



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



NAVAHERMOSA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

NAVAHERMOSA

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: 978-84-7840-822-1
Depósito legal: M-51897-2009

Fotocomposición: Rugoma, S. L.
Impresión: Oficina gráfica Barrero & Azedo

Las presentes Hoja y Memoria (Navahermosa-684) 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:

Cartografía, síntesis y memoria

- Martín Herrero, D. (INTECSA). Paleozoico.
- Iglesias Peláez, A. (E.N. ADARO). Rocas graníticas.
- Gracia Prieto, J. (E.N. ADARO). Cuaternario y Geomorfología.

Sedimentología

- Dabrio González, C. (Dpto. de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid).

Paleontología

- Rábano, I. y Gutiérrez Marco, J.C. (Dpto. de Paleontología de la U. Complutense de Madrid).

Petrografía

- Sánchez Carretero, R. (INGEMISA).

Geología Estructural

- Martín Herrero, D. (INTECSA).
- Iglesias Peláez, A. (E.N. ADARO).

Rocas Industriales

- Iglesias Peláez, A. (E.N. ADARO).

Hidrogeología

- Contreras López, E. (INGEMISA)

Geotecnia

- Martín Herrero, D. (INTECSA).

Análisis Químicos

- Bea, F. (Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca).

Laboratorio

- E.N. ADARO

Asesoría en Rocas Graníticas

- Villaseca, C.; Andonaegui, P. y Barbero, L. (Dpto. de Petrología de la U. Complutense de Madrid).

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	11
2.1. CÁMBRICO INFERIOR	11
2.1.1. Calizas (Calizas de Los Navalucillos) (9)	11
2.2. ORDOVÍCICO INFERIOR-MEDIO	16
2.2.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Serie Púrpura) (10)	17
2.2.2. Ortocuarcitas (Facies Armoricana). (11).....	20
2.2.3. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Alternancia Pochico) (12).....	25
2.2.4. Pizarras negras con Neseuretus (13).....	29
2.3. CONCLUSIONES Y PALEOGEOGRAFÍA	30
2.4. PLIOCENO - CUATERNARIO	35
2.4.1. Plioceno	35
2.4.1.1. Bolos cuarcíticos y arenas. Rañas (14)	35
2.4.2. Pleistoceno	35
2.4.2.1. Cantos cuarcíticos y arenas. Glacis (15 y 17).....	35
2.4.2.2. Gravas y arenas. Terrazas (16 y 18).....	35
2.4.3. Holoceno	36
2.4.3.1. Limos y arenas con cantos. Aluviales (19)	36
2.4.3.2. Cantos cuarcíticos, arenas y limos. Derrubios de ladera (20) ...	36
3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA	36
3.1. TECTÓNICA.....	36
3.1.1. Introducción.....	36
3.1.2. Deformación prehercínica.....	37
3.1.3. Deformación Hercínica	37
3.1.3.1. Primera Fase (F_1).....	37
3.1.3.2. Segunda Fase (F_2)	39
3.1.3.3. Otras deformaciones	42
3.1.4. Características estructurales de los granitoides.....	45
3.2. NEOTECTÓNICA	46
4. GEOMORFOLOGÍA	46
4.1. FISIOGRAFÍA	46

	<u>Pag.</u>
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	47
4.2.1. Morfoestructura	47
4.2.1.1. Penillanura fundamental de La Meseta	47
4.2.1.2. Relieves graníticos	47
4.2.1.3. Sierras paleozoicas	47
4.2.1.4. Acumulaciones de piedemonte	47
4.2.2. Estudio del modelado	48
4.2.2.1. Formas de aplanamiento	48
4.2.2.2. Formas graníticas	49
4.2.2.3. Formas de piedemonte	49
4.2.2.4. Formas fluviales	52
4.2.2.5. Formas de laderas	52
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	53
4.3.1. Alteritas	53
4.3.2. Depósitos de piedemonte	54
4.3.3. Depósitos fluviales	54
4.3.4. Coluviones	54
4.4. HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	54
4.5. PROCESOS ACTUALES	55
5. PETROLOGÍA.....	57
5.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	57
5.1.1. Granitoides tardicinemáticos	57
5.1.1.1. Granitos y/o monzogranitos, biotíticos, porfídicos, de grano grueso ± cordierita (Tipo Gálvez). (4)	58
5.1.1.2. Granitos y/o monzogranitos, biotíticos, de grano medio-grueso, con megacristales de feldespato potásico ± cordierita. (Tipo Mora-Menasalbas). (5)	61
5.1.1.3. Granito y/o monzogranito biotítico con ± moscovita, de grano medio-fino, con escasos megacristales de feldespato potásico ± cordierita (Tipo San Pablo) (6)	64
5.1.1.4. Granitos y/o monzogranitos, biotítico-moscovíticos, de grano medio-fino ± cordierita (Tipo Navahermosa) (7)	65
5.1.1.5. Leucogranitos moscovíticos ± biotita ± cordierita ± granate ± andalucita ± turmalina (Tipo Cerro Torcón). (8)	66
5.2. ROCAS FILONIANAS	68
5.2.1. Cuarzo. (1)	68
5.2.2. Aplitas y/o pegmoaplitas. (2)	68
5.2.3. Pórfidos graníticos + cordierita + granate. (3)	69
5.3. ROCAS METAMÓRFICAS	70
5.4. GEOQUÍMICA.....	73

	<u>Pag.</u>
6. HISTORIA GEOLÓGICA	84
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	87
7.1. HIDROGEOLOGÍA	87
7.1.1. Climatología.....	87
7.1.2. Hidrología Superficial	87
7.1.3. Características hidrogeológicas.....	89
7.2. RECURSOS NATURALES	91
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	91
7.2.2. Rocas Industriales	94
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	94
7.3.1. Areas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares.....	95
7.3.2.1. Area I.....	95
7.3.2.2. Area II	96
7.3.2.3. Area III	97
8. PATRIMONIO NATURAL DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	99
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	99
8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS P.I.G.	99
8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN.....	101
9. BIBLIOGRAFÍA.....	103

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Navahermosa se encuentra situada al SO de Toledo dentro de los denominados Montes de Toledo, estando a su vez, en la zona de borde del valle del Tajo. Administrativamente pertenece, la mayor parte, a la provincia de Toledo y sólo la vertiente Sur de la Sierra, corresponde a la de Ciudad Real.

Los núcleos de población más importantes son las localidades de Navahermosa, San Pablo de los Montes, Las Ventas con Peña Aguilera y Menasalbas, todas ellas situadas en el replano existente en toda la mitad N de la Hoja.

La orografía corresponde, en general a un replano con inclinación hacia el N, con cotas comprendidas entre 900 m. a 700 m. Los mayores resalte se encuentran en toda la banda sur ocupada por parte de los denominados Montes de Toledo, presentes por las Sierras de Navahermosa, Calanchares, Vicente y Sierra del Castañar, en donde se encuentran cotas superiores a los 1.200 m. (por ejemplo, Somborra, 1.390 m.; Corral de Cantos, 1.419 m.; Vicente, 1.420 m.; Majadilla, 1.325 m.; Peñafiel, 1.420 m. y Saltadero, 1.274 m.).

Las características climáticas se encuadran en un tipo mediterráneo continental con ligeras influencias atlánticas, pero que en conjunto, presenta una temperatura anual media en torno a los 12-15° y precipitaciones de 400-600 mm., con temperaturas más acusadas entre Junio y Septiembre, que coinciden con los períodos más secos y calurosos del año.

La red de drenaje es abundante, siendo el Río Torcón el único con cierta entidad, ya que el resto corresponde a arroyos que vierten sus aguas con dirección NE-SO hacia el río Tajo, a cuya Cuenca pertenecen. Las laderas S de las Sierras presentan numerosos arroyos que vierten sus aguas hacia el S dentro ya de la Cuenca del Guadiana.

Esta Hoja se encuadra geológicamente dentro de la Zona Centro Ibérica de JULIVERT et al. (1974) (Figura 1.1) y equivale a la Zona Lusitano Oriental-Alcudia 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 observados a nivel local. Después de producirse la segunda fase hercínica tiene lugar la intrusión granítica que afecta a todos los materiales del Paleozoico incluidos en la Hoja.

Los metasedimentos presentan un metamorfismo regional sobre el que se impone el metamorfismo de contacto, originado por las rocas graníticas.

Como antecedentes bibliográficos caben destacar los trabajos de LOTZE, F. (1956 y 1961) sobre las características estratigráficas y tectónicas del Paleozoico Inferior y Precámbrico terminal de los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo, en donde establece dos discordancias para las series inferiores a la Cuarcita Armoricana. Con posterioridad se encuentran los trabajos de S. JOSÉ LANCHA, M.A. (1969); S. JOSÉ LANCHA, M.A. et al. (1974); BOUYX, E. (1970); APARICIO, A. (1971); TAMAIN, G. (1972); MARTÍN ESCORZA, C. (1971,

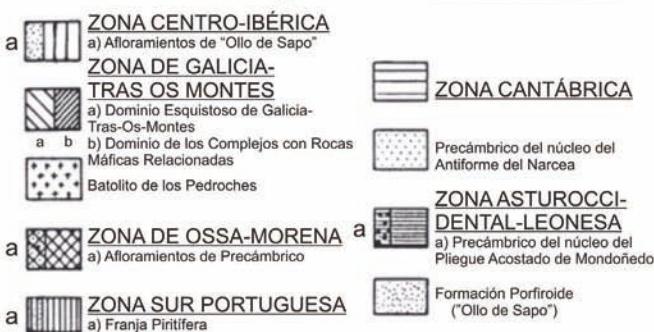
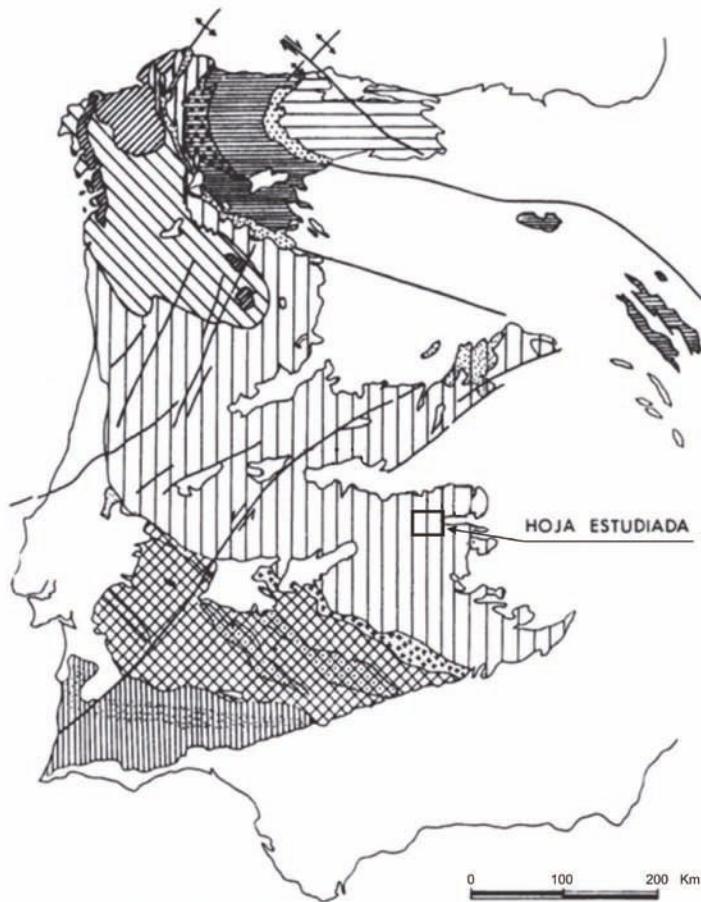


Figura 1.1. - Situación de la Hoja en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) según FARIAS *et al.* (1987).

1974, 1976 y 1977) y MORENO, F. (1976 y 1977), que establecen una discordancia bajo las series cuarcíticas, aunque para las zonas orientales de los Montes de Toledo CAPOTE, R. et al (1971) y ROIZ, J.M. (1979) establecen las dos discordancias ya citadas.

Los trabajos de PORTERO, J.M. et al. (1988) sobre la evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo y de ALVAREZ NAVA, H. et al. (1988) sobre las unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbicos de la mitad suroriental de la Zona Centro Ibérica, constituyen los últimos datos sobre las características generales de estos materiales en el área.

Los estudios más recientes sobre las rocas graníticas corresponden a la tesis doctoral de APARICIO, A. (1971) sobre el Macizo cristalino de Toledo y los trabajos de APARICIO, A. et al. (1983), ANDONAEGUI, P. et al. (1984, 1987 y 1988), SANTA TERESA, J. et al. (1983) y CASQUET, C. et al. (1988).

La deformación hercínica ha sido estudiada recientemente por APARICIO, A. (1971), MARTÍN ESCORZA, C. (1974), MORENO, F. (1977), VEGAS, R. et al. (1979) y JULIVERT, M. (1983), en donde determinan en diversos puntos del área, las fases de deformación existentes. También mencionar las Hojas geológicas del PLAN MAGNA elaboradas por LEÓN, C. et al. (1981), MONTESERIN, V. (1981 y 1984), NOZAL, F. (1981, 1984 y 1988), MORENO, F. (1977), MORENO, F. et al. (1976 y 1985) MARTÍN, A. (1986), y VÁZQUEZ, F. et al (1988) en donde se describen aspectos estratigráficos, petrográficos, tectónicos, etc. de gran interés.

Los antecedentes sobre el Terciario y Cuaternario son escasos y en ocasiones de carácter puntual. A pesar de su antigüedad cabe mencionar los trabajos de HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1911 y 1929) y GÓMEZ DE LLERENA (1916 y 1923), así como VIDAL BOX (1944) y ALIA MEDINA (1945 y 1947), que dan una primera visión fisiográfica de la región.

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

La existencia de fósiles ordovícicos en la Hoja de Navahermosa se remonta casi a principios de siglo, cuando MALLADA y DUPUY (1912) refieren la presencia de diversos trilobites, braquíópodos y moluscos encontrados en afloramientos de pizarras arcillosas próximos al Puerto del Milagro, concretamente en el valle del arroyo del Acebrón (al Sur de Ventas con Peña Aguilera). Posteriormente, GÓMEZ DE LLERENA (1914b, 1916) y SAN JOSÉ (1969) amplian los hallazgos de fósiles en la Hoja a nuevos afloramientos pizarrosos en el NE de Navas de Estena (Ciudad Real) y San Pablo de los Montes (Toledo).

Estos primeros estudios son sucedidos por numerosas investigaciones de fósiles de Llanvirn o Llandeilo en las tres áreas mencionadas; MARTÍN ESCORZA (1977); GUTIÉRREZ MARCO et al. (1984A), si bien el mayor número de citas corresponde al sector del arroyo del Acebrón, considerado actualmente como una de las localidades paleontológicas más importantes del Ordovícico de los Montes de Toledo. Los fósiles descritos dentro de la Hoja son principalmente trilobites (GIL CID, 1970, 1971, 1972a-c, 1975, 1976; RÁBANO, 1983, 1984a, 1985, 1989a-e) equinodermos (MELÉNDEZ, 1958; CHAUVEL et al., 1978; CHAUVEL, 1980; GUTIÉRREZ MAR-

CO *et al.*, 1984b), graptolitos (GUTIÉRREZ MARCO, 1986), moluscos (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1983; BABÍN *et al.*, 1985, y en prensa) e icnofósiles (GUTIÉRREZ MARCO, 1984).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los sedimentos que configuran la Hoja de Navahermosa, se agrupan según dos conjuntos bien diferenciados; el inferior constituido por metasedimentos paleozoicos del Cámbrico Inferior y Ordovícico Inferior y Medio y el superior formado por sedimentos recientes Pliocuaternarios y Cuaternarios dispuestos en discordancia sobre las rocas paleozoicas y graníticas existentes.

Para la interpretación sedimentológica, se han tenido en cuenta los resultados de estudios anteriores en la región de los Montes de Toledo. Cabe citar los relativos a la estratigrafía precámbrica (entre otros: LLOPIS *et al.*, 1961, 1963, 1965; SAN JOSÉ *et al.*, 1974 y HERRANZ *et al.*, 1977), cámbrica (SDZUY, 1971; APARICIO, 1971; APARICIO *et al.*, 1972; ZAMARREÑO *et al.*, 1976; MORENO, 1977) y ordovícica (JULIVERT *et al.*, 1983) y los estudios sedimentológicos del Ordovícico de McDougall *et al.* (1987). Atención especial merecen los derivados de los estudios estratigráficos y sedimentológicos de Herrera del Duque (Ciudad Real) plasmados parcialmente en PORTERO *et al.* (1988), los resultados del análisis sedimentológico de las Hojas nºs 685 (Los Yébenes), 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo).

También se han consultado los datos sobre sedimentación en mares someros bajo el influjo de las tempestades de (entre otros autores): HUNTER *et al.* (1979); HUNTER *et al.* (1981) y NELSON (1981), aplicados alguno de ellos, como es el caso de BRENCHLEY *et al.* (1986), a los propios Montes de Toledo. Por último se han propuesto otras interpretaciones para algunos de los depósitos de esta región que deben tenerse muy en cuenta (McPHERSON *et al.*, 1987).

A continuación se exponen los diferentes tramos cartográficos representados en el mapa geológico y sus características más representativas.

2.1. CÁMBRICO INFERIOR

En las Hojas limítrofes hacia el E y NE aparece la parte superior del Cámbrico Inferior, compuesto por las Pizarras del Pusa, las Areniscas de Azorejo, las Calizas de Los Navalucillos y la Formación Solera que se superponen sin discordancias aparentes hasta la existente entre esta última y los materiales del Ordovícico Inferior (Discordancia Sárdica).

