en los terciarios, al drenaje efectuado por los arroyos se une el causado por bombeos. Existe una gran cantidad de captaciones de agua en forma de pozos domésticos, en su gran mayoría de gran diámetro, utilizados para el abastecimiento de casas de labranza.

En esta hoja se han inventariado cinco puntos de agua de los cuales dos son sondeos y tres pozos. (ver cuadro inventario de puntos de agua).

La calidad química de las aguas subterráneas es variable, en respuesta lógica a la heterogeneidad litológica. Hay un predominio de facies bicarbonatadas, cálcico a magnésicas, de dureza moderada.

HOJA 1:50.000 N° 17-26 (656) CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

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

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

(3) N° del PIAS

C = Desconocido
O = No se usa
G = Ganadería

* Muestra hidroquímica

El elevado contenido en nitratos, en la mayoría de los casos superior a 50 mg/l, es atribuible a vertidos incontrolados y a la tendencia creciente de fertilizantes químicos en las prácticas agrícolas. Por esta causa y en ocasiones el elevado contenido en sales hace que estas aguas no cumplan los requisitos básicos para el uso humano según la Reglamentación Española de 20 de Septiembre de 1.990.

Nº Muestra	pH	Conduct ($\mu\text{S/cm}$)	Naturaleza
17-26-8-1	7.77	577	Bicarb. - Ca - Mg
17-26-8-2	7.99	593	Bicarb - Ca -Mg
17-26-2-2	8.02	461	Bicarb-Sulf.-Ca-Mg
17-26-2-1	7.77	1.761	Sulfat. - Mg
17-26-8-3	7.76	920	Bicarb. - Na - Ca

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

No se puede hablar de explotaciones mineras en esta Hoja, sino sólo de indicios, los cuales son escasos y de poco interés, así como tampoco hay una variedad de sustancias registradas ni de ambientes geológicos donde se ubican.

En cuanto a las mineralizaciones, se puede generalizar que el plomo y el zinc son siempre filonianos, presentándose como sulfuros (galena y blenda) y con plata asociada a la galena. El cobre se presenta en filones, en forma de calcopirita, o bien de malaquita y azurita cuando es secundario. El grafito se presenta como una diseminación en las migmatitas.

Respecto a la naturaleza de las metalizaciones se observa una correspondencia biunívoca entre ellas y las principales unidades geológicas: en el Complejo migmatítico son de plomo, hierro y grafito; en el Paleozoico de plomo y en los Granitos del Sur de cobre, fundamentalmente.

7.2.1.1. Mineralizaciones de grafito

En el centro de la Hoja y al sur del Cerro Aguilero, muy próximo a la falla que pone en contacto los granitos inhomogéneos de la Unidad Migmatítica con el Terciario, existen unas antiguas labores de grafito. Se trata de pozos y trincheras distribuidos de un modo irregular, donde se presenta el grafito diseminado y en forma de polvo y escamas.

7.2.1.2. Mineralizaciones de plomo

Al sureste del Cerro Aguilero se observan dos antiguas calicatas hoy tapadas, en cuyas escombrillas se han encontrado indicios de galena con barita y calcita.

Dos kilómetros al Oeste del indicio de grafito y cerca del Arroyo de las Minas (en la proximidad al contacto con el Terciario), existe un pocillo en cuyas escombreras se ha visto algún indicio de galena con hierro.

Al sur de estos indicios y muy próximo a la Banda Milonítica, en la confluencia del Arroyo de las Cuevas con el Arroyo del Cubillo, existe una trinchera sobre un filoncillo vertical de cuarzo con galena, de dirección N 60° E y potencia aproximada de 10 cm.

Por último, unos tres kilómetros al Norte de Gálvez y próximo al contacto granito-migmatitas-paleozoico, existe una antigua calicata de dirección N 70° E, en cuyas escombrerillas se observa cuarzo con óxidos de hierro y algunas “pintas” de galena.

7.2.1.3. Mineralizaciones de cobre

En la zona occidental de la Hoja, al Norte de Valdezarza y en las cercanías del Camino de Carboneras, la intrusión del granito sobre sedimentos paleozoicos ha originado rocas de tipo skarn. Armando en este tipo de roca existe una pequeña labor minera en cuyas escombreras se observa cuarzo con malaquita y azurita. Unas muestras seleccionadas han dado en los análisis 6% de Cu, 140 g/Tm de Ag y 0,5 g/Tm de Au.

Dos kilómetros al Sur de Totanés, en terrenos pelítico-cuarcitosos, próximos al contacto con el granito, existen unas escombrerillas con cuarzo, malaquita y azurita, restos de dos antiguos pocillos hoy tapados. Una muestra seleccionada de la escombrera dio el siguiente resultado: 4,39% de Cu y 6 g/Tm de Au. Debido a la buena ley en oro, se analizó otra muestra en la que, sin embargo, no se apreció el contenido en dicho metal.

Unos cuatro kilómetros al Norte de San Martín de Montalbán, próximos al contacto del granito con las migmatitas, existen tres pocillos en cuyas escombreras se observan cuarzo y grafito impregnados de malaquita y azurita.

7.2.1.4. Mineralizaciones de hierro

Al NO de San Martín de Montalbán, próximo al Arroyo de Valdezarza y en lo alto de un pequeño cerro, existe un pocillo sobre un filón N 40° E, vertical, de 40 cm de potencia, con cuarzo y hierro. Aunque la muestra seleccionada dio un bajo contenido en Fe (20,77%), se hace resaltar su importancia por contener 1,5 g/Tm de Au.