En este área sólo se presentan las Calizas de Los Navalucillos, que son los únicos sedimentos no arrasados en su totalidad, previos a la sedimentación del Ordovícico Inferior.

2.1.1. Calizas (Calizas de Los Navalucillos) (9)

Son escasos los afloramientos de calizas existentes en la Hoja situándose en puntos aislados al SE de Navahermosa y en torno a San Pablo de los Montes. Están intruidas por los granitos separados del resto del Paleozoico, o constituyendo la base de los afloramientos sobre los que se sitúa, en discordancia, la Serie Púrpura.

En conjunto, se trata de una serie carbonatada formada por calizas y/o dolomías bien estratificadas en capas comprendidas entre 30 y 50 cm. de media con intercalaciones de pequeños niveles centimétricos margosos y que se estima, para la Hoja, una potencia aproximada de 300 m.

En el Cerro de las Viñas, de cota 972 m, entre San Pablo de los Montes y Las Navillas se encuentra una sucesión carbonática de al menos, 100 m. de espesor, intruida por rocas graníticas. Los procesos de metamorfismo de contacto han alterado de modo sustancial las características iniciales de las calizas, en particular hacia la parte inferior de la serie visible (m. 0 a 5). No obstante muchos de estos rasgos se reconocen en las superficies meteorizadas y ello permite hacer un ensayo de interpretación.

Otro hecho notable es la intensa mineralización de los carbonatos que han sido sustituidos parcialmente por granates, rodonita, fluorita, etc. Además se distinguen niveles ricos en óxidos de hierro y otros, en particular, en limonita.

La sucesión se ha levantado, y representado, en función de varios términos litológicos y texturales que se pueden distinguir en el campo de *visu* y con lupa. Se han considerado las siguientes texturas:

- (1): micríticas y recristalizadas.
- (2): Alternancias de calizas laminadas y calcarenitas con aspecto más o menos masivo.
- (3): laminadas.
- (4): estromatolíticas
- (5): calcareníticas (incluyendo las masivas, con laminación paralela o cruzada, con estratificación cruzada, etc.).

En la parte inferior de la sucesión, muy alterada y recristalizada por su cercanía al contacto intrusivo, se encuentra una repetición de texturas cuya pauta más completa parece estar integrada por caliza micrítica/masiva -> alternancias de calizas laminadas y calcarenitas -> caliza estromatolítica.

Cabe destacar que los niveles primitivamente estromatolíticos están en general enriquecidos en minerales de hierro (actualmente oxidados y limonitzados, m. 14 y 25), y que suelen aparecer distorsionados por deformación que se atribuye al resultado de la acumulación y ulterior escape de gases derivados de la putrefacción de las partes orgánicas de las algas constituyentes.

Entre el metro 30 y el 55 se extiende la cantera inferior que permite una excelente observación de la roca fresca y también de la meteorizada. En este intervalo pueden destacarse varias observaciones:

- Un potente banco gris, masivo (m. 46) cuya estructura interna consiste en estratificación cruzada de gran escala dirigida al sureste y que se interpreta como una barra calcarenítica.
- Superficies (techos) de capas agrietados según una distribución pseudohexagonal que sugie-

ren grietas de desecación. Al estudiarlas con más detalle se aprecia que no son penetrativas sino protuberantes hacia arriba, por lo que se han interpretado como estructuras de tipo "teepee" (o "teepee") debidas a la deformación de láminas de carbonato a causa de la expansión de las láminas superficiales, probablemente en ambiente supramareal.

- La asociación de óxidos de hierro a niveles de estromatolitos y la deformación y desorganización parcial, dado que desaparece lateralmente, de algunos de éstos.

- La aparición de grandes cristales de grossularita en ciertos niveles que suelen ser: carbonatos micríticos y recristalizados o alternancias de carbonatos laminados, incluyendo los estromatolíticos, y calcarenitas de aspecto más o menos masivo.

- Los niveles de calcarenitas con laminación paralela y cruzada de "ripples" de oscilación asimétricos (m. 46 a 50). (Figura 2.1)

Entre los metros 65 y 79 se extiende la cantera superior. Los rasgos más significativos a observar son:

- La abundancia de niveles de estromatolitos.

- La masiva sustitución por rodonita.

Al estudiar el conjunto de la sucesión se aprecia que la asociación vertical de facies tiende a disponerse en: {micrítica (masiva) -> alternacias R estromatolítica} o bien {micrítica -> calcarenitas -> estromatolítica}.

De acuerdo con estos datos se interpreta el conjunto como un depósito marino marginal a costero con emersiones temporales.

Probablemente la disposición lateral de subambientes sedimentarios era: en la zona más externa, o sea hacia el mar, una zona marina (lagoonal?) esencialmente sumergida donde el depósito dominante es micrítico con acumulaciones locales de grano grueso (calcarenitas) que, según su tamaño e importancia volumétrica, pueden atribuirse a retrabajado por oleajes locales de capitas de calcarenitas acumuladas durante tempestades, a barras de lagoon o incluso a partes de una barrera que individualizaba esta zona tranquila respecto al mar. Más hacia tierra, se generaron las facies de alternancias de calcarenitas y estromatolitos. La zona más interna estaría colonizada por estromatolitos con esporádicas invasiones de sedimento de grano más grueso (calcarenitas).

La acumulación de sedimentos en los que alternan y se repiten las facies que generó esta sucesión se debe a una continua migración de estos subambientes. Ello puede explicarse como el resultado de un hundimiento progresivo, pero constante, del margen de la cuenca y su repetida colmatación por sedimentos carbonatados.

La colmatación se produce por la progradación de los ambientes más marginales (costeros) sobre los más marinos y se traduce en la tendencia regresiva de las asociaciones de facies.

CALIZAS DE LOS NAVALUCILLOS LA MORRA

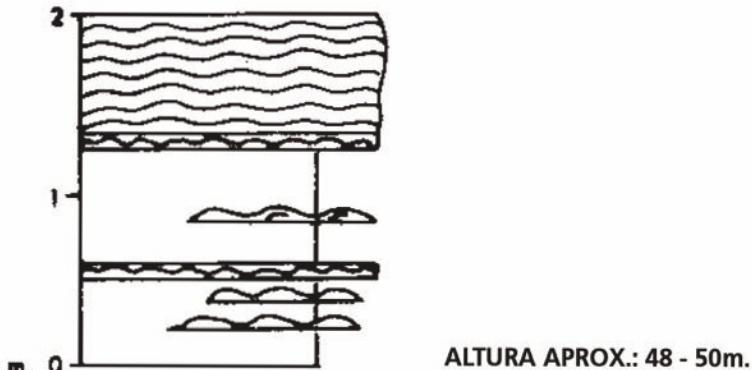


Figura 2.1. - Representación gráfica del modelo de secuencia somerizante de las calizas del Cámbrico Inferior.

Es de destacar que la velocidad de sedimentación de los carbonatos suele ser muy alta, por lo que cabe suponer que el relleno del hueco ofrecido por la subsidencia sería relativamente rápido. Colmatado éste, no cabe más depósito y se puede llegar a la emersión de ciertas áreas marginales que queda de manifiesto por el crecimiento vertical de los tapices de algas. En estas condiciones se producen las deformaciones y fracturas citadas ("tepees", grietas de desecación...). En cierto momento, la continua subsidencia fuerza de nuevo a hundimiento y recomienza el ciclo descrito, con la intervención de los mismos, o de distintos, factores deposicionales. Estas diferencias son las responsables de las variaciones verticales observadas en las asociaciones de facies.

Los estudios petrográficos las definen como corneanas marmóreas con textura granoblástica poligonal y calcita, vesubianita, piroxeno, flogopita, mica blanca, zeolitas y epidotas? como componentes mineralógicos. La roca está formada por un mosaico granoblástico más o menos poligonal de cristales de calcitas entre los que aparecen gránulos y/o agregados de pequeños cristales de piroxeno. Destacan porfiroblastos idio-subidioblásticos de vesubianita formados con algunos granos de piroxeno incluidos. Se localizan agregados finos de una masa compuesta por posible epidota y otros silicatos que podrían corresponder a recristalizaciones o rellenos hidrotermales tardíos.

También se han definido mármoles calcíticos con depósito y textura granoblástica, que tienen como componentes mineralógicos: calcita, moscovita, diópsido y opacos. La roca procede del metamorfismo de contacto de un nivel de carbonatado bastante puros cuyos granos presentan formas xenoblásticas, formando un mosaico granoblástico en cuyos espacios intergranulares, y en cantidades minoritarias, se desarrollan granos xenoblásticos de diópsido y placas de moscovita. En los espacios marginales de los piroxenos se forman minerales fibrosos, probablemente anfíbol.

Por último aparecen diopsiditas skarnificadas (silicificadas) con textura granoblástica (porfiroblásticas) con relleno secundario hidrotermal de cuarzo, piroxeno y epidota como componentes mineralógicos. Corresponde a una roca skarnificada compuesta por piroxeno en cristales xenoblásticos y cuarzo con epidota. En ciertas muestras se observa un importante proceso de silicificaciones acompañado de formación de epidota. El cuarzo forma una trama xenoblástica con forma de núcleos y/o de distribución irregular por la trama piroxénica.

La posición de esta Unidad dentro del Cámbrico Inferior, ha podido fijarse gracias a la existencia de trabajos, tanto en el área centro occidental (GIL CID *et al.*, 1976; PEREJÓN *et al.*, 1976; ZAMARREÑO *et al.*, 1976 y MORENO-EIRIS, 1979) como en las orientales (MARTÍN ESCORZA, C. *et al.*, 1972 y PEREJÓN *et al.*, 1979).

En la Hoja nº 654 (15-26), Puente del Arzobispo, al O de la que nos ocupa, MARTÍN CARO, I. *et al.* (1979), localizan al NNO de La Estrella, abundantes arqueociatos en mal estado de conservación, pese a lo cual, han podido ser referidos a los subórdenes *Ajacicyathina*, *Coscocyathina* (ambos de la clase Regulares) y *Archaeocyathina* (clase Irregulares).

A unos 2,2 Km. al S de Los Navalucillos, dentro ya de la Hoja nº 683 (16-27), Espinoso del Rey, existe un afloramiento que contiene abundante fauna de arqueociatos y trilobites clasificada por PEREJÓN, A. *et al.* (1976) como Leniense. Los nuevos estudios realizados en este mismo afloramiento por GIL CID, M^a D. (1988) aportan más datos en cuanto al contenido y edad de su fauna, fundamentalmente de trilobites, y principalmente la Asociación *Granolenus-Termiella*, que unido a la novedad de *Granolenus midi Jazo* (1980) indican para las Calizas de Los Navalucillos una edad Ovetiense-Marianiense basal.

2.2. ORDOVÍCICO INFERIOR-MEDIO

El Ordovícico se encuentra representado en la Hoja por una serie transgresiva con predominio cuarcítico, cuya base corresponde a la única discordancia angular y cartográfica (Discordancia Sárdica) que existe, al menos en los Montes de Toledo y sierras extremeñas.

Para este área, LOTZE (1956) supuso la existencia de una primera discordancia (D. Toledánica) entre el Precámbrico-Cámbrico y las Capas Intermedias, y una segunda entre estas últimas y la Cuarcita Armoricana (D. Ibérica).

Con posterioridad, MARTÍN ESCORZA, C. (1977), MORENO, F. *et al.*, (1976), MORENO, F. (1977) y las distintas hojas del PLAN MAGNA realizadas por el ITGE en el área, han confirmado la existencia de una sola discordancia, no directamente bajo la cuarcita Armoricana, como indicaba BOUYX (1970) en el Valle de Alcudia, sino bajo la "Serie Púrpura".

Los materiales del Ordovícico incluidos en esta Hoja corresponden a la "Serie Púrpura", Cuarcita Armicana, Alternancia Pochico y Pizarras con *Neseuretus*, que por su naturaleza predominantemente cuarcítica, en sus tres primeros tramos, dan lugar a los mayores relieves de la mitad S.

2.2.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Serie Púrpura) (10)

En discordancia sobre las Calizas de Los Navalucillos descritos, o directamente sobre las rocas ígneas, se encuentra una serie formada por cuarcitas, areniscas y pizarras bien estratificadas con capas decimétricas a métricas que, en general, presentan un aumento gradual de los tramos cuarcíticos hacia el techo de la serie, con disminución de los pelíticos. La potencia total estimada en la Hoja, es del orden de los 600 m.

La base de la formación presenta con carácter discontinuo, a nivel cartográfico, un tramo variable entre 0-80 m. de microconglomerados observados con claridad en la Hoja nº 655 (16-26), Los Navalucillos (Cortijo de Las Pistolas) y en afloramientos aislados de la presente.

La asociación litológica más frecuente está representada por la alternancia de niveles de microconglomerados y arenisca, con granoclasiación positiva, entre pizarras y color general rojizo o violáceo. El contacto entre ambas litologías es neto, pero las dimensiones de los afloramientos observados no permiten, en la mayoría de los casos, saber hasta qué punto son erosivos.

Para interpretar esta sucesión parece importante tener en cuenta el carácter alternante de materiales de tan diverso tamaño de grano. Segundo éste, podría pensarse en un ambiente fluvial o deltaico, lo cual ayudaría a explicar, al menos en parte, su coloración rojiza. Podría pensarse en un fan delta pero, en ese caso, habría que demostrar que estos materiales están relacionados lateralmente con abanicos aluviales enraizados en algún tipo de relieve más o menos importante. Las bases son relativamente planas, y ello lleva a pensar en ambientes más profundos, con aportes de grano grueso (transportados por procesos de tipo turbidítico o parecido) que llegaban a fondos de grano habitualmente fino. Una posibilidad es que se trate de conglomerados resedimentados en ambientes marinos de cierta profundidad.

El resto de la serie está representada en el Arroyo del Trampal al SE de San Pablo de los Montes en donde, aunque los materiales están afectados por el metamorfismo de contacto de las rocas graníticas, se reconocen algunas litologías y estructuras sedimentarias originales que permiten interpretar su génesis.

La serie comienza cerca de la fuente de la Bellota, a unos metros sobre el contacto intrusivo, tras un intervalo cubierto.

Los 30 m. inferiores están formados por cuarcitas de grano medio con tendencias estratodecrecientes (m. 2 a 5, 11 a 15, 16 a 19), pasando de facies S a H (con dominio de la S), y estratocrecientes (m. 26 y 40). En ellas se aprecia la acción del oleaje en la asociación de laminación paralela y ondulada, con laminación cruzada y lenticular de "ripples" de oscilación y superficies onduladas de este mismo tipo de "ripples". (Figura 2.2).

SERIE PURPURA
ARROYO DEL TRAMPAL DE LA HIRUELA

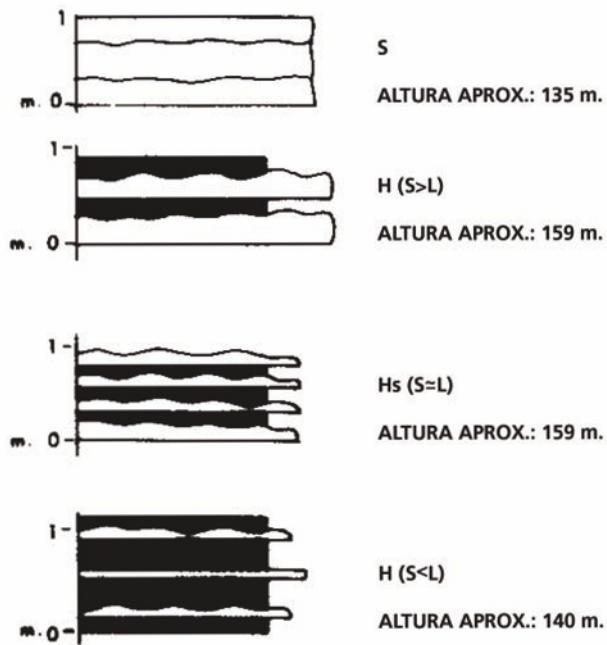


Figura 2.2. - Representación gráfica de tipos de facies en sedimentos del Arenig (Ordovicico Inferior).

A partir del m. 50 y hasta el 95 empieza una serie pizarrosa en la que se intercalan episodios de cuarcitas, de potencia métrica y otros bancos más finos (decimétricos) dispuestos aparentemente en secuencias de tipo tanto estratodecrecientes (m. 57 a 60, 61 a 65) como estratocrecientes (m. 69 a 72). La ausencia de estructuras preservadas impide precisar la génesis o emitir una hipótesis con visos de garantías. Por comparación con otros puntos cercanos, puede tratarse de una sucesión marina de plataforma dominada por el oleaje.

Tras un tramo cubierto, las condiciones de observación de las estructuras internas mejoran notablemente y se encuentran facies heterolíticas (H) constituidas por pizarras y cuarcitas con laminación paralela y cruzada de "ripples" de oscilación y superficies onduladas por "ripples" (m. 145 a 150). La génesis de esta sucesión se supone análoga a la anterior, es decir plataforma marina somera donde flokulán arcillas cuyo fondo sufre esporádicamente la influencia de oleajes de tempestad, que aportan y depositan las capas de arena.

Al SO de San Pablo de los Montes, en la ladera N del Cerro Majadillas, próximo al contacto con las cuarcitas armorianas suprayacentes, aparece una sucesión eminentemente pizarrosa con intercalaciones de cuarcitas en bancos, que en ocasiones, superan el metro de espesor y un potente nivel de conglomerados de unos 6 m. de potencia con cantos de areniscas de grano fino de 10 cm. de diámetro de media, alargados con el eje mayor en el plano de esquistosidad regional.

Al microscopio se han reconocido:

-Pizarras con un contenido en cuarzo entre 14% y 20%, como mineral principal y óxidos de Fe y algo de turmalina como accesorios. La matriz es serícita y está comprendida entre el 74% y 85%. La fracción arenosa está formada por cuarzos angulosos de tamaños de arena muy finas, aparecen distribuidos por la matriz micácea con óxidos recristalizados que la tiñen y dan a la roca el color rojo púrpura que la caracteriza.

- Grauvacas-arcosas con un contenido en cuarzo del 75%, de feldespatos Ca-Na del 7% y 1% de fragmentos de roca, chert, como componentes principales y óxidos de Fe, esfena y sulfuros como accesorios. La muestra presenta un sedimento inmaduro con matriz serícita, en donde los granos que ocupan el 82% del total (el resto es arcilla), se encuentran con escaso redondeamiento y esfericidad variable.

- Cuarzoarenitas formadas por un 95% de cuarzo y un 2% de accesorios representados por mica blanca, sulfuros, óxidos de Fe, circón y turmalina. Presentan una buena madurez textural y mineralógica en donde las moscovitas detriticas y los minerales pesados definen con claridad la estratificación. El tamaño de los granos es de arena fina a muy fina y aparecen subredondeados con baja esfericidad.

Esta unidad ha proporcionado en el flanco sur del sinclinal de Navas de Estena-Guadalerzas (MORENO *et al.*, 1976) diversos icnofósiles del Ordovícico Inferior (*Cruziana*, *Rusophycus*, *Diplichnites*, *Skolithos*), que sin embargo no aportan precisiones de interés cronoestratigráfico. Por su precedencia y continuidad con la Cuarcita Armicana del Arenig, la unidad ha sido considerada tradicionalmente en los Montes de Toledo-Villuercas como Tremadoc, en

ausencia de evidencias paleontológicas significativas. No obstante, el desarrollo de los conocimientos sobre la transgresión global del Arenig en las plataformas perigondwánicas del SO de Europa, unido a dataciones radiométricas de formaciones equivalentes en el Macizo Armoricano francés (BONJOUR *et al.*, 1988), permite considerar una edad post-Tremadoc para la unidad, que resultaría ser esencialmente Moriduniense (Arenig Inferior).

2.2.2. Ortocuarцитas (Facies Armoricana). (11)

Sobre los materiales de la Serie Púrpura se sitúa, en corcordancia, una sucesión eminentemente cuarcítica, de unos 250-375 m. de potencia que a nivel regional corresponde a la denominada Facies Armoricana.

Sus afloramientos, por la naturaleza de los materiales, dan lugar a los mayores relieves de la Hoja que corresponden a las sierras existentes en toda su banda O y S.

La serie consiste en una sucesión con predominio cuarcítico separado por otros de granulometría más fina que incluso pueden ser limonitas. Los tramos cuarcíticos forman crestones continuos con potencias que oscilan entre los 25 y 45 m. de grano fino a medio, blancas o blancas grisáceas y frecuentemente teñidas por tonos rojizos.

El conjunto se encuentra bien estratificado en bancos muy continuos con potencias de 0,2 m. a 2 m., siendo las más frecuentes entre 0,3 y 0,7 m. Subordinados en toda la serie aparecen tramos cuya potencia oscila entre 10 y 30 m. constituidos por cuarcitas, areniscas y lutitas en niveles muy variables de 0,5 a 40 cm. y que en ocasiones tiene un aspecto lajeado.

Como serie de detalle, seguidamente se presentan las realizadas en:

- Peñafiel

Este tramo aparece muy bien expuesto en la cima y la parte superior de la ladera del vértice Peñafiel (cota 1.420) en la parte sureste de la Hoja. Puede levantarse allí una sucesión de 134 metros cuya base está cubierta por derrubios y canchales de ladera, al oeste del monte, y cuyo techo coincide con la superficie topográfica y está desplazado por fracturas, de modo que sólo llega a aflorar, y mal, en la zona de la carretera de Ventas con Peña Aguilera a Retuerta del Bullaque, dos kilómetros al este.

En general la cuarcita se presenta en bancos muy potentes. Muchos de ellos corresponden a acumulaciones importantes de arena, frecuentemente en forma de barras con estratificación cruzada de gran escala (m. 70). Algunas resultan, obviamente, de la fusión de varios menores ya que se distinguen restos de las superficies de estratificación primitivas o, por lo menos, trazas de la estructura interna a partir de las cuales llegan a individualizar las capas constituyentes (m. 79 y 82). Otras, en fin, son de aspecto completamente masivo y es difícil saber si relativamente fueron bancos tan gruesos o se ha enmascarado la estratificación (m. 120 y 130).

Los tramos de cuarcita que generalmente engloban varios de estos bancos, forman resaltes topográficos o crestones de diversa entidad que se han utilizado en la descripción para reconocerlos en el campo.

Se distinguen dos facies principales: arenas (S) y heterolíticas (H). (Figura 2.3).

La facies de arenas (S) aparece como bancos más o menos potentes (25 cm. a 2 m.) que se suceden sin interrupción (m. 7, 60, 80, 100, 130,...) o bien que intercalan finos nívelillos pizarrosos (m. 50). La superficie de los bancos puede ser relativamente plana (m. 57); ondulada por "ripples" (m. 18, 20, 104, 114,..., direcciones de crestas NO-SE); ondulada a mayor escala por "megaripples" (m. 27, 54, 60, 105, 110...), cuyas direcciones más frecuentes son hacia el oeste, al este-noreste y alguna hacia el sur; tener forma de barra (m. 1, 72, 11,...); o mostrar surcos a gran escala por adaptación a resaltes topográficos generados por mesoformas inactivas del fondo, en particular, grandes "megaripples" o barras (m. 10, 82, 124,...).

La estructura interna es poco visible; cuando se ve, suele ser estratificación cruzada. Hay ejemplos de:

- Estratificación cruzada en surco de pequeña escala (m. 22) generada por migración de "megaripples" de cresta curva, que está asociada en ciertos casos a la preservación de la morfología externa (m. 115,...).
- Estratificación cruzada de gran escala en surco debida a la migración de grandes "megaripples" de cresta curva (m. 71, 110,...).
- Estratificación cruzada con láminas de foreset retocadas por "ripples" de oscilación (m. 106).

No se ha podido establecer si estas litologías forman megasecuencias de tendencia concreta, aunque algunas de ellas parecen negativas, estrato y granocrecientes (m. 30 a 60, 88 a 115,...). Se interpretan como el resultado de la migración de barras arenosas (facies S) en una plataforma siliciclástica marina somera, movidas probablemente por corrientes mareales. Las pruebas a favor de este agente dinámico son:

- (a) La aparición de paleocorrientes prácticamente opuestas (hacia el este-noreste y hacia el oeste-suroeste) en bancos independientes, es decir sin dar lugar a las conocidas estratificaciones cruzadas de tipo espina de arenque ("herringbone").
- (b) La comparación con series similares en otros puntos de los Montes de Toledo.

Las facies heterolíticas pueden estar bioturbadas, con pistas paralelas a la superficie de los estratos (Cruziana). En algunos casos la bioturbación es muy intensa y se conservan placas de muchos metros cuadrados (m. 91 a 94) que constituyen auténticos puntos singulares dentro de la zona. En particular es interesante el afloramiento situado doscientos metros al norte del pico de la cima de Peñafiel (vértice geodésico 1.420).

La facies heterolítica (H) separa los bancos cuarcíticos mayores y está caracterizada por capas finas de cuarcitas y areniscas de grano medio a fino y por un mayor contenido de lutitas (pizarras). Probablemente existen también intervalos puramente pizarrosos (Facies M) que corresponden a los tramos cubiertos e incluso intervalos de arcillas. En estos materiales no se ven bien las estructuras internas pero se encontraron restos de algunas estructuras generadas

FACIES ARMORICANA

PEÑAFIEL

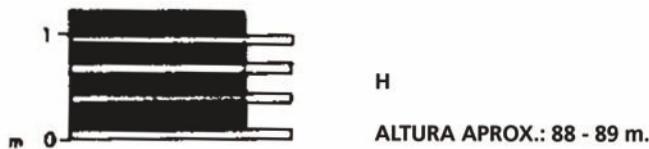
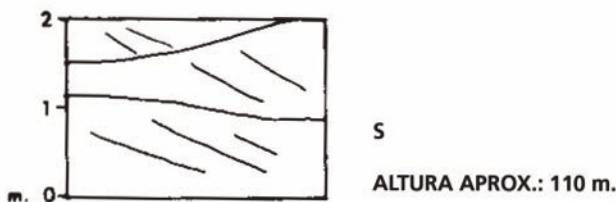


Figura 2.3. - Representación gráfica de facies H y S en las cuarcitas armoricanas del Arenig. (Ordovicico Inferior).

por el oleaje: raras laminaciones paralelas y onduladas y alguna laminación cruzada de "ripples" de oscilación. Por contra son muy frecuentes las superficies onduladas por "ripples" de oscilación simétricos y asimétricos de crestas rectas o ligeramente orientadas preferentemente NO-SE (N150°E).

Se interpreta que estos bancos Heterolíticos, se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma no colonizadas directamente por las barras arenosas sino marginales a ellas. Por ello corresponderían a depósitos de zonas de interbarra como se indica de modo esquemático en un modelo conceptual de la Figura 2.4.

- Risco de las Paradas

En la carretera de Navahermosa a Navas de Estena, algo al oeste del límite de la Hoja (km. 62) aflora la cuarcita ordovícica, con algunos repliegues que no impiden el levantamiento de una sucesión relativamente continua de unos 170 metros de espesor.

La cuarcita blanca aparece en bancos potentes (facies S) constituidos por estratos gruesos entre 40 cm. y más de un metro. Están separados por intervalos en los que las capas de arenisca o cuarcita presentan espesores más limitados y que se asocian a niveles de pizarra de importancia variable para dar lugar a facies heterolíticas (H).

La facies de arena (S) se caracteriza por presentar estratificación cruzada de gran escala correspondiente a la migración de barras de arena. En algunos casos quedan preservadas las morfologías originales (metros 19, 21, 63) o los "megaripples" superpuestos a las grandes formas de fondo que permiten reconstruir la dirección y el sentido de sus movimientos (metros 48, 63, 154,...).

La dirección de paleocorrientes mejor representada es hacia el noreste y el este, pero existe otra menos abundante hacia el oeste con ejemplos también que apuntan hacia el suroeste y el noroeste. Estas barras migraban en una plataforma marina bajo la acción, probablemente, de las corrientes de marea.

La facies heterolítica (H) contiene bancos de cuarcita mucho más delgados, cuyo tamaño de grano puede ser más fino (metros 80 y 163 a 169). La estructura interna de estas capas suele verse mal y se aprecian sólo algunas laminaciones cruzadas de "ripples" de oscilación mayoritariamente simétricos.

Sin embargo, son las morfologías externas de estas capas las más reveladoras, pues consisten en capas de superficie superior irregular, a causa del desarrollo de "ripples" de oscilación simétricos de crestas rectas, orientadas sobre todo NE-SO. Hay muchos casos de laminaciones lenticulares.

Según estos rasgos, se las interpreta como facies de zona entre barras (interbarras) donde se depositaban alternativamente (pero sin regularidad precisa) capas de lutitas oscuras y capas de arenas alimentadas por los sedimentos removidos de las zonas de barras arenosas por los oleajes de tormenta.

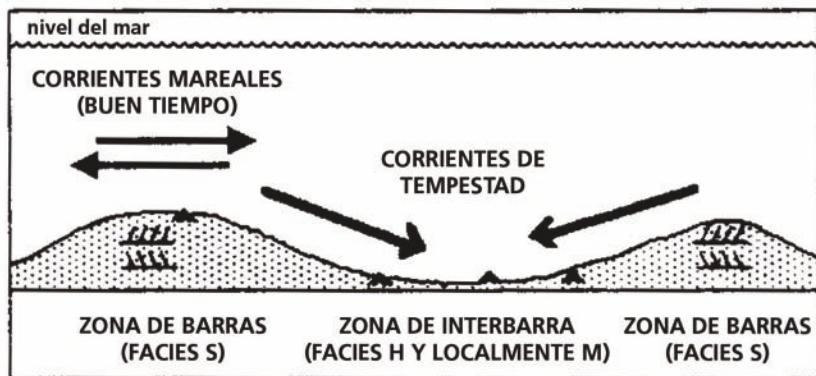


Figura 2.4. - Modelo conceptual de los procesos sedimentarios y de las facies resultantes durante el depósito de las barras de arena de la Cuarcita Armoricana en los Montes de Toledo.

El modelo sedimentario propuesto es similar al de la serie anterior (vértice Peñafiel): migración de barras arenosas (facies S) en una plataforma siliciclástica marina somera, movidas probablemente por corrientes mareales según sugiere la aparición de paleocorrientes prácticamente opuestas en bancos independientes y la comparación con series similares levantadas en otros puntos de los Montes de Toledo. En las áreas de la plataforma no colonizadas directamente por las barras de arena, la acción del oleaje (de tormentas) queda mejor reflejada y produce las facies H. Así pues, son depósitos de zonas de interbarra.

El estudio al microscopio ha permitido clasificar cuarzo-arenitas con un 95% de cuarzo y accesorios en un 2% formados por circón, turmolina y óxidos de Fe, con una escasa matriz de naturaleza serícita. Los granos tienen una madurez textural y mineralogía buena. Las moscovitas son detriticas y los materiales pesados definen la estratificación. El tamaño es de arena fina-muy fina y los granos subredondeados de baja esfericidad.

Igualmente aparecen ortocuarцитas y cuaricitas con textura granoblástica y cuarzo como componente fundamental con un 99% del total. El 1% restante corresponde a clorita, moscovita, opacos y circón. Es una roca cuarcítica con tamaño de grano variable, según las muestras, que van de medio a grueso y de finos a muy finos. El tamaño es homométrico, con contornos festoneados recristalizados y en algunos casos alargados definiendo una esquistosidad.

También se han reconocido pizarras limolítico-arcillosas con un contenido en cuarzo del 21% y sulfuros y óxidos de Fe como accesorios con el 2%, incluidos en una matriz serícita que constituye el 77% del total. Como otros accesorios aparece el circón. El tamaño de grano corresponde a una arena muy fina a limo grueso.

Por lo que respecta a la edad de la Formación, en la presente Hoja hemos identificado diversos restos de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY y *Cruziana cf. rugosa* D'ORBIGNY, que de acuerdo con sus circunstancias estratigráficas, permiten concordar una edad Arenig para la misma. Las precisiones obtenidas con los microfósiles para la datación de la Cuarcita Armoricana en Francia y la Península Ibérica, indican que su depósito tuvo lugar principalmente en el Whitlandiense (Arenig medio: PARIS et al., 1982).

2.2.3. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Alternancia Pochico) (12)

La serie ordovícica continúa con un tramo concordante sobre el infrayacente (Cuarcita Armoricana), formado por cuarcitas, areniscas y pizarras aflorantes en todos los relieves del O y S de la Hoja.

En conjunto, se caracteriza por ser una serie alternante de cuarcitas, areniscas y pizarras que con una potencia total del orden de los 400 m. evoluciona hacia el techo, con un aumento progresivo de las pizarras y disminución de los tramos cuarcíticos. Las cuarcitas aparecen, en general, en paquetes que llegan a ser de 1 m., en su base, para pasar a 0,3-0,5, de media en el resto. Las areniscas son de grano fino-medio y aparecen en capas centimétricas a decimétricas, en tanto que las pizarras en la base y zona media suelen tener espesores centimétricos.

Son dos las columnas de detalle elaboradas de este tramo con los siguientes resultados:

C.C. Baños del Robledillo

Esta sucesión recoge los rasgos característicos de las Alternancias de Pochico, en el sector meridional de la Hoja. No incluye la sucesión completa, pues hacia el muro (al norte) está interrumpida por unas importantes fracturas y hacia el techo está cubierta por derrubios de ladera ya cerca de los baños, pero aún así, se han conseguido medias de 142 m. de serie.

Se sitúa en la carretera de San Pablo de los Montes a los Baños del Robledillo, en la curva más meridional de las que descienden, a modo de escalera, por la falda sur de la sierra.

La serie consiste en una alternancia de pizarras y cuarcitas o areniscas, con proporciones variables de ambos componentes, y diversas morfologías y estructuras sedimentarias que indican la acción continuada del oleaje en todos los episodios de la sucesión.

Se han identificado varias facies en función de los materiales presentes, su morfología y sus estructuras sedimentarias (Figura 2.5):

Sr: areniscas o cuarcitas de grano medio a fino, en capas de 5 a 15 cm. con intercalaciones de pizarras entre 1 y 5 cm. La morfología de la superficie de las capas arenosas es ondulada y su estructura interna (cuando se observa) es laminación cruzada, debidas ambas a "ripples" de oscilación de crestas mayormente rectas y orientadas NNO-SSE. Ejemplos característicos son, entre otros, los visibles en los metros 12, 15, 23, 45, 122, 124 y 135. Pueden estar bioturbadas por *Skolithos* (m. 128 a 135).

Hs: facies heterolítica formada por alternancia de capas de arenisca o cuarcita y de pizarra.