7.2.2. Rocas industriales

En primer lugar, destaca la poca tradición de cantería que existe actualmente en la región. Dentro de los granitoides, la mayoría de las labores observadas no pasan de ser simples catas, de las que se extraen, esporádicamente, algunas piezas para uso local, ya sea en construcción (revestimiento, sillares) o para cercas (pastos) y vallados en el entorno de las canteras.

En las proximidades de San Martín de Montalbán y al Oeste de Polán se han explotado pequeños niveles de arcillas, situadas en zonas alteradas del granito. Las pequeñas reservas, de poca importancia, se utilizaron para la industria cerámica.

Al Este de Gálvez y Totanés, en la Formación Pizarras del Pusa (Cámbrico inferior), hubo pequeñas explotaciones de mármoles en los niveles dolomíticos. Se utilizaron para la fabricación

de terrazos y, hoy día, carecen de importancia ya que la estratificación impide la extracción de grandes bloques.

También, al Sur de La Puebla de Montalbán (Norte de la Hoja), han existido pequeñas explotaciones de calizas que fueron antiguas caleras. No revisten el menor interés.

Sin embargo, el caolín se explota en la actualidad, concentrándose la producción en tres canteras situadas al Norte de san Martín de Montalbán: dos de ellas, denominadas "Blanca-nieves" y "Adela Refractaria", próximas al Río Torcón; y otra, constituida por las concesiones "Palmira 2^a", "Ampliación Palmira 2^a" y "El Acierto", al SO del cerro Aguilero. El caolín de estas canteras procede de la alteración de ortogneises metagraníticos leucocráticos (Unidad Migmatítica), próximos a los materiales fangconglomeráticos del Terciario. Las dos primeras explotaciones tienen una producción anual de $2,73 \times 10^3$ Tm y $1,32 \times 10^3$ Tm, respectivamente. La tercera (Cerro Aguilero), de mayor envergadura, donde incluso se han perforado 550 m de sondeos de investigación, produce unas 16.500 Tm/año con una ley del 18,8% de Al_2O_3 . Todo el caolín de la región se emplea, casi íntegramente, en la fabricación de cementos blancos.

Por último, destacar como materiales susceptibles de rendimiento económico los constitutivos de las "rañas", en el rincón Suroeste de la Hoja, compuestos por cantos heterométricos de cuarcita, más o menos redondeados, trabados por una matriz de limos y arenas de tonos rojizo-amarillentos, los cuales pueden ser utilizados como áridos de compactación en carreteras y caminos. Los accesos de la zona son buenos y las reservas medianas.

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 el 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 Gálvez (656) se han distinguido cuatro áreas y doce zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

AREA I

ZONA I₁: Tramos 1, 2 y 3

ZONA I₂: Tramos 4 al 15

AREA II

- ZONA II₁: Tramos 16 y 18
- ZONA II₂: Tramos 17 y 19
- ZONA II₃: Tramo 20
- ZONA II₄: Tramo 21

AREA III

- ZONA III₁: Tramos 22 y 23
- ZONA III₂: Tramo 24

AREA IV

- ZONA IV₁: Tramo 25
- ZONA IV₂: Tramos 27, 29, 31, 33 y 34
- ZONA IV₃: Tramos 26, 28 y 30
- ZONA IV₄: Tramos 32 y 35

7.3.1. Areas, 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. Area I

Se ha dividido en dos Zonas que incluyen a todas las rocas ígneas y filonianas, situadas geográficamente en la mitad occidental de la Hoja.

- ZONA I₁ (Tramos cartográficos 1, 2 y 3)

Están representadas por diques de cuarzo, aplitas y pórfitos graníticos intruidos entre distintas facies graníticas, con una potencia métrica.

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

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

- ZONA I₂ (Tramos cartográficos 4 al 15)

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

La morfología existente es llana, alomada suave y con formas redondeadas típicas de la erosión del granito.

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

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

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

7.3.1.2. Área II

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

- ZONA II₁ (Tramos cartográficos 16 y 18)

Corresponde a las pizarras, limolitas y esquistos pertenecientes a formaciones precámbricas y cámbricas existentes en la Hoja.

La morfología es suave con relieves que tienen pendientes de 0 a 10%. Son fácilmente erosionables por el tipo de material en sí, y por la fracturación. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

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

Son materiales ripables con buena capacidad de carga, y no presentarán problemas de asientos.

- ZONA II₂ (Tramos cartográficos 17 y 19)

Lo constituyen niveles carbonatados, mármoles y rocas calcosilicatadas que se encuentran interestratificadas entre pizarras y esquistos precámbricos y cámbricos.

Estos carbonatos 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.

- ZONA II₃ (Tramo cartográfico 20)

Está constituida por pizarras, cuarcitas y areniscas que se sitúan en los relieves del borde E.

La morfología es abrupta, con relieves que tienen pendientes entre el 20-30%. La disagregación se ve favorecida por el carácter tableado de los materiales y por la abundante fracturación. Todo ello indica una zona con características geomorfológicas desfavorables.

El comportamiento hidrogeológico es el de una formación impermeable o con acuíferos aislados de interés local, que están ligados a la fracturación.

La ripabilidad es media, en áreas donde los niveles cuarcíticos son decimétricos a centimétricos por lo que, a nivel puntual, será necesario utilizar martillo. Será ripable en tramos piza-

rrosos con algún nivel centimétrico cuarcítico y en tramos cuarcíticos será necesario realizar voladuras.