ALTERNANCIAPOCHICO C.C BAÑOS DEL ROBLEDILLO

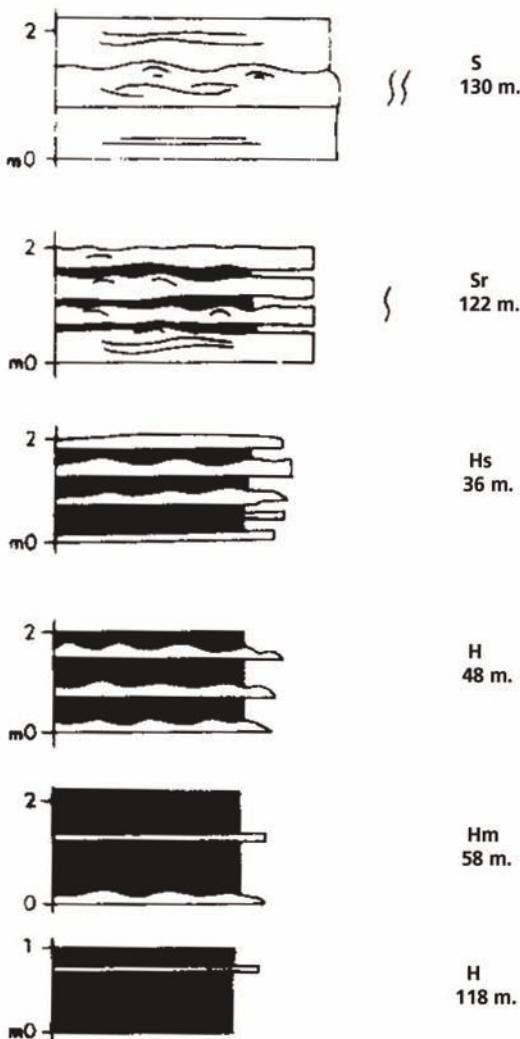


Figura 2.5. - Representación gráfica de las facies existentes en la alternancia cuarcitas - pizarras del Ordovícico Inf. Med.

Los valores más típicos de los espesores de ambos constituyentes son de 10 a 20 cm. y de 20 a 30 cm. respectivamente, pero también se encuentran otros. Las capas arenosas son tabulares (m. 4 a 10, 34 a 43, 66, 80) y a veces muestran la estructura interna o morfologías onduladas (m. 36). Localmente la ondulación es fuerte con tendencia a la laminación lenticular (m. 35, 39, 100,...). Algunas capas presentan laminación paralela u ondulada (m. 35 a 40) o estratificación cruzada "hummocky" (m. 80).

Estas estructuras sedimentarias se organizan en secuencias de potencia centimétrica a decítmétrica, definidas por registrar una disminución de la energía ambiental hacia el techo (secuencias positivas). Las más frecuentes son: laminación paralela -> laminación cruzada de "ripples" de oscilación (m. 40).

En el intervalo entre los metros 110 y 119 se reconocen varias tendencias estratocrecientes.

Pueden estar bioturbadas por *Skolithos* (m 35).

H: alternancias de areniscas (cuarcitas) y pizarras en proporciones semejantes, o con ligero dominio de la pizarra, en capas de espesor centimétrico a decítmétrico (m. 48, 52 a 56,...). Normalmente las capas de arenisca presentan el techo ondulado o morfologías lenticulares, relacionadas ambas con "ripples" de oscilación simétricos cuyas crestas se orientan NNO-SSE. A veces registran tendencias estratocrecientes (m. 48).

Hm: alternancias de pizarras y niveles minoritarios de areniscas (cuarcitas) en capas de espesor centimétrico a decítmétrico (m. 50, 58, 100, 138,...). Las capas de arenisca tienen el techo ondulado o morfologías lenticulares, relacionadas ambas con "ripples" de oscilación simétricos cuyas crestas se orientan NNE-SSO. Las estructuras internas e interpretación de detalle son similares a las ya mencionadas en los epigrafes anteriores.

A partir de estos datos se interpretan las facies Hs, H y Hm como depósitos de plataforma marina somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta ("storm surge ebb"). Las secuencias menores de energía decreciente, evidencian la amortiguación progresiva de la energía del oleaje sobre el fondo, después de la importante remoción de sedimento y la erosión parcial del fondo, que llevan aparejadas las olas de grandes longitudes de onda, que se producen durante las tormentas.

M: pizarras amarillentas, con laminación paralela textural. Localmente son de grano más grueso (¿recristalización?) y llegan a limo o arena muy fina; pueden presentar entonces laminación paralela y ondulada (m. 80).

En los períodos de buen tiempo, o cuando las tempestades son menos violentas, el oleaje afecta muy poco o nada a los depósitos lutíticos del fondo. Las modificaciones postsedimentarias (compactación y esquistosidad) han impedido hasta el momento realizar un estudio de detalle de estos materiales de grano fino.

C.C. Navahermosa-Navas de Estena

Esta serie es parecida a la de la carretera a los Baños del Robledillo, donde afloran los mismos

materiales pero ahora con mayor importancia de las areniscas. Corresponde al techo de la serie en sus últimos 80 m.. Se encuentran, además, episodios en los que las intercalaciones de grano más fino no son pizarrosas sino de areniscas muy finas (m. 30 a 37 y 45 a 58).

Las facies son las mismas y resumidas son:

S: cuarcitas y areniscas que pueden intercalar finos niveles pizarrosos (m. 0 a 2). Es poco abundante en la serie.

Sr: areniscas con niveles de pizarras y superficies onduladas y laminación cruzada de "ripples" de oscilación.

Hs: facies heterolítica, alternancia de capas tubulares de arenisca o cuarcita y de pizarra (m. 4, 30, 55 a 58,...). Entre los metros 47 y 55 se intercalan regularmente capas de cuarcita más potentes (30 a 30 cm.) pero no se pueden considerar secuencias estratocrecientes. A veces las areniscas tienen morfología ondulada que, localmente, puede ser muy exagerada con tendencia a estratificación lenticular (m. 6, 27, 37, 47, 58,...). Algunas capas presentan laminación paralela u ondulada y/o estratificación cruzada "hummocky" (m. 60).

H: facies heterolítica, alternancias de areniscas o cuarcitas y pizarras en proporciones semejantes, o con ligero dominio de la pizarra, en capas de espesor centimétrico a decimétrico (m. 60...). Normalmente las capas de arenisca tienen el techo ondulado y/o morfologías lenticulares, relacionadas ambas con "ripples" de oscilación simétricos cuyas crestas se orientan NNO-SSE y NNE-SSO.

Hm: alternancias de pizarras y niveles minoritarios de areniscas (cuarcitas) en capas de espesor centimétrico a decimétrico (m. 15, 35, 40 a 45,...). Las capas de arenisca tienen el techo ondulado o morfologías lenticulares, relacionadas ambas con "ripples" de oscilación.

M: pizarras amarillentas, con laminación paralela textural.

Las facies Hs, H y Hm pueden interpretarse como depósitos de plataforma marina somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta o storm surge ebb. Las secuencias menores (dentro de cada estrato) de energía decreciente, evidencia la amortiguación progresiva de la energía del oleaje sobre el fondo, después de la importante remoción de sedimento y la erosión parcial del fondo, que llevan aparejadas las olas de grandes longitudes de onda, que se producen durante las tormentas. Las intercalaciones de facies Sr suponen un predominio de los aportes arenosos durante cierto tiempo y los de facies M lo contrario, es decir, fondo tranquilo o, al menos, alejado de los circuitos de circulación de arena.

Los estudios petrográficos realizados en diversas muestras recogidas en distintos puntos de la Hoja, han permitido clasificar dos tipos de rocas predominantes:

- Argilitas (lutitas) con un contenido en arcilla del 99% y una matriz clorítica o caolinítica, prácticamente en su totalidad, con algo de turmalina y/o micas blancas como accesorios. En

algunas láminas aparece una escasa cantidad de cuarzo (< 5%) con granos de tamaño limo, que alternan con niveles micáceos. La estratificación queda marcada por las micas detriticas mayores y es ligeramente oblicua a una esquistosidad de crenulación.

- Cuarzoarenitas, con un contenido en cuarzo entre 90-99% con circón y esfena como accesorios en cantidades inferiores al 4%. Alguna muestra tiene un ligero contenido de matriz sericítica. En general, los granos son de tamaño arena fina a muy fina, subredondeados con esferidad alta a media. Aparecen bien clasificados y con buena madurez mineralógica.

Respecto a su edad, los tramos más heterolíticos son ricos en icnofósiles como Cruziana, Dae-dalus, Skolithos y Monocraterion, mencionados en el área de Los Yébenes (MARTÍN ESCOR-ZA, 1977), que plantean una edad esencialmente Arenig (tal vez Fenniense) de acuerdo con el contexto estratigráfico. No obstante, el hallazgo en los niveles arenosos superiores de las alternancias de una asociación de bivalvos del Llanvirn Inferior (MORENO, 1981), plantea la posibilidad de que el límite Arenig/Llanvirn pueda situarse en el tercio superior de la unidad.

2.2.4. Pizarras negras con *Neseuretus* (13)

Culmina la serie ordovícica con un tramo pizarroso en concordancia con la Alternancia Pochico infrayacente.

Sus afloramientos más representativos se localizan en las esquinas SE y SO y en puntos aislados de todo el borde S de la Hoja, aunque en este último área los recubrimientos rañoides y sus coluviones impiden, en buena parte, su observación directa.

Consiste este tramo cartográfico, en una potente serie superior a los 500 m. de potencia, de pizarras negras con piritas, muy fosilíferas, tableadas y en paquetes decimétricos con una marcada esquistosidad.

En el Km. 66,5 de la C.C. Navahermosa a Navas de Estena se ha levantado una sección de unos 20 m. en la base de la formación. En ella se observa hacia la base, unos tres o cuatro metros por encima del contacto basal, que las pizarras intercalan varios niveles de areniscas de grano medio e incluso uno de ellos de grano grueso. Las estructuras internas son estratificación cruzada plana (un solo caso, con paleocorriente hacia el sureste), estratificación cruzada hummocky, laminación ondulada y laminación cruzada de "ripples" de oscilación que forman, dentro de las capas, secuencias de energía decreciente de tipo: {estratificación cruzada hummocky -> laminación cruzada} y {laminación ondulada -> laminación cruzada}.

Las pizarras grises se interpretan como un depósito de mar abierto, relativamente (*¿o muy?*) profundo, con fondo anóxico, donde se conservaba la materia orgánica y se formaban las pequeñas concreciones piritosas. Las capas de arenisca corresponden a depósitos similares a las descritas en la sucesión infrayacente y se trata, quizás, de turbiditas de plataforma en la transición de los ambientes de plataforma de las alternancias infrayacentes, a los profundos de la unidad pizarrosa.

Al microscopio se clasifican como argilitas (lutitas) con un 99% de arcilla y micas blancas,

cloritas y óxidos de Fe, como accesorios, y con matriz caolinítica. Presentan una marcada esquistosidad.

Las Pizarras de *Neseuretus* son muy fosilíferas y han proporcionado en diversos puntos de la Hoja numerosos trilobites, graptolitos, ostrácodos, braquiópodos (articulados e inarticulados), moluscos (bivalvos, gasterópodos, cefalópodos, rostroconchas), hyolítidos, equinodermos (cystoideos, ofiuroides, crinoideos, homalozoos), conuláridos e icnofósiles (coprolitos, galerías y perforaciones), que han sido descritos en diversos trabajos (entre otros RÁBANO, 1985, 1989; GUTIÉRREZ MARCO, 1984, 1986; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984; BABÍN y GUTIÉRREZ MARCO, 1985, y en prensa; etc.), ascendiendo a casi un centenar el número de especies identificadas.

Los niveles muestreados en el transcurso de este trabajo revelan, que al menos, la primera mitad de la unidad, se depositó durante el Llanvirn Inferior, correspondiendo a esta edad los extensos afloramientos del sinclinal Algodor-Milagro, al S de San Pablo de los Montes, y los situados a ambos lados de la carretera Navas de Estena-Navahermosa (en el ángulo SO de la Hoja).

Entre otros fósiles característicos de dicha edad, identificamos *Neseuretus (N.) avus* HAMMANN, *Bathycheilus castilianus* HAMMANN, *Placoparia (P.) cambriensis* HICKS, *Reta maspis melendezi* HAMMANN, *Toletanaspis trivignoi* RÁBANO, *Nobiliasaphus delessei* (DUFET), *Gracquina hispanica* (BORN), *Didymograptus (D.) artus* EELES & WOOD, etc. Por su parte, los niveles más modernos dentro de la unidad se localizan dentro de la Hoja al ENE de Navas de Estena, reconociéndose entre otras las especies *Placoparia (Coplacoparia) tournemini* (ROUALT), *Neseuretus (N.) tristani* (BRONGNIART), *Phlyctocystis cf. gigas* (TERMIER) y *Palaeonautilus aff. intermedius* (VERNEUIL & BARRANDE), que permiten referirlos al Llandeilo Inferior.

Las asociaciones fosilíferas registradas indican un medio de sedimentación de plataforma fangosa alejado de la línea de costa (situada al SO; ver RÁBANO, 1989), con una tasa de sedimentación relativamente elevada y afectado por episodios cortos de removilización brusca de sustrato debida a tormentas (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984). Estas últimas son más frecuentes durante el Llandeilo Inferior, y las tempestitas se reflejan en una alternancia métrica de pizarras arcillosas micáceas y limolitas con nódulos, visible en el núcleo del sinclinal de Navas de Estena-Guadalerzas. Este tramo se sitúa estratigráficamente entre 80 y 120 m. por debajo de las "Areniscas de Retuerta" del Llandeilo Superior (Hoja nº 710), siendo correlacionable mediante criterios estratigráficos y sedimentológicos con las "Areniscas de Los Rasos" (tempestitas del Llandeilo Inferior) de sectores más meridionales de los Montes de Toledo-Villuercas (GUTIÉRREZ MARCO, com. escr., 1990).

2.3. CONCLUSIONES Y PALEOGEOGRAFÍA

La sucesión del Paleozoico en esta Hoja, pone de manifiesto la movilidad de los ambientes sedimentarios en el tiempo y se definen aquí cuatro megasecuencias caracterizadas por sus polaridades.

Se han representado en la Figura 2.6 los cambios relativos mayores de nivel de mar, aunque la curva refiere, más bien, la idea de somerizaciones y profundizaciones a partir del análisis de

la evolución de los ambientes sedimentarios, relacionados en parte con las "transgresiones y regresiones". También se recogen los rasgos sedimentarios, tectónicos y magmáticos más representativos.

En la Figura 2.7 se presenta un esquema muy simple de la evolución vertical de la plataforma y las polaridades sedimentarias, como si fuese un perfil sísmico ideal que no pretende ser definitivo ni cierto.

Seguidamente se exponen algunas consideraciones generales de los materiales del Cámbrico Inferior y Ordovícico Inferior-Medio existentes en el área de Los Navalmorales-Navahermosa-Mora.

Pizarras del Pusa (Tramo no aflorante en la Hoja)

El depósito se realizó en zonas tranquilas y profundas, donde alternaban la floculación y asentamiento de los sedimentos arcillosos en suspensión con el depósito relativamente rápido a favor de corrientes diluidas con transporte por tracción.

Las facies interlaminadas aparecen formando niveles de espesor variable entre las dominadas por la pizarra. Una explicación a este hecho reside en la influencia de los cambios relativos del nivel del mar. Los niveles más ricos en arena corresponderían a episodios del nivel relativo del mar bajo y los dominantemente pizarrosos a épocas de nivel relativo del mar alto.

Areniscas de Azorejo (Tramo no aflorante en la Hoja)

Se diferencian varias facies sedimentarias que resultan del funcionamiento de diversos procesos sedimentarios que se suceden, alternándose, en la vertical. La abundancia de estructuras sedimentarias primarias indicativas de la acción del oleaje, marcan un depósito de plataforma marina somera, sometida a los oleajes de tempestad y las corrientes inducidas por ellos.

Las macrosecuencias granocrecientes están generadas por la migración lateral de los ambientes donde se deposita arena bajo la influencia de los oleajes de tempestad. Esta migración está inducida por cambios del nivel relativo del mar y se deben a la progradación de los ambientes sublitorales hacia la plataforma.

Calizas de Los Navalucillos (9)

Al estudiar en conjunto los materiales carbonáticos del Cámbrico Inferior en el área de Los Navalucillos-Navahermosa-Mora, se pone de manifiesto la tendencia general a pasar, de ambientes costeros, a marinos marginales hacia el mar abierto, hacia el norte. Las series más litorales son las de los alrededores de San Pablo de los Montes (Hoja nº 684. Navahermosa), y las de carácter más marino son las del Hornero de la cal (al N de La Fresneda) en la Hoja nº 654 Los Navalmorales, y las de la Hoja nº 658 (19-26) Mora.

Formación Solera. (Tramo no aflorante en la Hoja)

Corresponden a floculación y decantación de arcillas en un ambiente marino profundo, aleja-

EDAD	UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFI.	COLUMNAS ESQUEMÁTICAS	U.T.S.	NIVEL DEL MAR	RASGOS SEDIMENTARIOS, TECTÓNICOS, MAGMÁTICOS, ETC...
LLANVIRN LLANDEILO	PIZARRAS CON NESEURETUS		4	TST	Plataforma abierta (y talud?) con fondo anóxico, esencialmente por debajo del nivel de base del oleaje
ARENIG	ALT. POCHICO		3	TST	Mar somero con fondo de pendiente variable
	CUARCITA ARMORICANA				Barras migrando en plataforma somera (sublitoral?) Transgresión (cuenca extensiva)
	SERIE PÚRPURA O INTERMEDIA		2	HSST	Discordancia (?) (Ruptura sedimentaria) Ascenso del nivel del mar y transgresión sobre un paleo-reieve irregular esencialmente por tectónica. Cuenca extensiva
CÁMB. INF.	CALIZAS DE LOS NAVALUCILLOS		1	HSST	DISCORDANCIA (SARDICA) Máximo transgresivo; Ambientes litorales y someros

Figura 2.6. - Secuencias sedimentarias mayores del Cambriico Inferior y Ordovicico Inferior - Medio.