La capacidad de carga es buena y admitirá cargas elevadas sin que se presenten problemas de asientos. Pueden presentar problemas por caída de bloques cuarcíticos y/o deslizamientos a favor de planos de estratificación.

- ZONA II₄ (Tramo cartográfico 21)

Los materiales de este tramo son cuarcitas (Cuarcita Armoricana) y dan lugar a los relieves más altos de la Hoja en su borde E.

Presentan una morfología abrupta con pendientes del 30%, que unido a la elevada fracturación y extensas zonas coluvionales adosadas, constituye una zona con características geomorfológicas desfavorables.

Se consideran como rocas impermeables, por lo que se ve favorecida la escorrentía superficial. Llevan una permeabilidad asociada a la fracturación y es frecuente observar fuentes, algunas de ellas en régimen permanente, incluido las épocas de verano.

Las características mecánicas son favorables, ya que tienen capacidad de carga alta y no presentan problemas de asientos. Estas rocas no son ripables. Pueden presentar problemas de caídas de bloques.

7.3.1.3. Área III

Pertenecen a este área sedimentos terciarios no cementados e incluidos en dos zonas con características propias.

- ZONA III₁ (Tramos cartográficos 22 y 23)

Lo forman areniscas, conglomerados y limos rojos con escasa representación cartográfica.

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 malo, por lo que se producen áreas encharcadas.

La ripabilidad es buena, y la capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

- ZONA III₂ (Tramo cartográfico 24)

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

En conjunto estos materiales son permeables pero están ligados a la cantidad de matriz limo-

sa que contengan para que pierdan 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.

7.3.1.4. Área IV

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

- ZONA IV₁ (Tramo cartográfico 25)

Corresponden a conglomerados, arcillas y arenas que presentan una morfología plana con ligera inclinación hacia el N. En general, no plantean problemas geomorfológicos.

Es una formación impermeable o con algún acuífero aislado, condicionado por la potencia del tramo y la ausencia de arcilla en su matriz. En conjunto el drenaje es malo, por lo que se producen abundantes zonas encharcadas.

La ripabilidad es buena, con capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

- ZONA IV₂ (Tramos cartográficos 27, 29, 31, 33 y 34)

Son cantos cuarcíticos, arenas y limos correspondientes a glacis, coluviones y conos, existentes como recubrimiento de laderas, con mayor o menor inclinación, tanto de relieves paleozoicos como graníticos.

Dada la morfología de los mismos, presentarán problemas de deslizamientos 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 IV₃ (Tramos cartográficos 26, 28 y 30)

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.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

Como característica mecánica mencionar que son materiales ripables con capacidad de carga

media. Los riesgos más comunes en estos materiales, son los asientos diferenciales en las cimentaciones y la presencia del nivel freático alto al realizar excavaciones y zanjas.

- ZONA IV₄ (Tramos cartográficos 32 y 35)

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

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

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

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

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

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

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 de la humanidad. En este sentido, el Instituto Tecnológico GeoMinero de España (I.T.G.E.) comenzó en 1978 la labor de realizar una serie de estudios, encaminados a obtener un inventario de aquellos puntos que, por su singularidad geológica, deben ser conocidos y protegidos con fines científicos, educativos y/o turísticos.

8.1. RELACIÓN DE PUNTOS DE INVENTARIADOS

En la Hoja de Gálvez (656) se han inventariado un total de cuatro puntos en los que se resaltan los aspectos más característicos de los materiales aflorantes. Dos de ellos presentan una influencia local, mientras que los otros, los dedicados a la Falla Normal de Toledo ("Banda Milonítica"), tienen una influencia de interés nacional. En general ninguno de ellos presenta problemas especiales de protección.

Los puntos inventariados son los siguientes:

- "Banda Milonítica" al N de Gálvez

- "Banda Milonítica" al N de San Martín de Montalbán
- Canteras de caolín al S de Cerro Aguilero
- Procesos de silicificación en la Unidad Detritica del Río Torcón (Dehesa de Tacones).

8.2. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS P.I.G.

. "Banda Milonítica" al N de Gálvez

En este punto, y a lo largo del Arroyo de las Fuentes, se puede realizar un corte (150 m) desde los granitos (monzogranitos) biotíticos porfídicos ± cordieríticos (tipo Gálvez) hasta los materiales del Dominio Migmatítico, a través de la "Banda Milonítica", para observar las variaciones de la formación cataclástico-milonítica asociada a la Falla Normal de Toledo. Se proponen tres paradas: una en el monzogranito porfídico, otra sobre las rocas más deformadas (ultramylonitas) y la última en los granitoides gneisificados tipo Argés-Guadamar.

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

- . Tectónico: Alto
- . Petrológico: Alto
- . Científico: Alto
- . Didáctico: Alto
- . Minero: Alto
- . Económico: Alto
- . Por su influencia: Nacional

. "Banda Milonítica" al N de San Martín de Montalbán

En este punto, a favor del terraplén de la carretera comarcal 403 (km 31,600), puede realizarse una buena observación de la Falla Normal de Toledo y de las rocas miloníticas asociadas.