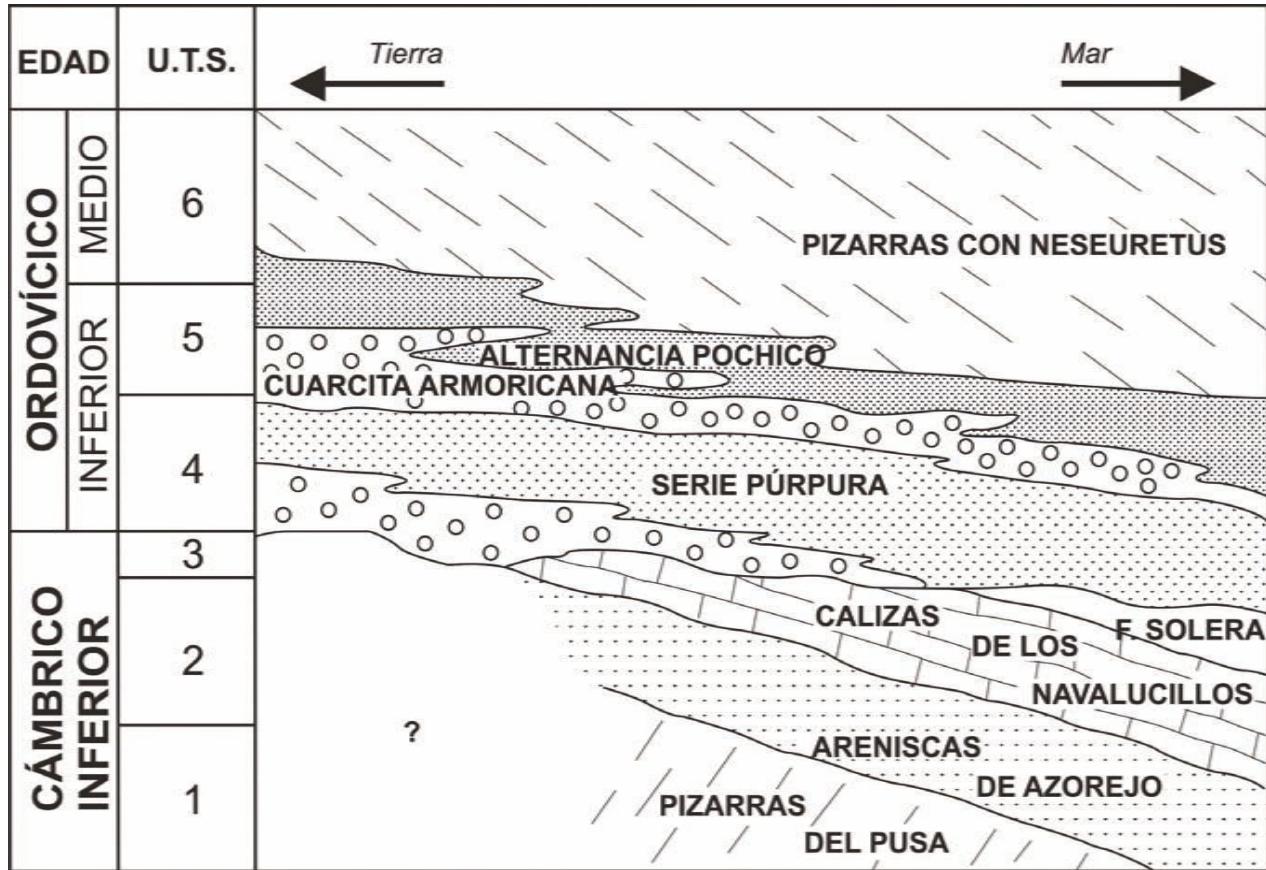


Figura 2.7. - Esquema simplificado de la plataforma durante el Cambrico Inf. - Ordovicico Med. en el área de LOS NAVALMORALES - NAVAHERMOSA - MORA.

do de la costa. Entre ellos se intercalan capas turbidíticas de arena y capitas delgadas de grano fino, representantes de turbiditas diluidas.

Serie Púrpura (10)

Aunque los afloramientos muestran profundas modificaciones por la intrusión granítica, pude-
de detectarse un ambiente marino (?) somero de plataforma dominada por la acción del
oleaje, que puede incluir intercalaciones de materiales groseros de génesis incierta.

Facies Armoricana (11)

Se depositó como resultado de la migración de barras arenosas en una plataforma siliciclástica marina somera. Probablemente el agente de transporte eran corrientes generadas por las mareas.

Las facies heterolíticas separan los episodios cuarcíticos y se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma no colonizadas directamente por las barras arenosas, sino marginales a ellas. Por ello, corresponderían, a depósitos de zonas de interbarra.

Las direcciones dominantes de corriente son: E-O y NE-SO según los puntos, lo cual puede in-
dicar una paleogeografía, en la cual, la plataforma sometida a la acción de las mareas, podría
orientarse de noroeste a sureste, es decir, más o menos perpendicular a la orientación supuesta
de la plataforma y la costa, que se emplazaría al sur. Las corrientes de marea tenderían a mover
masas de agua en dirección transversal a la amplia plataforma y los trenes de olas entrarían
paralelamente a ella, produciendo "ripples" de oscilación de crestas orientadas NO-SE.

Alternancia Pochico (12)

Son materiales depositados en una plataforma marina somera sometida a la acción del oleaje.
En los períodos de buen tiempo, o cuando las tempestades son menos violentas, el oleaje
afecta muy poco o nada a los depósitos lutíticos del fondo.

En estas plataformas, se diferencian campos de "megaripples" que migraban activamente y que, vistos a mayor escala, debían formar complejos de barras o bajíos arenosos de platafor-
ma. Estos campos están separados por amplias zonas de plataforma marina somera, lutítica,
con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas (storm surge
ebb). Pueden estar bioturbadas por Skolithos.

La paleogeografía de la plataforma parece ser relativamente parecida a la heredada de la Cuarcita Armoricana y se extendía de noroeste a sureste, con el continente situado al sur. Las tormentas que inducían los oleajes que gobernaban el depósito en esas zonas, llegaban desde el norte a noreste y afectaban profundamente a los depósitos de plataforma. Las direcciones de corriente y las orientaciones de los "ripples" y "megaripples" apoyan esta reconstrucción.

Pizarras con *Neseuretus* (13)

Parecen corresponder a un depósito de mar abierto, relativamente (¿o muy?) profundo, con

fondo anóxico, donde se conservaba la materia orgánica y se formaban concreciones piritosas de pequeño tamaño. Las capas de arenisca corresponden a depósitos de turbiditas de plataforma (?) en la transición de los ambientes de plataforma, de las alternancias infrayacentes, a los profundos de la unidad pizarrosa.

2.4. PLIOCENO - CUATERNARIO

2.4.1. Plioceno

2.4.1.1. *Bolos cuarcíticos y arenas. Rañas (14)*

Fosilizan a la Penillanura Fundamental de la Meseta.

Aparecen orlando a las Sierras de Corral de Cantos-Vicente-Morra-El Castañar, sobre todo en el borde meridional y noroccidental de la hoja. La potencia del depósito puede llegar a superar los 10 m. (alrededores de Navahermosa).

Localmente presentan cabeceras erosivas sin depósito, como al Sur de la Sierra del Castañar o en el valle del Arroyo de los Morales. Los depósitos en general están constituidos por gravas cuarcíticas empastadas en una matriz arcillosa rojiza. Sus bases son planas, aunque en algún punto pueden presentar morfologías suavemente canalizadas. Los cantos están afectados por rubefacciones y decoloraciones.

Sedimentológicamente corresponden a sistemas de abanicos aluviales relacionados con el inicio de la red fluvial actual, antes de que ésta se jerarquizase. Comúnmente se les asocia a un clima de tipo árido-semiárido. Por correlación con otros puntos de la Meseta, se le asigna una edad Plioceno-Pleistoceno Inferior.

2.4.2. Pleistoceno

2.4.2.1. *Cantos cuarcíticos y arenas. Glacis (15 y 17)*

Se distinguen varios niveles. El más antiguo (15), de probable edad Pleistoceno Inferior, se encaja en la raña en el Arroyo de Navarrosquillo (extremo NW de la hoja) y presenta los mismos caracteres litológicos que ella.

Los niveles más recientes (17), de probable edad Pleistoceno Medio, aparecen en ambas vertientes de la zona de sierras de la hoja. Se diferencian hasta tres niveles encajados, compuestos por 1-2 m. de gravas cuarcíticas sueltas, con una matriz limoarcillosa.

2.4.2.2. *Gravas y arenas. Terrazas (16 y 18)*

Sólo se reconocen algunos niveles de aterrazamiento en el borde meridional de la hoja. Entre ellos destaca un nivel antiguo (16) de probable edad Pleistoceno Medio, en el Arroyo de Valdelalengua. El resto (18), de probable edad Pleistoceno Superior, aparecen en los arroyos de Los Avellanos, de La Higuera y de Los Castaños. Todos ellos están compuestos por 1-2 m. de gravas cuarcíticas, arenas y limos.

2.4.3. Holoceno

2.4.3.1. *Limos y arenas con cantos. Aluviales (19)*

Muy desarrollados en la mitad Norte de la hoja. La potencia de sus depósitos es variable, aunque siempre inferior a 2 m. Están formados por limos y arenas con esporádicas hiladas de cantos subangulares de cuarcita, pizarra, "lehm" granítico, etc.

2.4.3.2. *Cantos cuarcíticos, arenas y limos. Derrubios de ladera (20)*

En general están compuestos por cantos cuarcíticos muy angulosos y fragmentos de pizarras en depósitos muy desorganizados. Destacan los potentes canchales y pedrizas de la zona de sierras, donde la potencia de estas acumulaciones puede llegar hasta 5 m., a base de bloques angulosos de cuarcita; la matriz está relacionada con procesos de fragmentación por helada (crioclastia) en los cantiles cuarcíticos.

El resto de los depósitos de laderas, en la mitad Norte de la hoja, están compuestos por finos recubrimientos arenosos con cantos de feldespato, "lehm" granítico, etc. En ellos son comunes las edafizaciones recientes.

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA

3.1.1. Introducción

La estructura existente es el reflejo de la Orogenia Hercínica y sobre todo de la primera fase de deformación.

Son diversos los estudios realizados en los Montes de Toledo, en donde se pone de manifiesto la evolución estructural, tanto a nivel puntual como regional.

Dentro de ellos, caben reseñarse los trabajos de APARICIO (1971), MORENO (1977), VEGAS et al (1979), LEON et al (1981), MONTESERIN (1981), NOZAL MARTÍN (1981, 1982 Y 1986); JULIVERT et al (1983), MORENO et al (1985), MARTÍN SERRANO (1986) y VÁZQUEZ et al. (1988), en donde se exponen ampliamente la deformación prehercínica y hercínica, representadas ambas, por diversas fases y con mayor o menor incidencia según el área.

Para esta Hoja se ha reconocido una deformación prehercínica, tal como queda señalada cartográficamente, entre materiales del Cámbrico Inferior y del Ordovícico Inferior.

Con relación a la deformación Hercínica, se localizan dos fases principales, a las que le sigue la intrusión de las rocas ígneas del área que producen metamorfismo de contacto. Los movimientos tardihercínicos se manifiestan por fracturas y pliegues de amplio radio.

Por último todo el conjunto se ve sujeto a las reactivaciones producidas por la Orogenia Alpina.

3.1.2. Deformación prehercínica

Previa a la deformación hercínica, tiene lugar en esta Hoja, una deformación que corresponde a la denominada Fase Sárdica, puesta de manifiesto por la presencia de una discordancia cartográfica entre los sedimentos del Cámbrico Inferior y los del Ordovícico Inferior, representados en esta Hoja por la Formación Solera y la Serie Púrpura respectivamente.

Esta discontinuidad se manifiesta como una discordancia angular y cartográfica, aunque, lo más frecuente es el marcado paralelismo entre ambas formaciones infra y suprayacentes, con dirección y buzamiento de capas similares, que dificultan su visión. La presencia en ciertos puntos de los tramos basales microconglomeráticos de la Serie Púrpura, pone de manifiesto el desmantelamiento de los niveles cuarcíticos y areniscas de las Areniscas del Azorejo, en áreas próximas. La fase Sárdica, en este área, debe de manifestarse simplemente por un basculamiento, ya que las lineaciones de intersección (L_1) y los ejes de los pliegues de Fase 1 hercínica, se encuentran en toda la serie del Cámbrico Inferior, subhorizontales y sólo se han visto inclinados ligeramente en puntos aislados, a causa de las deformaciones tardías hercínicas.

3.1.3. Deformación Hercínica

Una vez culminada la Fase Sárdica, tiene lugar la sedimentación del resto del Paleozoico, del que solamente queda presente en la Hoja, el Ordovícico Inferior y parte del Medio.

Con posterioridad a dicha sedimentación tiene lugar la Orogenia Hercínica que se manifiesta en sucesivas fases y va acompañada de metamorfismo regional. Posteriormente se producen intrusiones graníticas, que originan metamorfismo de contacto y seguidamente los últimos eventos hercínicos, que deforman a todo el conjunto paleozoico y rocas ígneas.

3.1.3.1. Primera Fase (F_1)

La primera fase de deformación hercínica origina pliegues que llevan asociada una esquistosidad de plano axial S_1 , de tipo "slaty cleavage".

Pliegues

Los relieves paleozoicos existentes, forman parte del Flanco S del gran anticlinorio de Sonseca-Navahermosa, que ve ocupado su núcleo por rocas graníticas, ocultas parcialmente en la mitad nord-occidental, por sedimentos recientes pliocuaternarios y cuaternarios. A su vez, los relieves de este área, forma parte del Flanco N del Sinclinal de Retuerta del Bullaque-Los Yébenes, cuyo núcleo se encuentra en las Hojas limítrofes por el S.

Los materiales que configuran los relieves del S de Navahermosa, S. Pablo de los Montes y Las Ventas con Peña Aguilera, forma un conjunto alternante de cuarcitas, areniscas y pizarras ordovícicas con un tramo central cuarcítico (Cuarcita Armoricana). Todos ellos se encuentran plegados, según dos direcciones preferentes NO-SE y NE-SO, y como pliegues más representativos, se observan, los de Navahermosa, S. Vicente y Sierra del Castañar. (El Saucedal).

El primero de ellos se localiza al S de la localidad de Navahermosa y corresponde a un sinclinal

con 7,5 km de longitud de traza y dirección NE-SO. Su longitud de onda se estima en unos 3,5-4 km y su amplitud no debe de sobrepasar 1,5 km.

Corresponde a un pliegue relativamente apretado que tiene un ángulo entre flancos del orden de los 35-45° con un buzamiento medio de 75°.

El segundo de los macropliegues del área corresponde al sinclinal existente al S y SO de S. Pablo de los Montes que con una dirección de traza NO-SE discurre a lo largo de unos 7 km en materiales del Ordovícico Inferior.

La traza se ve afectada por deformaciones tardías que llevan una dirección general NE-SO, como se aprecia por las lineaciones de intersección (L_i) que pinchan, tanto a N como al S, con buzamientos menores de 15°. Esto da lugar a la presencia de abombamientos que marcan cierres sinclinales a lo largo de su traza. Tal es el caso del cierre existente entre los cerros Vicente y Cuervo, que con una anchura cartográfica de unos 2,5 km resalta en el conjunto, por ser el tramo de cuarcitas armorianas las que dan forma al mismo.

Podemos decir que todo este área, (S y SO de S. Pablo de los Montes), su prolongación por el NO, hasta el Sinclinal de Navahermosa y por el SE, hasta el de la Sierra del Castañar - El Saucedal, constituye una superficie con numerosos pliegues suaves, que en cerros aislados quedan superficies onduladas a modo de platos y que tienen una longitud de traza kilométrica, trastocadas por la fracturación tardihercínica, con amplitudes inferiores a los 500 m.

El tercero y último de los pliegues mayores corresponde al denominado Sinclinal de El Saucedal, que tiene su prolongación por el E en la Hoja nº 685 (18-27), Los Yébenes y cuyo flanco N está representado geográficamente por la Sierra del Castañar. La traza del pliegue lleva una dirección NE-SO y su longitud, en esta Hoja es de unos 7 km. Destaca dentro del conjunto litológico plegado, el cierre que presenta la cuarcita armónica en el Cerro de Peñafiel. Corresponde a un pliegue de amplio radio, abierto, con buzamientos del orden de los 45-65° en el flanco N y 35-50° en el S.

Son diversos los puntos en donde se observan pliegues métricos que corresponden al estilo general de los macropliegues del área. Por su facilidad de acceso citaremos los existentes en la c.c. de Navahermosa a Navas de Estena en los puntos kilométricos 61,2, 65,5 y 66,8 donde aparecen numerosos pliegues menores cuyas trazas axiales, representadas gráficamente en la Figura nº 3.1, llevan una dirección generalizada N 120-150° E con inclinación tanto al N como al S en torno a los 10°. (Figura 3.1).