Desde el punto de vista de su interés la clasificación es:

- . Tectónico: Alto
- . Petrológico: Alto
- . Científico: Alto
- . Didáctico: Alto
- . Minero: Alto
- . Económico: Alto
- . Por su influencia: Nacional

. Canteras de caolín

Este punto tiene por objeto mostrar las mineralizaciones de arenas caoliníferas de la Unidad Detritica (Cretácico superior - Paleógeno) en discordancia erosiva sobre materiales del Dominio Migmatítico totalmente caolinizado.

Por su interés se clasifica como sigue:

- . Estratigráfico: Medio
- . Minero: Medio
- . Científico: Medio
- . Didáctico: Bajo
- . Económico: Medio
- . Por su influencia: Local

. Silicificación de la Unidad Detritica (Río Torcón, Dehesa de Tacones)

Proceso de silicificación afectando a los materiales detríticos, equivalentes a los del punto anterior, y a los materiales del substrato del Dominio Migmatítico. La silicificación parece ser de tipo hidrotermal y afecta principalmente a los niveles detríticos, especialmente a la fracción arcillosa de composición atapulgítica.

El interés del punto es:

- . Petrológico: Bajo
- . Geomorfológico: Bajo
- . Científico: Bajo
- . Didáctico: Bajo
- . Por su influencia: Local

8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

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

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

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZALEZ, A. (1976).- "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española". *Inst. Lucas Mallada, Cons. Super. Invest. Cient., trab. sobre Neógeno-Cuaternario*, 5: 7.29
- ALFÉREZ DELGADO, F. (1977).- "Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al Oeste de Toledo". *Est. Geol.*, 33, pp. 223-250
- ALFÉREZ DELGADO, F. (1978).- "Presencia de Equus stenonis cocchi en el Pleistoceno inferior en la Cuenca del Tajo" *Est. Geol.*, 34, pp. 553-558
- ALIA MEDINA, M. (1944).- "Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 42: 613-614.
- ALIA MEDINA, M. (1945). "Notas Morfológicas de la región toledana". *Las Ciencias*. 10, 1. 95-114.
- ALIA MEDINA, M. (1947). "Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha". *Estudios Geográficos*. 27, 313-340.
- ALIA MEDINA, M. (1954).- "Formación neísica y granítica del Sur de Toledo". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 34: 61-75.
- ALIA MEDINA, M. (1960).- "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 58: 125-162.
- ALLEGRET, A. (1983).- In: ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (Eds.).- "Noveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Ibérique. 11ème Réunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986. *Soc. Geol. Fr., Ed. París*.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MOTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, J. (1988).- "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbricos-cámbicos de la mitad suroriental de la zona centro-ibérica". *Comunicaciones II Congr. Geol. España Granada*, Vol. 1, pgs. 19-22.
- ANDONAEGUI, P. (1990).- "Geoquímica y geocronología de los granitoides del Sur de Toledo". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- ANDONAEGUI, P. y BARRERA, J.L. (1984).- "Petrología de dos series graníticas peralumínicas del Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya (Toledo)". *Boletín del IGME*. 95, 59-77.
- ANDONAEGUI, P. E IBARROLA, E. (1987). "Geocronología de los granitoides de Mora-Galvez (Toledo)". *Memorias II Congreso de Geoquímica de España*. 109-112.
- ANDONAEGUI, P. y VILLASECA, C. (1988). "Los granitoides del área Argés-Guadamur (Toledo)". 2º

Congreso Esp. Comun. 2: 7-10.

APARICIO YAGÜE, A. (1970). "Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo". *Est. Geols.*, vol. XXVI: 281-283.

APARICIO YAGÜE, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo". *Estudios Geológicos*. 27, 369-414.

APARICIO YAGÜE, A. y GIL CID, M^a D. (1972).- "Hallazgo de trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo". *Estud. Geol.*, 28: 105-109.

APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA, L.; SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central español". *Estudios Geológicos*. 39, 271-306.

ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; OLMO SANZ, A. del; PEDRAZA, J.; VILLASECA, C.; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; HUERTAS, M.J.; IBARROLA, E.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MERLO, A.; RUIZ GARCÍA, M.T. y VICENTE, G. de (1991 a).- "Segovia". *Inst. Tecnolog. Geomin. Esp., Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000 (2^a Ser.)*, 483: 135 págs.

ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; OLMO SANZ, A. del; PINEDA, A.; VILLASECA, C.; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J.D.; ESCUDER, J.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; IBARROLA, E.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MERLO, A.; RUIZ GARCÍA, M.T.; SANZ, M.A. y VICENTE, G. de (1991 b).- "Turégano". *Inst. Tecnolog. Geomin. Esp., Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000 (2^a Ser.)*, 457:

AZOR, A.; CASQUET, C.; MARTÍN PARRA, L.M.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del; PEINADO, M.; PINEDA, A.; VILLAR ALONSO, P.; VILLASECA, C.; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J. de D.; ESCUDER, J.; FERNÁNDEZ, P.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; IBARROLA, E.; MERLO, A.; SANZ, M.A. y VICENTE, G. de (1991).- "Hoja y Memoria nº 458 (PRADENA) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2^a Ser.)" *ITGE*.

BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (en prensa): "Middle Ordovician (Llanvirn-Llandeilo) bivalve molluscs from Spain. Palaenontology".

BARAHONA, S. (1969).- "Estudio petrográfico del Macizo metamórfico de Toledo". *Tesis de Licenciatura. Dpto. Petrología. Univ. Complutense, Madrid* (inédito).

BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1988).- "Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo". *Geogaceta*, 5: 66-68.

BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1989).- "Caracterización geoquímica de las rocas gabroideas del área de Toledo (Región central del Hercínico Ibérico)". *III Congr. Geoquím. Esp.*, 1: 97-107.

BARBERO, L.; VILLASECA, C. y ANDONAEGUI, P. (1990).- "On the origin of the gabro-tonalite-monzo-granite association from Toledo area (Hercynian Iberian belt)". *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70: 207-219.

BASTIDA, F. (1981).- "La esquistosidad primaria, una síntesis sobre sus características y desarrollo". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11: 35-34.

BELLIDO, F.; CASQUET, C.; ESCUDER, J.; KLEIN, E.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del; PEINADO, M.; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J. de D.; FERNÁNDEZ, P.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; IBARROLA, E.; MERLO, A.; RUIZ GARCÍA, M.T.; SANZ, M.A. y VICENTE, G. de (1991).- "Hoja y Memoria nº 484 (BUITRAGO) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2^a Serie)". *ITGE*.

BELLIDO, F.; CASQUET, C.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J. de D.; FERNÁNDEZ, P.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; IBARROLA, E.; MERLO, A.; PEDRAZA, J.; RUIZ GARCIA, M.T. y VICENTE, G. de (en prensa).- "Hoja y Memoria nº 509 (TORRELAGUNA) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2^a Serie)". *ITGE*.

BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986).- "Uranium-lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain". *Abstracts of the Int. Conf. on Iberian Terranes and their Reg. correlation*, Oviedo: pág. 39.

BONJOUR, J.L.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F. y CORNICHEZ, J. (1988).- "U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in western Brittany (France): a new constraint for the Lower Paleozoic time-scale". *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 72, pp. 329-336.

BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)". *Memorias del IGME*. 73, 1-273.

BRASIER, M.D., PEREJÓN, A., DE SAN JOSÉ, M.A. (1979).- "Discovery of an importante fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain". *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 379-383.

BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). "Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia". *Can. soc. Pet. Geol., Mem. II*:241-255.

CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971). "Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de la prov. de Cáceres". *Boletín del IGME*. 82, 147-151.

CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). "Los materiales preordo-vícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental)". *Estud. Geol.*, 27.

CARBO, A.; BERGAMIN, J.F.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; SANTA TERESA, I.; DE VICENTE, G. y ZORITA, M.C. (1987). "Estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la zona Centro-Ibérica". *Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda.

CASIANO DE PRADO, M. (1855). "La géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo". *Bul Soc. Geol. France*. 212, 3-24.

- CASIANO DE PRADO, M. (1856). "Memoire sur la Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bul. Soc. Geol. France* (2). 12, 182-204.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional tectonic and granite emplacement in the Spanish Central System". *European Geotraverse (EGT) Project. Commission of the European Communities*. pp. 62-76. Strasbourg.
- CHAUVEL, J. (1980): "Données nouvelles sur quelques Cys-toides Diploporeites (Echinodermes) du Paléozoïque armoricain". *Bull. Soc. Géol. et Min. Bretagne* (c), 12, pp. 1-28.
- CHAUVEL, J. y MELÉNDEZ, B. (1978): "Les Echinodermes (Cystoides, Astérozoaires, Homalozoaires) de l'Ordovicien moyen".
- DABRIO, C.J. (1988). "Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de la Hoja 685 (Los Yébenes)". MAGNA. *Informe Interno ITGE*.
- DABRIO, C.J. (1990). "Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de las Hojas 734 (Villarta de Los Montes) y 735 (Fontanarejo)". MAGNA. *Informe Interno ITGE*.
- DEBON, F. y LEFORT, P. (1983).- "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. R. Soc. Edinburgh (Earth Sci.)*, 73: 135-149.
- DÍAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1989). "Macizo Hespérico Meridional". En V. Bielza (co-ord.) *Territorio y Sociedad en España, I: Geografía Física*. Ed. Taurus. pag. 70-80.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1982). "El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca". *Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca*.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1983). "Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del Sur de la provincia de Salamanca". *Studia Geologica Salmanticensia, XVIII*, págs. 65-80. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1986). "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Acta Salmanticensia*, 52, 162 págs. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M^a A. y FOURNIER VINAS, Ch. (1981). "Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca". *Acta Geol. Hisp.* t. 16-3, 131-134.
- DÍEZ BALDA, M^a A; GARCÍA CASQUERO, J.L.; MONTESERIN LÓPEZ, C.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALFONSO, M.V. y ROBLES CASAS, R. (1990). "Nuevos datos acerca de la estratigrafía y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Revista de la Sociedad Geológica de España*. Vol. 3 (1-2) pp. 117-126.
- 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. IX Reuniao sobre a Geología do