En general podemos decir, que los pliegues de fase 1 existentes en la Hoja, son poco apretados, abiertos, con flancos que forman entre sí 90-120°, con sinclinales suaves y anticlinales más estrechos y vergencia poco acusada hacia el N. Presentan geometría variable condicionada por el tipo de litologías de los niveles afectados. Cuando los niveles son alternancias de pizarras, areniscas y cuarcitas, se producen pliegues isopacos de la clase 1B y 1C de RAMSAY (1967), en los niveles competentes. En los tramos pizarrosos, que presentan estiramientos en sus flancos y engrosamiento en las charnelas, se generan pliegues de la clase 3, próximos a la 2 de RAMSAY (1967).

Esquistosidad

La primera fase de deformación, origina una esquistosidad S_1 , asociada a los pliegues, que es subparalela a su plano axial y que afecta en mayor o menor medida a todos los metasedimentos del área.

Para las rocas pelíticas, la esquistosidad S_1 es del tipo "slaty-cleavage", característica de rocas con bajo grado de metamorfismo.

En las rocas grauváquicas, areniscosas y cuarcíticas, se desarrolla una esquistosidad grosera ("rough cleavage"). También se observa una esquistosidad espaciada en niveles competentes, así como refracción entre capas de distinta litología.

En los conglomerados se observa una deformación en los cantes que disponen su eje mayor según el plano de esquistosidad S_1 . Del mismo modo, se han localizado trilobites deformados según este mismo plano S_1 .

Al microscopio aparece una orientación de los filosilicatos en las muestras pelíticas, en tanto que, para las rocas de grano grueso, lo más frecuente es que sólo aparezca de una forma aislada alguna sericitita orientada o algún grano deformado.

En la Figura 3.2 se observa la proyección polar de las medidas de la esquistosidad S_1 , tomadas en la Hoja y representadas sobre una falsilla de "Schmidt" (hemisferio inferior). Como se puede ver aparece un máximo de dirección N 163° E y buzamiento 87° N, que corresponde con la existente a nivel regional, aunque algo más norteada por efecto de las deformaciones tardías.

Lineaciones de intersección

La intersección entre los planos de estratificación S_o y la esquistosidad S_1 , es la lineación L_1 , que es subparalela a los ejes de los pliegues de esta fase.

En la Figura 3.3, se han representado sobre una falsilla de "Schmidt" (hemisferio inferior), las proyecciones de polos de las lineaciones de intersección L_1 , medidas. Como se puede ver, existe un máximo determinado de dirección N 148° E con buzamiento de 2° hacia el N, que corresponde en el comportamiento de materiales que carecían de deformación previa a la F_1 , y que únicamente a nivel puntual, se ven afectadas por deformaciones tardías, aumentando su inclinación y/o variando la dirección.

3.1.3.2. Segunda Fase (F_2)

La segunda fase de deformación hercínica, origina pliegues que llevan asociada una esquistosidad de plano axial subhorizontal.

Pliegues

En la zona Centro-Ibérica se manifiesta una segunda fase de deformación que genera plie-

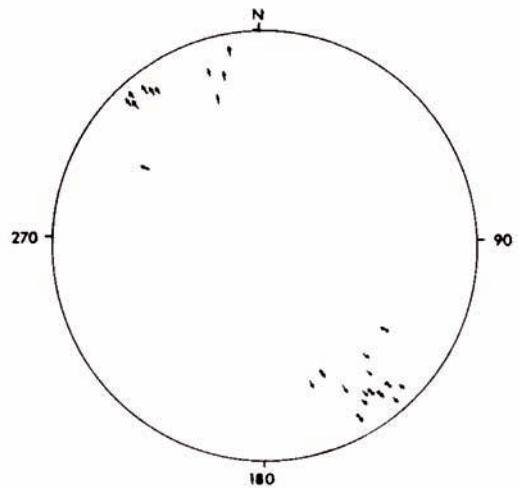


Figura 3.1. - Proyección estereográfica de ejes de pliegues menores de fase 1.

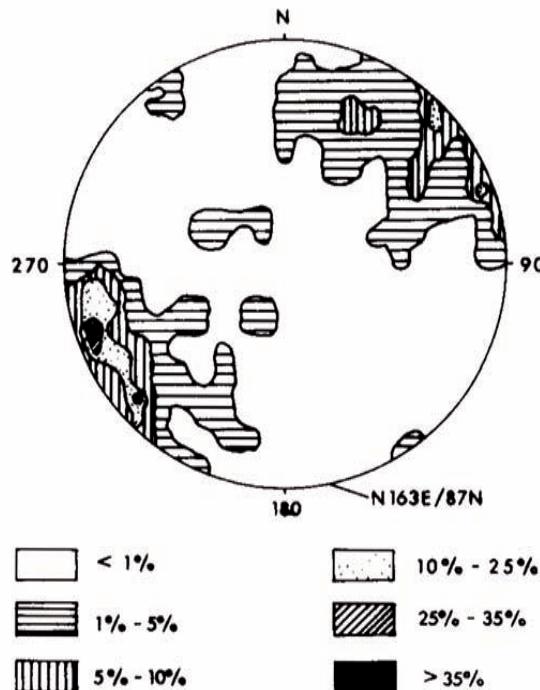


Figura 3.2. - Proyección de polos de esquistosidad S_2 - Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior)

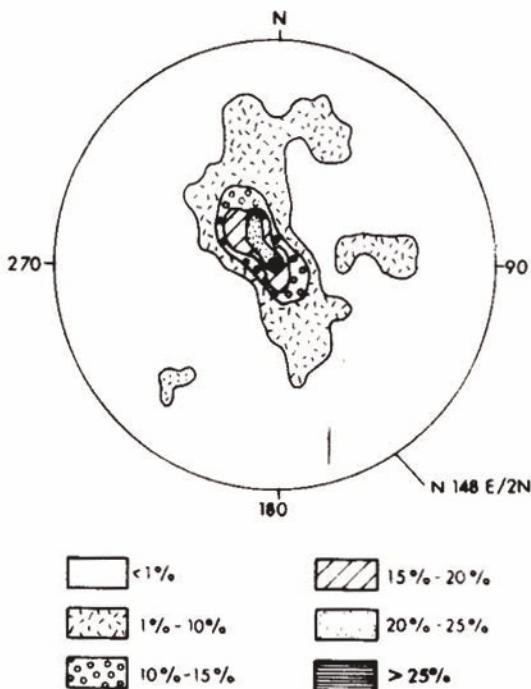


Figura 3.3. - Proyección de polos de lineación de intersección (So-Si) Li. Falsilla de Schmid (Hemisferio Inferior).

gues de plano axial subhorizontal que tienen su mayor desarrollo en el SO de Salamanca. En este área, DÍEZ BALDA M.A. (1982 y 1986) MARTÍN HERRERO , D. et al. (1988) y DÍEZ BALDA M.A. et al (1990), mencionan entre Sequeros y Salamanca, la existencia de una zona de cizalla horizontal generada por esta F_2 , que deforma de una manera heterogénea a las rocas previamente deformadas por la F_1 . Mencionan también que ligado a este cizallamiento, se generan pliegues y una esquistosidad S_2 subhorizontal que varían con el grado de metamorfismo y también que aparecen foliaciones subhorizontales en las rocas graníticas del área.

Por otra parte, MORENO, F. (1977) menciona en el extremo noroccidental del Macizo de los Villuercas diversos micro y mesopliegues y una esquistosidad de crenulación asociada. Este mismo autor en la Hoja nº 685 (18-27) Los Yébenes, menciona que su existencia podría ser el resultado del ascenso de un nivel estructural más profundo, debido a la formación de un domo o antiforme de tercera fase, lo cual habría posibilitado el afloramiento de dichas estructuras, no alcanzadas, sin embargo por el nivel de erosión actual en otras zonas.

Tanto en el área de Los Yébenes como en la presente Hoja, no se han observado pliegues

originados por esta fase 2, pero en la Hoja n° 655 (16-26) Los Navalmorales hemos localizado pliegues menores de estas características (IGLESIAS, A. et al 1990).

Esquistasidad

Los pliegues generados por la F_2 llevan asociada una esquistasidad S_2 de plano axial que pasa, a nivel regional, de buzamiento subhorizontal a 45° hacia el S.

En esta Hoja aparece escasamente representada en diversos afloramientos de naturaleza pelítica (Pizarras negras con *Neseuretus*) del área SE, en su borde con la Hoja n° 685 (18-27) Los Yébenes en donde también está presente.

Corresponde a una esquistasidad S_2 incipiente, que lleva una dirección generalizada NO-SE, con buzamientos próximos a los 20° hacia el S, y presente al microscopio por ligeras crenulaciones de la S_1 .

Lineaciones de intersección

La intersección entre los planos de estratificación S_0 y la esquistasidad S_2 , es la lineación L_2 , que en la zona aparece también subparalela con las trazas axiales de Fase 1.

En la figura n° 3.4 se han representado sobre una falsilla de "Schmidt" (hemisferio inferior) las proyecciones de polos de las lineaciones L_2 observadas en distintos puntos de la Hoja, que presentan direcciones comprendidas entre N $120-150^\circ$ E y buzamientos entre 20° y 45° tanto al N como al S.

3.1.3.3. Otras deformaciones

Pliques

Dentro de la Hoja, se han localizado varios pliegues menores, que llevan una dirección generalizada entre N $30-45^\circ$ E.

En las trazas axiales de los pliegues de Fase 1, se han observado ligeros cabeceos que inclinan sus trazas tanto al S como al N. Estos cabeceos, corresponden al resultado de una compresión de dirección NO-SE que genera pliegues suaves de dirección general NE-SO, similares a los pliegues métricos observados a nivel puntual.

En la figura n° 3.1. están representados pliegues menores de fase 1, en donde se puede ver, que sus cabeceos aparecen tanto al N como al S, y nos indican la existencia de pliegues tardíos con dirección NO-SE.

En esta Hoja no se observa esquistasidad asociada a dichos pliegues.

Fracturas

Dentro de la deformación frágil, aparecen diversos sistemas de fracturas que corresponden a dos episodios diferentes: fracturas post fase 1 y fracturas tardihercínicas.

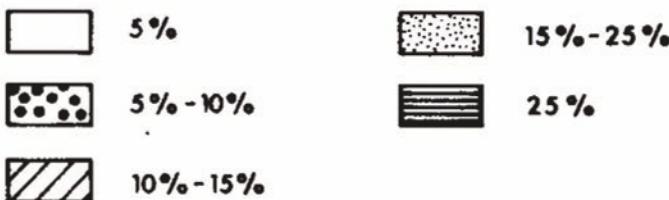
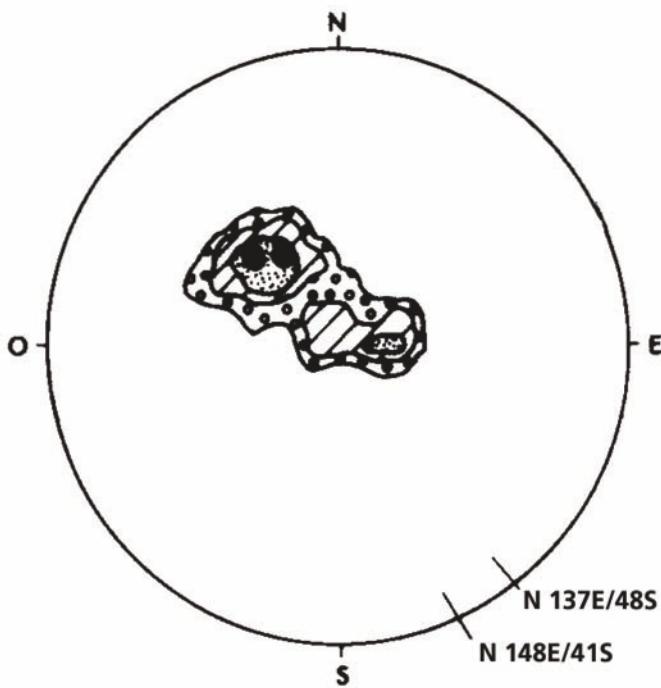


Figura 3.4. - Proyección de polos de lineación de intersección (S_0-S_2) Li. Falsilla de Schmid (Hemisferio Inferior).

Al primer grupo, corresponden las fracturas de dirección N 100-140° E que se generan como resultado de la culminación del proceso compresivo que origina los pliegues de fase 1, y que existen en todos los relieves paleozoicos extremeños y parte de los Montes de Toledo, incluidos todos en la Zona Centro-Ibérica.

El mayor accidente de este tipo se localiza en el SE de la Hoja y afecta a los materiales del Ordovícico Inferior.

Se inicia, por el O, en el borde con la Hoja n 683 (16-27) Espinoso del Rey, por donde continúa con una dirección N 100-110° E para, en el Corral de Cantos, pasar a N 120-130° E. A lo largo de la traza de unos 12,5 km aproximadamente, se observa cómo los sedimentos de la Serie Púrpura, cabalgan sobre la cuarcita Armoricana y a su vez cómo pliegues existentes en esta última, se ven interrumpidos por la falla inversa. La falla tendría su plano verticalizado con buzamiento al S.

El segundo grupo corresponde a fracturas que se consideran originadas en los últimos episodios de la Orogenia Hercínica, y que esta Hoja mantienen las direcciones y sentidos regionales.

Las fracturas quedan marcadas con claridad, sobre todo, en aquellas zonas donde existen niveles más competentes intercalados con tramos más plásticos, por lo que las áreas ocupadas por sedimentos paleozoicos son las que permiten ver el tipo de movimiento sufrido. No sucede así con las rocas graníticas, en donde sólo se aprecia su sentido cuando cortan a diques (área N de S. Pablo de los Montes).

La representación gráfica de 126 fracturas, queda plasmada en la figura 3.5

Como se puede observar, existen dos familias bien representadas: N 15°-85° E y N 103-114° E.

En el sistema N 15°-85° E es donde se agrupa el mayor número de fallas y dentro de él, aparecen dos picos máximos de direcciones N 25° E y N 55° E. Todo este grupo se comporta como fracturas de desgarre senestro.

El otro sistema, de dirección N 103-114° E, corresponde a fallas de desgarre dextro y su incidencia se aprecia peor dado que se disponen subparalelas con la estratificación del área, por lo que muchas de ellas quedan enmascaradas.

En conjunto, ambos sistemas de fracturas constituyen un único evento de fracturación conjunta, que se formaría por la acción de una compresión (acortamiento) de dirección N-S.

Una vez finalizada la Orogenia Hercínica tienen lugar los movimientos alpinos que dan lugar a deformaciones y reactivación de las fracturas preexistentes. Por ello las fallas hercínicas inversas y direccionales pasan a comportarse en general, como normales (p.ej. falla normal del N de Baños del Robledo) estableciéndose así, un basamento escalonado sobre el que se depositaron los materiales más recientes.

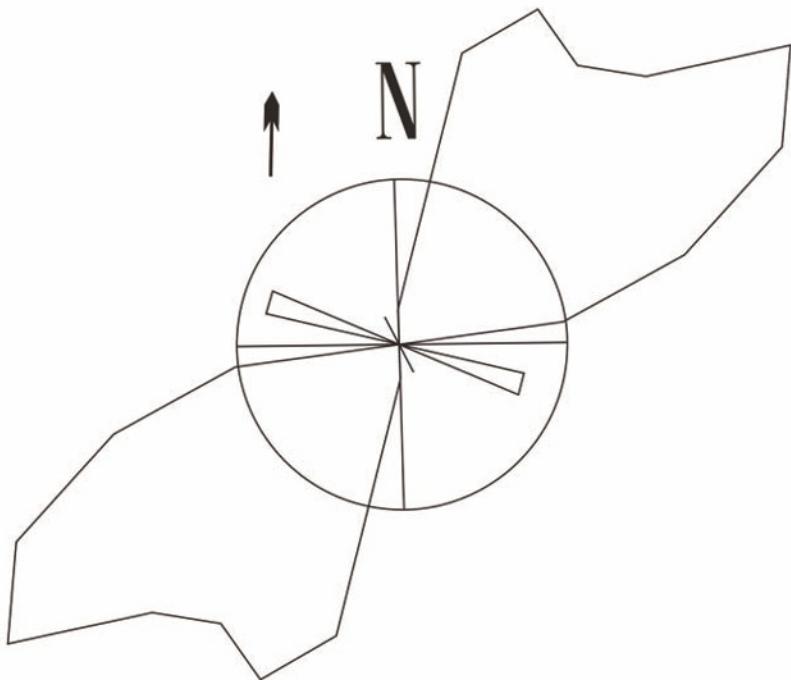


Figura 3.5. - Representación de 126 fallas en el diagrama en rosa de los vientos.

3.1.4. Características estructurales de los granitoides

Las cinco facies o unidades graníticas de esta Hoja muestran caracteres tardí-cinemáticos respecto de las fases principales de deformación de la Orogenia Hercínica. En general, no tienen una fábrica planar (foliación) muy marcada, presentándose sólo en zonas o puntos muy locales. La generación de estas fábricas anisótropas se puede atribuir a mecanismos ascensionales, ligados a esfuerzos externos a que son sometidos estos granitoides durante el emplazamiento.

El conjunto de rocas graníticas en el borde meridional se emplaza, de manera intrusiva, sobre los materiales del Paleozoico Inferior, provocando en ellos un intenso metamorfismo de contacto, con la presencia de skarns bien desarrollados sobre rocas carbonatadas. En estas áreas, las fracturas coinciden con los elementos micro y mesoestructurales de los granitoides, especialmente con las débiles orientaciones locales que presentan los megacristales de feldespato potásico. Estas orientaciones oscilan de N-10°E a N-45°E.