- Oeste Peninsular (Porto 1985)". *Actas e cominicações. Univ. Porto. Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol., Mem.*, 1.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1913).- "Datos de una excursión geológica por la provincia de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13: 147-150.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1914).- "Neis granatífero de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 388-390.
- GIL CID, D. (1970) .- "Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites)". *Est. Geol. Vol.* 26, pp. 285-295.
- GIL CID, D. (1972 a).- "Nota sobre algunos Calymenáceos (trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Est. Geol. vol.* 27, pp. 285-295.
- GIL CID, D. (1972 b).- "Sobre algunos Asaphidae (trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Est. Geol. vol.* 28, pp. 89-101.
- GIL CID, D. (1988).- "Redlichiaidae del Cámbrico Inferior de los Navalrallones (Toledo)". *Bol. Geol. Min. T.XCIX-IV*. pp. 584-591.
- GIL CID, M.D., GUTIÉRREZ ELORZA, M., ROMARIZ, C., VEGAS, R. (1976).- "El Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Guadarranque. Gualija (Prov. de Cáceres, España)". *Comunicaciones Servicio Geológico de Portugal*. 60, pp. 17-31.
- GIL CID, M.D., PEREJÓN, A., SAN JOSÉ, M.D. de (1976).- "Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo)". *Tecniterrae, vol.* 13, pp. 1-19.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914a).- "Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. t. XIV*, pp. 383-385.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914b).- "Excursión geológica a Navas de Estena (Montes de Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. t. XIV*, pp. 385-388.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916).- "Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo". *Trab. del Mus. Nac. de Ciencias. Nat. (Ser. Geol.)*, n° 15, pp. 5-74.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1923).- "Guía geológica de los alrededores de Toledo". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 31: 5-50.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1966).- "El gabro de la Bastida". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 64: 129-134.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1984): "Una interesante señal de actividad biológica en el Ordovícico de los Montes de Toledo". *COL-PA*, 39, pp. 17-25.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1986): "Graptolitos del Ordovícico español". *Tesis doctoral, Univ. Com-*

plutense de Madrid 701 pp. (inéd.).

GUTIÉRREZ MARCO, J.C. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983): "Estudio de los monoplacóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central)". *Estud. geol.*, 39, pp. 379-385.

GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RABANO, I.; PRIETO NOGUEIRA, M. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1984): "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibér.*, 9, pp.287-319. (1984a).

GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. y SMITH, A.B. (2984): "Los equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". *Estud. geol.*, 40, pp. 421-453.

HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1976).- "Microstructural evolution of quartz-feldspatic rocks as a result of increasing strain in Toledo Milonite (Spain)". *Tesis, Imperial College, Univ. London.* (Inédita).

HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1981).- "Evolución microestructural de rocas cuarzo-feldespáticas como resultado del aumento de la deformación en la milonita de Toledo". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 547-566.

HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1991).- "Extensional tectonics of The Toledo Ductile-Brittle Shear Zone, Central Iberian Massif (Spain)". In: PÉREZ ESTAUN, A. y COWARD, M.P. (Eds.).- *Deformation and plate tectonics. Tectonophysics*, 191 (3-4): 311-324.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912). "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (Ser. Geol.)*. 13, 1-46.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Datos geológicos de la Meseta Toledana Cacereña y de la fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.* 15, 183-202.

HERRERO MATÍAS, M. (1988). "Mapa geomorfológico E.1:50.000 (Toledo-Sonseca)". *Memoria. Univ. Complutense/Inst. Geográfico Nacional.* 3-39.

HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A. de y VILAS, L.(1977). "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel". *Estud. Geol.* 33 (4): 327-342.

HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1978).- "Contrasts between I and S-type Granitoids of the Kosciusko Batholith". *J. Geol. Soc. Australia*, 25: 134-219.

HUNTER, R. E., y CLIFTON, H. E. (1981). "Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon". *J. Sediment. Petrol.* 52 (1): 127-143.

HUNTER, R.E., CLIFTON, H.E. y PHILLIPS, R.L. (1979). "Depositional processes, sedimentary structures and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast". *J. Sediment. Petrol.* 49 (3): 711- 726.

- IGME (1950). "Hoja geológica y memoria a E. 1/50.000, nº 655 (Los Navalmorales)".
- IGME (1951 a). "Mapa geológico de España a E. 1/50.000, hoja nº 656 (Gálvez)".
- IGME (1951, b). "Mapa geológico de España a E. 1/50.000 hoja nº 658 (Mora)".
- IGME (1952). "Mapa geológico de España a E. 1/50.000, hoja nº 686 (Turleque)".
- IGME (1972). "Mapa geológico de España a E. 1/200.000, hoja nº 53 (Toledo)".
- IGME (1971). "Hoja geológica y memoria a E. 1/200.000, nº 52 (Talavera de la Reina)".
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983). "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". *Libro Jubilar José M^a Ríos*. 1, 192-246.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1972). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1/1.000.000". *Inst. Geol. Min. Esp.*
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M.; MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). "La estructura de la extensión S.E. de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado". *Libro Jubilar José M^a Ríos*. 1, 477-490.
- LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1985).- "Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons". *Earth Planet. Sci. lett.*, 74: 325-337.
- LEVEQUE (1984).- In: ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (Eds.).- "Noveau temoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Peninsule Iberique. 11eme Reunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986". *Soc. Geol. Fr., Ed. París*.
- LEVEQUE y LANCELOT, J.R. (1985).- In: ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (Eds.).- "Noveau temoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Peninsule Iberique. 11eme Reunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986". *Soc. Geol. Fr., Ed. París*.
- LOTZE, F. (1956). "Über Sardiche Begründungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyrischen. Faltung Geotek Sympos. Zu Ehren von Stille". *Stuttgart* 128-139.
- LOTZE, F. (1960). "El precámbrico en España". *Vol. y Com. del IGME vol. 60*, pp 227-239.
- LOTZE, F. (1961). "Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España". *Notas y Comunicaciones del IGME*. 61, 137-161.
- LUIJAN, F. de (1850).- "Estudios y observaciones geológicas relativos a los terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz, y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real, y cortes geológicos de estos terrenos". *Mem. R. Acad. Cienc.*, 1(2): 1-71.
- LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).- "Sur l'existence d'une tectonique archéenne au

centre de l'Espagne". *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 8: 245-246.

LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1963). - "Sur la présence d'une discordance precambrien du Sud de Tolède (Espagne)". *C.R. Somm. Séances Soc. Géol. France*, 7: 250-252.

LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1965). "Sur les caractères morphotectoniques de la discordance precambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". *C.R. Somm. Soc. Géol. France*. 7: 220-221

MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991).- "Continous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of Central Spain". In: PÉREZ ESTAUN, A. y COWARD, M.P. (Eds.).- *Deformation and Plate Tectonics. Tectonophysics*, 191(3-4): 291-309.

MALLADA, L. y DUPUY DE LOME (1912).- "Reseña geológica de la provincia de Toledo". *Bol. Inst. de Geol. Esp.*, 33.

MARCET RIBA (1928).- "Estudio petrográfico de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo". *Mem. R. Acad. Cienc. Artes Barcelona*, 20(16).

MARRE, J. (1982). "Méthodes d'analyse structurales des granitoides". *B.R.G.M. Orleans cadex. France*.

MARTÍN ESCORZA, C. (1971). "Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)". *Boletín Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. 69, 261-265.

MARTÍN ESCORZA, C. (1974). "Estudio geotectónico del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo Surorientales (Urda-Fuente del Fresno)". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.

MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Las "capas de transición", Cámbrico inferior y otras series pre-ordovícicas (Cámbrico Sup.?) en los Montes de Toledo S. Orientales". *Estud. Geol.* 33, 591-613.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977). "Nuevos datos sobre el Ordovícico inf. El límite cámbrico-ordovícico y fases sárdicas en los Montes de Toledo". *Cons. Geotec. Estud. Geol.* 33, 57-58.

MARTÍN ESCORZA, C. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1978).- "Análisis mesoestructural en la unidad migmatítica de Toledo". *Estud. Geol.*, 34: 33-43.

MARTÍN SERRANO, A. (1986). "Mapa geológico de España a E. 1:5º.000. Hoja nº 710 (Retuerta del Bullaque)". *I.T.G.E.*

MARTÍN HERRERO, D.; UGIDOS MEANA, J. M^a; NOZAL MARTÍNEZ, F. y PARDO ALONSO, M.V. (1988). "Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 527 (12-21). Sequeros". *I.T.G.E.*

MELÉNDEZ, B. (1958): "Nuevo Cistideo del Ordoviciense de los Montes de Toledo". *Not. Com.*

Inst. Geol. Min. España, 50, pp. 323-329.

MOLINA, E. (1975) "Estudio del territorio superior y del cuaternario del campo de Calatrava (C. Real)" *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 3, 106 páginas.

MOLINA, E. y ALEXANDRE, T. (1978). "Estudio de las acumulaciones de carbonatos y procesos de alteración desarrollados bajo la superficie pliocena del Tajo". *Granada, Proceedings of the 5th Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology*. 501-521.

MOLINA, E. (1980). "Alteración relictica y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvdia Geol. Salmanticensia*. 16, 15-25.

MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLTERO, E.; CANTANO, M. y JORDA, J. (1985).- "Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño". *Studia Geologica Salmanticensia*, XXIII 193-218.

MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLTERO, E.; CANTANO, M. (1986) "Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif". *International Geomorphology*, 1986. John Wiley and Son. 2, 957-978.

MONTESERIN, V. (1981). "Mapa geológico de España E. 1/50.000. Hoja 682 (Sevilleja de la Jara)". MAGNA. *Mapa Geológico Nacional de España. IGME*.

MONTESERIN, V. (1984). "Cartografía geológica y Memoria de las hojas MAGNA nos 15-27. (Sevilleja de la Jara); 14-26 (Valdeverdeja); 13-26 (Jarraicejo)". *Mapa Geológico Nacional. IGME*.

MORENO, F. (1977). "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.

MORENO, F. (1977) "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticl. de Valdelacasa y el Valle de Alcudia". *Stvdia Geol.* 12, 123- -136.

MORENO, F. (1981): "Memoria explicativa de la Hoja nº 711 (Las Guadalerzas) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2ª Serie)". *Inst. Geol. Min. España*, 31 pp.

MORENO, F. y GÓMEZ, V. (1985). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja nº 683 (Espinoso del Rey)". I.T.G.E.

MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976). "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticl. de Valdelacasa (M. Toledo)". *Brevioria Geol. Astúrica*. 1, 8-16.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976). "Los Montes de Toledo". *Dpto. Geografía de la Universidad de Oviedo. Instituto J.S. Elcano (CSIC)*