Según ANDONAEGUI, P. (en prep.), la denominada “Alineación de granitoides Mora-Ventas

con Peña Aguilera”, en cuanto a metamorfismo se refiere, presenta una intensidad térmica que parece aumentar desde Mora hacia el Oeste, lo cual induce a pensar que los granitoides aflorantes en la Hoja corresponden a un mayor nivel de erosión que el de sus vecinos.

En general, aunque el número de lineamientos sea escaso, las direcciones más frecuentes giran en torno a N-25°E, N-S, E-O y N-140°E.

En el sistema NE-SO es donde se agrupan el mayor número de fallas y las más importantes, comportándose algunas de ellas como fracturas de desgarre senestro, a excepción de la que aparece a lo largo del Arroyo del Rubiadero (área de Ventas con Peña Aguilera) que desplaza diques de pórfido en sentido dextro. Sin olvidar que muchas de estas fracturas, en el Alpino, una vez finalizada la Orogenia Hercínica, fueron reactivadas a partir de fracturas preexistentes.

Por último mencionar la existencia de familias de diaclasas subverticales, observándose dos sistemas principales: uno N-10°25°E y otro N-100°120°E, siendo el segundo generalmente más penetrativo que el primero.

3.2. NEOTECTÓNICA

Mediante el trazado de isohipsas de la raña se deduce la existencia de tres accidentes que la desnivelan hasta 20 m, localizados entre Navahermosa y San Pablo de los Montes. Las fallas presentan direcciones de NNE-SSO a NE-SO. Por otro lado, numerosos cauces fluviales presentan trazados muy rectilíneos coincidentes con las fallas principales del macizo granítico. A excepción de dos de ellos (asociados a posibles anomalías geomorfológicas relacionadas con la forma de la superficie de la raña, entre Navahermosa y San Pablo de los Montes), creemos que el resto se deben a un simple proceso de sobreimposición y erosión diferencial.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. FISIOGRAFÍA

La hoja se encuentra ubicada en los Montes de Toledo, en su Sector Central. Está limitada al Norte por los Llanos de Gálvez; al Sur por el Valle del río Bullaque; al Oeste por las Sierras del Aceral, de las Particiones y de la Majana, y al Este por la Sierra del Castañar-Los Yébenes.

Climáticamente muestra un carácter templado continentalizado, con una pluviometría media anual de unos 500-600 mm. y una temperatura media de 15°.

Orográficamente la hoja puede ser dividida en dos sectores claramente contrastados. La mitad Norte queda representada por una gran llanura que desciende de Sur a Norte desde los 800 m. (San Pablo de los Montes) hasta los 750 m. (Menasalbas-Cuerva). La mitad Sur corresponde a una zona de Sierras de altitud considerable: Galinda (1.141 m.), Corral de Cantos (1.419 m.), Vicente (1.429 m.), Morra (1.373 m.), Cerillón (1.367 m.), Peñafiel (1.420 m.) y Saltadero (1.274 m.), estos dos últimos cerros ya en la Sierra del Castañar.

La red fluvial de la hoja está representada por diversos barrancos que arrancan de la zona de sierras, drenando hacia el Norte al río Tajo (río Torcón, Arroyo de los Cerrueños), o bien hacia

el Sur al río Bullaque (Arroyo de los Reales, Arroyo de la Higuera, Arroyo de los Castaños, etc.). En el Valle del río Torcón se localiza el Embalse del mismo nombre.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Morfoestructura

La hoja se ubica en los Montes de Toledo, en su borde con la “Superficie de Toledo” (VIDAL BOX, 1944). Esta superficie consiste en un extenso replano labrado en rocas ígneas, cubierto parcialmente por amplios canturrales cuarcíticos correspondientes a rañas. El sector de sierras conforma el armazón principal de los Montes de Toledo, constituido por varias alineaciones montañosas de relieve más o menos enérgico.

4.2.1.1. *Penillanura fundamental de La Meseta*

Queda representada por una amplia llanura a unos 750 m. de altura media. En ella se observa que las rocas ígneas del zócalo están afectadas por una importante alteración relictta, parcialmente desmantelada en las proximidades y fondo del Valle del Torcón.

La superficie, algo degradada, aparece bien desarrollada entre San Pablo de los Montes y Menasalbas.

4.2.1.2. *Relieves graníticos*

Allí donde el perfil de alteración ha sido desmantelado, afloran rocas ígneas paleozoicas con un modelado estructural típico en forma de berrocales, lanchares, bolos, etc. Su desarrollo es especialmente significativo en los alrededores del Embalse del Torcón, donde los haces de diques de dirección E-W forman crestas nítidas de largo recorrido.

4.2.1.3. *Sierras paleozoicas*

Constituyen el tercio meridional de la hoja. Su modelado estructural, muy acentuado, refleja la disposición de los estratos cuarcíticos de las series paleozoicas. Forman crestas, barras y “hog-backs” de diverso desarrollo, así como cierres periclinales, etc. La incisión de la red fluvial ha originado cluses, ruces y combes de cierta vistosidad, sobre todo en el sector Corral de Cantos-Vicente-Majadillas.

Uno de los caracteres más significativos de esta zona de sierras es el enorme desarrollo de los depósitos de ladera. La inmensa mayoría de ellos consisten en acumulaciones masivas de crioclastos formando canchales y pedreras de dimensiones considerables. En estas laderas también se observan diversos procesos de dinámica de vertientes tales como reptación, deslizamientos rotacionales, caídas de bloques, etc.

4.2.1.4. *Acumulaciones de piedemonte*

Quedan representadas por diversos glacis, pertenecientes a dos tipos principales: rañas y glaciares cuaternarios. Las primeras constituyen amplios abanicos culminantes que fosilizan a la pe-

nillanura fundamental. Están formadas por un canturral cuarcítico y se desarrollan en el sector noroccidental de la hoja, arrancando de la Sierra de Galinda y vertiendo hacia la Cuenca del Tajo. También aparecen orlando a las sierras de Corral de Cantos-Vicente-Morra-El Castañar hacia el Sur, dirigiéndose hacia el Valle del río Bullaque.

Por su parte los glacis cuaternarios, encajados en los anteriores, presentan un desarrollo modesto y se localizan en el piedemonte septentrional de la Sierra del Castañar, así como en varias laderas y valles del resto de las sierras.

4.2.2. Estudio del modelado

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

4.2.2.1. Formas de aplanamiento

En la hoja se distinguen dos superficies de erosión. La más antigua constituye un nivel de cumbres, localizado en la zona de sierras, con una cota entre 1.300 y 1.350 m. Esta superficie constituiría, según PEDRAZA (1989a), un residuo de un primitivo “*etchplain*” (o superficie grabada). La edad final de elaboración es desconocida, aunque podría corresponder a mediados del Oligoceno (superficie generatriz de PEDRAZA, 1989b). Esta superficie sería equivalente a la “*Dachfläche*” intramiocena de SCHWENZNER (1937).

Por otro lado, en la mitad septentrional de la hoja aparece una superficie extensa que constituye la “Superficie fundamental de la Meseta” (SCHWENZNER, 1937; SOLE SABARIS, 1952, etc.), que en la hoja presenta una pendiente suave de Sur a Norte. Los relieves residuales (o montes-isla, descritos por VIDAL BOX, 1944) de Layos-Nambroca” permiten diferenciar dos amplios sectores. Al Sur de los mismos, en el área de Sonseca, se desarrolla sobre materiales granodioríticos.

Superficialmente está constituida por un manto de alteración de matriz arenosa formado *in situ* sobre los granitos.

Según OBDENBUSCH, 1982 (en NICOD y VAUDOUR, 1985), se trata de una superficie general antigua (“*Altfläche*”), en la que aparecen esporádicamente encostramientos silíceos correlativos con ella. Se han cartografiado algunos de ellos en el área de El Castañar (alrededores del Arroyo de San Martín de la Montaña, al E de Pulgar). Al Norte de los montes-isla afectan a materiales migmatíticos y está formado por alteritas. Es denominada por OBDENBUSCH (*op. cit.*) “*Vorlandfläche*” y en ella también aparecen costras silíceas.

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 arcósico 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 piedimentos asociados.

PEDRAZA (1989a) también estima un origen bajo un clima no muy distinto del reciente o subáctico, que favoreciera la creación de un piediment 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”. Finalmente hay que señalar la gran abundancia de pequeños “inselbergs” destacando en la llanura.

La edad Pliocena de finalización de elaboración de esta superficie parece estar aceptada, ya que afecta a los páramos neógenos del Tajo y es fosilizada por la raña, de probable edad Finipliocena (se trataría del “piedemonte superior” de PÉREZ GONZÁLEZ, 1979).

4.2.2.2. Formas graníticas

Aparecen en toda la mitad septentrional de la hoja, sobre todo a lo largo del río Torcón y en general allí donde la erosión fluvial ha desmantelado la alterita arenosa. Las formas aparecen en un paisaje 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, arrancando de las sierras principales, con una pendiente del 0,3 al 0,8%, orlando los principales relieves del sector. Estos glacis están ausentes en el tercio NE, mientras que adquieren gran desarrollo al NO, en el área de Navahermosa, donde la potencia de sus depósitos puede llegar a ser mayor de 10 m. Se trata de bolos y cantes rodados de cuarcita, cuarzo, pizarra y granito. Estos depósitos fosilizan a la superficie fundamental de la Meseta (figura 4.1).

En el Valle del Arroyo de los Morales (extremo SO de la hoja) aparecen unos replanos adosados a la Sierra de Calanchares, a una cota de unos 820 m. En ellos apenas se aprecia depósito (tan sólo una capa superficial de cantes y arenas) ni morfología de glacis. Sin embargo, se sitúan a una altura muy similar a la de la cercana raña del Arroyo de los Reales (a 838 m.). Por

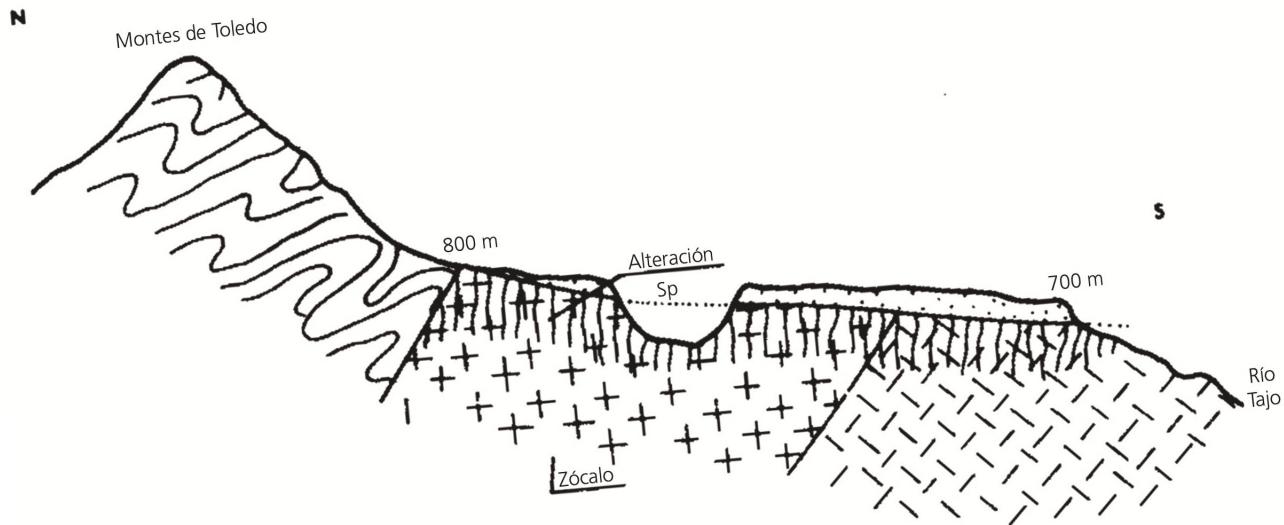


Fig. 4.1. - Corte esquemático del borde septentrional de los Montes de Toledo hacia el río Tajo (Molina y Blanco, 1980). Se distingue una superficie pliocena con depósitos asociados (Sp) que sella una alteración del zócalo

ello pensamos que estos replanos deben de corresponder a "pediments" erosivos (o semidesnudos) de cabecera de la raña.

"Pediments" similares (aunque sin depósito alguno) aparecen también al N de la Sierra del Castañar. Se sitúan a unos 900 m. en posición dominante con respecto a los demás glacis cuaternarios y con respecto a la superficie fundamental de la Meseta, a la vez que se encajan en la superficie de cumbres. Aunque no aparecen restos de rañas en este sector, creemos que deben de tener un origen similar a los del Arroyo de los Morales, siendo más o menos contemporáneos con el episodio de la raña.

Por último, en el piedemonte meridional de la Sierra del Castañar las rañas desarrollan en sus cabeceras replanos erosivos que enlazan nítidamente con la superficie de los correspondientes abanicos. La existencia de todos estos replanos de erosión en las cabeceras de las rañas abogaría por una génesis bajo clima semiárido, ya que toman las características típicas de "pediments" desnudos/cubiertos.

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 illita 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 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) y MARTÍN-SERRANO y MOLINA (1989) su origen podría estar en un clima estacional no necesariamente árido. Algunos autores piensan que su emplazamiento se ha visto favorecido por movimientos tectónicos Mio-Pliocenos (AGUIRRE *et al.*, 1976; MARTÍN ESCORZA, 1977; OBDENBUSCH, 1982). En cualquier caso, su edad parece aceptado que se situaría en torno al Plioceno Superior (Villafranquense).

En cuanto a los glacis cuaternarios, adquieren un desarrollo muy modesto. Se han reconocido hasta cinco niveles.

El más antiguo (G_8) aparece encajado en la raña en el valle del Arroyo de Navarrosquillos (extremo NO de la hoja). Le asignamos este nivel por continuación y correlación con niveles similares que aparecen más al Norte, en la hoja de Gálvez (nº 656). Arranca de la raña y presenta unos caracteres litológicos semejantes a ella.

El nivel G_4 aparece bien representado en el Norte de la alineación montañosa Corral de Cantos-Vicente. Los niveles G_3 y G_2 , sucesivamente encajados uno en otro, aparecen en el valle del Arroyo de los Castaños (borde SE de la hoja), así como asociados a los retazos de G_4 existentes en diversas depresiones y valles del área de sierras. Muchas veces constituyen en realidad glacis-vertiente, con unas dimensiones muy reducidas y altas pendientes.

Litológicamente, están compuestos por 1-2 m. de gravas, en su mayoría procedentes de afloramientos de rañas o de las sierras cuarcíticas.

4.2.2.4. Formas fluviales

Las únicas formas fluviales acumulativas reconocidas en la hoja corresponden a diversos niveles de terrazas desarrollados en los Arroyos de Valdelalengua, de los Avellanos, de la Higuera y de los Castaños. Todos estos arroyos nacen en la vertiente Sur del área de sierras y son afluentes del río Bullaque. Hemos reconocido hasta cuatro niveles aislados y de escaso desarrollo.

En cuanto a las formas erosivas podemos diferenciar tres sectores contrastados. En los extremos SE y SO de la hoja, coincidiendo con el afloramiento de las pizarras negras con *Neseuretus* (Ordovícico Medio), la red fluvial presenta un patrón dendrítico denso, llegando a formar campos de cárcavas. El modelado se compone de aristas y valles en V con una incisión a veces considerable. Por otro lado, el sector de Sierras presenta valles en V bastante encajados, aunque con una densidad de drenaje menor que en el caso anterior. Muchas veces siguen directrices estructurales muy claras, dominando las direcciones ENE y NNE.

Finalmente, la mitad Norte de la hoja se caracteriza por presentar valles muy laxos, apenas incididos unos metros en la superficie fundamental de la Meseta. La incisión es mayor en el valle del Arroyo de Villapalos y valle del río Torcón. En este sentido, algunos de sus afluentes (Arroyo de los Molinos, Arroyo de Navalacierva), al encajarse en los afloramientos graníticos, forman cortos y estrechos cañones, fundamentalmente controlados por las directrices estructurales del macizo. En general el grado de incisión disminuye de Sur a Norte, lo cual está relacionado con la rápida disminución de pendiente de la superficie fundamental de la Meseta hacia la Cuenca del Tajo.

4.2.2.5. Formas de laderas

En el amplio sector ocupado por la superficie fundamental de la Meseta las laderas son de tipo convexo-cóncavo, muy regularizadas y con una escasa pendiente, sobre todo en las áreas con un importante desarrollo de alteritas (zona NE de la hoja). Los recubrimientos coluvionares en estas zonas son débiles, aunque su desarrollo espacial es importante.

Normalmente se relacionan con los suaves valles de fondo plano que drenan la red en este sector (Arroyo de los Cermeños, Arroyo del Prado...). En las zonas de afloramientos graníticos las laderas presentan formas alomadas, reproduciendo la morfología estructural del granito (domos, lanchares, berrocales...).

En la zona de sierras las laderas alcanzan un desarrollo considerable. Se trata de potentes acumulaciones de gelifractos cuarcíticos y pizarrosos muy angulosos, que tapizan las vertientes de las sierras de forma general. Cuando la alimentación de clastos en los frentes se acentúa, se forman grandes pedrizas y canchales. La extensión y abundancia de los canchales en la sierra no parecen estar controladas por su orientación a solana o a umbría (como sucede, por ejemplo, con los glaciares cuaternarios), sino más bien por la existencia de cantiles cuarcíticos que proporcionan clastos por gelificación.