NELSON, C.H. (1981). "Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering

- shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems". *J. Sediment. Petrol.* 52 (2): 537-545.
- NICOD, J. y VAUDOUR, J. (1985).- "Geomorphologie du fossé du Tage moyen". *Ann Geogr. XCIV*, 524, 452-456.
- NOZAL, F. (1981) "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja nº 708 (Minas de Santa Quiteria)". *Mapa Geológico Nacional MAGNA. IGME*.
- NOZAL, F. (1984). "Cartografía geológica y Memoria de las hojas E. 1:50.000 (15-28), Sta Quiteria; (14-27), Castañar de Ibor; (18-27), Aldeacentenera". *Mapa Geológico Nacional MAGNA. IGME*.
- NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (1988). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja nº (16-28) Anchuras". *MAGNA. ITGE*.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972).- "Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)". *Geol. Rundschau*, 61: 44-69.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982): "The Lower Ordovician transgression in South-West Europe. Palaeont". *Contr. Univ. Oslo*, 280, p. 41.
- PEDRAZA, J. (1989, a). "La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica" *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, vol. 13, 31-42.
- PEDRAZA, J. (1989, b). "Sistema Central". En V. Bielza (coord.): *Territorio y Sociedad, I: Geografía física*. Ed. Taurus, pag. 52-69.
- PEÑA, A. de la (1876).- "Reseña geológica de la provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 3: 329-331.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F.; VEGAS, R. (1976). "Datación de las calizas del Cámbrico inf. de Los Navalucillos (Montes de Toledo). Fauna de arqueociatos". *Breviaria Geol. Asturica*. 20, 33-46.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo". *Edit. de la Universidad Complutense* 179/82. 1-787.
- PORTERO, J.M. y DABRIO, C.J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava". *Memorias II Congreso Español de Geología*.
- RÁBANO, I. (1985): "Precisiones sobre los trilobites del Arroyo Acebrón (Ventas con Peña aguilara, Toledo)". *COL-PA*, 40, pp. 9-17.
- RÁBANO, I. (1989a): "El género Uralichas DELGADO, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min.*, 100 (1), pp. 21-47.

- RÁBANO, I. (1989b): "Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I. Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". *Bol. Geol. Min.*, 100 (4), pp. 307-308.
- RÁBANO, I. (1989c): "Idem. Parte III. Agnostina y Asaphina". *Bol. Geol. Min.*, 100 (4), pp. 541-609.
- RÁBANO, I. (1989d): "Idem. Parte III. Calymenina y Cheirurina". *Bol. Geol. Min.*, 100 (5), pp. 767-841.
- RÁBANO, I. (1989e): "Idem. Parte IV. Phacopina, Scutellina, Odontopleurida y Lichida". *Bol. Geol. Min.*, 100 (6), pp. 971-1032.
- RAMSAY J.F. (1967). "Folding and fracturing of rocks". *Mc Graw-Hill Book Company*.
- ROBLEDO RANEA, J.L. (1973). "Metamorfismo de contacto en las Sierras de San Pablo y Navahermosa (Toledo)". *Tesis de licenciatura: Univ. Complutense de Madrid*. (Inédito).
- ROCHE, H. de la; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980). "A classification of volcanic rocks using R1-R2 diagrams and majors elements analyses its relationships with current nomenclature". *Chemical Geology* 29, 183-210.
- ROIZ, J.M. (1979). "La estructura y la sedimentación hercíniana en especial el Precámbrico superior en la región de Ciudad Real-Puertollano". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926a).- "Sobre la geología de los alrededores de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26: 217-219.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926b).- "Tectónica del Terciario Continental Ibérico". *16 Congr. Geol. Int. Esp.*: 593-623.
- SAN JOSÉ LANCHA, M.A. DE (1969). "Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de S. Pablo de los Montes de Toledo". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 1, 335-345.
- SAN JOSÉ, M.A.; PELÁEZ, J.R.; VILAS, L.; HERRANZ, P. (1974). "Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de Toledo". *Boletín del IGME*. 85, 21-31.
- SANTA TERESA, I. (1982). "Estudio en profundidad del granito de Orgaz (Toledo), en base a datos gravimétricos". *Tesis de licenciatura: Univ. Complutense de Madrid*. (Inédito).
- SANTA TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; (1983). "Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos". *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 18, 237-250.
- SARG, J.F. (1988). "Carbonate sequence stratigraphy". *S.E.P.M. Spec. Pub.* 42: 155-181.
- SDZUY, K. (1971). "Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica". *I*

- congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica (II) 1: 753-766.
- STRECKEISEN, A.L. y LE MAITRE, R.W. (1979). - "A chemical approximation to the modal Q-A-P classification of the igneous rocks". *N. Jarb. Mineral. Ab.*, 136: 169-206.
- TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minieries en Sierra Morena oriental (Espagne)". *These. Univ. Paris Sud. (Centre d'Orsay)*.
- VAN WAGONER, J.V., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. y HANDERBOL, J. (1988). "An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions". *S.E.P.M. Spec. Pub.* 42: 39-45.
- VADOUR, J. (1979). "La región de Madrid. Alterations, soils et paleosoils". *Ed. Ophrys*. 5-390.
- VÁZQUEZ, F.; DE MIGUEL, J.M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1988). "Mapa Geológico de España E. 1/50.000. Hoja nº 685 (18-27). Los Yébenes". *I.T.G.E.*
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M. (1979). "La continuación hacia el E. de las estructuras hercínicas de las regiones de Las Villuercas, Guadalupe y Almadén (c. Luso-or-alcu)". *Tecniterrae*. 8, 1-5.
- VIDAL BOX, C. (1944). "La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes-islas". *Las Ciencias*. 1, 82-111.
- VILANOVA, J. (1875). - "Correría geológica por la provincia de Toledo". *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 4: 89-93.
- VILLASECA, C. (1983). - "Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra del Guadarrama". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid*: 1-331.
- ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R.; MORENO, F. (1976). "El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sucesión cámbrica de los Montes de Toledo Occ". *Breviaria Geol. Asturica*. 20, 4-56.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN 978-84-7840-819-1

A standard linear barcode representing the ISBN number.

9 788478 408191