Algunos de estos canchales son especialmente grandes en las laderas de Corral de Cantos; en general se sitúan todos por encima de los 1.000 m. En algunos cortes realizados en estas acumulaciones se observa una grosera granoclasicación negativa. Algunos de los clastos superficiales pueden llegar a medir 1 m. de diámetro. En el pasado (fases frías Pleistocenas) estos canchales fueron mayores y más numerosos; hoy día muchos de ellos se encuentran colonizados por la vegetación y estabilizados, mientras que otros siguen activos. Por último hay que destacar la importante dinámica de laderas y movimientos de masas activos en esta zona de sierras.

4.3. 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. 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 corroídos 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, caolínítico y preferentemente montmorillonítico (ya citado por VAUDOUR, 1977). 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 puede producirse bajo un clima de tipo subtropical húmedo (MOLINA, 1980; MOLINA *et al.*, 1985), 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 la 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.*, 1985).

4.3.2. Depósitos de piedemonte

La raña de la hoja de Navahermosa apenas supera los 10 m. de potencia. Se trata de gravas cuarcíticas redondeadas empastadas en una matriz arcillosa roja. Su base es plana, aunque localmente puede presentar morfologías suavemente canaliformes. Superficialmente existe un horizonte decolorado y una gravilla con pátina ferruginosa. La segregación de óxidos de hierro da lugar al abigarramiento de color. Los cantos están afectados por una rubefacción, así como por decoloraciones, etc.

Los depósitos de los glaciares cuaternarios presentan potencias menores (pocos metros) y están compuestos por cantos angulosos y subangulosos de cuarcita y pizarra, con una matriz arenolimosa ocre.

4.3.3. Depósitos fluviales

Las escasas terrazas colgadas que aparecen en los arroyos de Valdelalengua, de los Avellanos, de la Higuera y de los Castaños están formadas por apenas 1-2 m. de gravas cuarcíticas, arenas y limos.

En cuanto a los rellenos aluviales, su potencia es variable aunque siempre inferior a 2 m. Están formados por limos y arenas con esporádicas hiladas de cantos subangulosos de cuarcita, pizarra, Ihem granítico, etc.

4.3.4. Coluviones

Los depósitos coluvionares de la hoja en general están compuestos por cantos cuarcíticos muy angulosos y fragmentos de pizarras, arenas, etc. Suelen aparecer muy desorganizados y con potencias variables, aunque siempre inferiores a 5 m.

Los depósitos de canchal están formados por varios metros de cantos y bloques angulosos de cuarcita. La matriz (arenoso-arcillosa) está ausente en las partes superiores de los depósitos, aumentando hacia muro. Son omnipresentes en todas las sierras de la hoja, normalmente por encima de los 1.000 m.

En las áreas graníticas los coluviones están representados por recubrimientos métricos de arenas y cantillos procedentes de la alterita. Muchas veces están afectados por una edafificación sobreimpuesta cuaternaria, que da lugar a una cierta ordenación en horizontes de carbonatación y de concentración de humus y materia orgánica, sobre todo en las partes más superficiales.

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 subáerea 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.*, 1985). 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 "inselberg" o montes-isla y a sus pedimentos asociados (MOLINA *et al.*, 1985). 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).

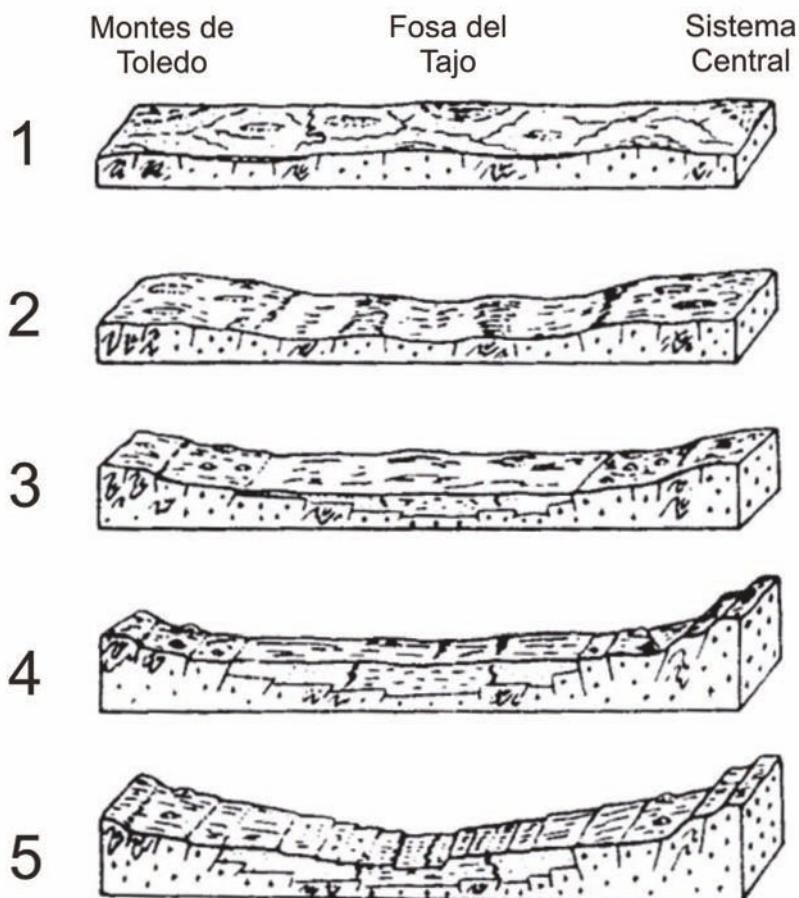
La raña es representativa de un sistema de abanicos aluviales que responden a los primeros estados de la red fluvial actual. Inicialmente, este drenaje era deficiente con acusados rasgos de hidromorfismo (MOLINA, 1980).

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.*, 1985).

4.5. PROCESOS ACTUALES

En la amplia llanura granítica el único proceso actual reseñable es el lento aunque progresivo encajamiento de los arroyos y barrancos afluentes del Tajo.

En el área de Sierras la dinámica actual es más activa. Está representada por diversos tipos de movimientos de masas en vertientes. Así, en toda la vertiente meridional de las sierras de



- 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 sedimentos 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).

Cerillón, Peñafiel y Saltadero, se registran varios deslizamientos rotacionales de tipo mixto (rotacional-flujo). Aunque de dimensiones modestas (las unidades deslizadas no superan el centenar de metros), son relativamente numerosos y se asocian a litologías más lábiles (pizarras). Por otro lado, la reptación ("creep") del suelo es generalizada en todas las sierras y se deja sentir especialmente en los desmontes artificiales y en los taludes de las carreteras.

Por último, los fenómenos de crioclastia presentan una intensidad apreciable en los crestones cuarcíticos de las sierras, dando lugar a la generación de bloques y clastos de diverso tamaño, que van alimentando a los canchales de las laderas. Otras veces se producen caídas de bloques y desprendimientos en los cantiles más acentuados. Estos procesos, unidos a los lentos movimientos solifluidales y gravitacionales que afectan a las laderas durante la estación fría, hacen que las vertientes en general y los canchales en particular presenten una actividad actual de cierta intensidad.

Todos estos procesos son consecuencia de la altitud de las sierras (más de 1.300 m. en muchos casos) y de la litología que las conforma (cuarcitas densamente diaclasadas), por lo que en el futuro cabe esperar que sigan actuando, con mayor o menor intensidad.

5. PETROLOGÍA

Todas las rocas ígneas de la presente Hoja se encuentran situadas en la parte centro-sur de la provincia de Toledo. Esta alineación granítica constituye la parte media-meridional del gran eje granítico Mora-Gálvez, formando parte de la plataforma morfológica, de 650 a 800 m. de altitud, que limita al Norte con las sierras de Montes-Islas y el gran accidente tectónico conocido como "Banda Milonítica", y al Sur con las primeras estribaciones de los Montes de Toledo.

Estas rocas han sido agrupadas en base a sus relaciones respecto a las fases principales de deformación hercínica y a las características petrológicas y mineralógicas que muestran las distintas facies que integran sus afloramientos. Según esto, todas pertenecen al grupo de rocas ígneas hercínicas y constituyen o forman parte de una gran unidad tardi-cinemática.

5.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

La génesis de los granitoides de la Hoja está directamente relacionada con los eventos tectono-metamórficos que tuvieron lugar durante la Orogenia Hercínica. Estas rocas se han emplazado en etapas tardías, o, al menos, con posterioridad a las fases principales de deformación, pues generalmente muestran fábricas isotrópicas, aunque en algún caso pueden mostrar una cierta anisotropía debido al desarrollo de fluidalidades magmáticas, producidas por la propia dinámica de emplazamiento del magma.

Por tanto, las superficies internas del granito, así como su arquitectura global, serán discordantes con las estructuras de los materiales encajantes (granitoides tardi-cinemáticos).

5.1.1. Granitoides tardicinemáticos

La superficie aflorante de rocas graníticas constituye, aproximadamente, el 60% de la Hoja.

En realidad, estas rocas son como la prolongación meridional de la alineación plutónica Mora-Gálvez, la cual se extiende de forma continua por las hojas de Mora (658), Sonseca (657), Gálvez (656), Turleque (686), Los Yébenes (685) y Navahermosa (684), a lo largo de unos 950 Km², aproximadamente. En su conjunto, presenta una geometría elongada, de dirección E-O, con una anchura media de 10 Kms. hasta el meridiano de Cuerva, para luego ensancharse hasta alcanzar unos 23 Kms.

Los principales granitoides representados en esta Hoja son:

- a) Granitos y/o monzogranitos, biotíticos, porfídicos, de grano grueso ± cordierita (Tipo Gálvez).(4)
- b) Granitos y/o monzogranitos, biotíticos, de grano medio-grueso, con megacristales de feldespato potásico ± cordierita. (Tipo Mora-Menasalbas).(5).
- c) Granitos y/o monzogranitos, biotíticos con ± moscovita, de grano medio-fino ± cordierita (Tipo San Pablo).(6).
- d) Granitos y/o monzogranitos, biotítico-moscovíticos, de grano medio-fino ± cordierita (Tipo Navahermosa).(7).
- e) Leucogranitos moscovíticos ± biotita ± cordierita ± granate ± andalucita ± turmalina (Tipo Cerro Torcón).(8).

La proyección modal (QAP) de estos granitoides puede verse en la Fig. 5.1.

5.1.1.1. Granitos y/o monzogranitos, biotíticos, porfidicos, de grano grueso ± cordierita (Tipo Gálvez). (4)

Esta facies de granitoides ocupa unos 59 Km² en la parte centro-septentrional de la Hoja, y prolonga sus afloramientos hacia el Norte, dentro de la Hoja de Gálvez (656), hasta llegar al gran accidente tectónico denominado "Banda Milonítica".

En realidad son muy parecidos mineralógicamente a la variedad que constituye la mayor parte de la alineación y que en este trabajo se le denomina "monzogranitos biotíticos, con megacristales, de Mora-Menasalbas (5)". Las diferencias más acusadas son de tipo textural debido a la mayor proliferación de los megacristales, segun una trama más apretada, que les confiere un carácter porfídico, y al mayor tamaño local de los constituyentes de la "matriz". Este ha sido el criterio que generalmente se ha seguido en campo para diferenciarlos cartográficamente.

No obstante, se plantea el problema de la naturaleza del contacto entre ambas facies graníticas (4 y 5). Para ANDONAEGUI (1990) se trataría de un contacto gradual a través de una facies intermedia de tránsito que envuelve a la variedad porfídica, con lo cual coincidimos hacia el S. y SO., a partir del paralelo que une el Cerro Torcón con Menasalbas, en una zona próxima a dos fallas, donde hay un paso transicional, entre ambas facies, del orden deca-hectométrico.

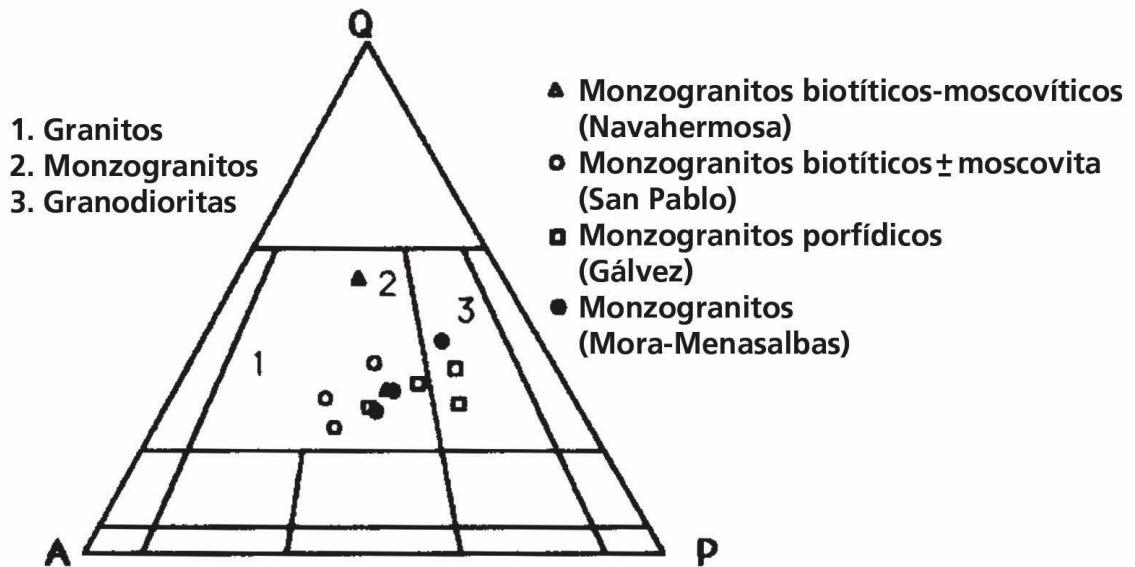


Figura 5.1. - Proyección en el triángulo QAP de los granitos de Navahermosa.

Sin embargo, hacia el Norte el contacto se hace mecánico y se produce a lo largo de una falla N-35°40'E que se prolonga en la denominada "falla de Gálvez". Dado el aparente poco salto que dicha falla produce en los granitoides de la Hoja, se podría pensar que este accidente ha tenido un salto en la vertical más acusado en su parte NE, sobre todo en los dominios de la Hoja de Gálvez (656) (falla en "tijera"?).

Por el Oeste, esta facies subyace bajo los materiales plio-cuaternarios de la "raña". Y por el SO., se pone en contacto con la facies que se ha denominado "Tipo San Pablo (6)", a través de una facies intermedia transicional de orden hecto-kilométrico.

Estos granitoides presentan como componentes mineralógicos principales: cuarzo (27.6%), feldespato potásico (37.3%), plagioclasa (21.2%) y biotita (11.9%). Como componentes accesorios: moscovita (0.7%), cordierita (0.2%), apatito (0.2%), circón (0.2%) y opacos (0.1%).

La proyección de estos datos en el diagrama QAP (STRECKEISEN, 1974) se sitúa entre los campos de los monzogranitos y de las 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 en este caso.

Los afloramientos más frescos y representativos de la Hoja se encuentran a lo largo de toda la ribera del Arroyo Torcón.

En campo, estos granitoides se caracterizan por ser muy biotíticos, de colores grises, de grano grueso y muy grueso, con abundantes megacristales y fenocristales de feldespato potásico, de 6 x 2 x 3 cm. de media (algunos sobrepasan los 12-14 cm. de largo), y con cristales de cuarzo (subalotriomorfos) que, generalmente, sobrepasan los 2-3 cms. de diámetro.

Son muy raros y apenas existen los microenclaves "microgranudos" (de tipo tonalítico), con máximos ejes de 8-10 cms. y formas elipsoidales.

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

El cuarzo aparece como pequeños cristales sudredondeados incluidos en feldespatos, como cristales subidiomorfos a xenomorfos 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 biotitas orientadas según la morfología de los mismos, también existen otros subidio-xenomorfos, 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 ya es típico de estos granitos, presenta abundantes inclusiones de circón con aureolas pleocroicas y de apatito con halos más débiles. Forma placas subidiomorfás con corrosiones locales por parte del feldespato-K y cuarzo, que le confiere un aspecto desflecado en los bordes, con ligera alteración a clorita. Otra característica es su marcado pleocroísmo, que va de rojo oscuro (Ng, Nm) a amarillo anaranjado (Np). Localmente aparece rutilo sage-nítico cuando se altera a clorita.

La cordierita, es un mineral accesorio que puede faltar en muchas muestras y que no sobrepasa el 2%. Siempre aparece alterada a agregados de moscovita y/o pinnita, en pseudoformas subidio-xenomorfás.

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, incluidos en las biotitas principalmente, y representan 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 no se ha detectado en las muestras estudiadas.

5.1.1.2. Granitos y/o monzogranitos, bióticos, de grano medio-grueso, con megacristales de feldespato potásico ± cordierita. (Tipo Mora-Menasalbas). (5)

Estos granitos afloran en la parte centro y centro-noreste de la Hoja, ocupando unos 120 Km², es decir, aproximadamente el doble que la superficie del grupo anterior. Representan la continuidad formal de afloramientos similares de las vecinas Hojas de Gálvez (656) y Sonseca (657).

Por el Oeste se ponen en contacto con la facies granítica (4) descrita anteriormente. Por el Sur y SE. se ponen en contacto con la facies que hemos denominado "Tipo San Pablo" (6) (descrita en el siguiente epígrafe) a través de una franja transicional - con afloramientos correspondientes a ambos granitos - que normalmente supera el kilómetro de anchura.

Estos granitoides se presentan bastante masivos y homogéneos, en los que la superficie de arrasamiento ha generado una plataforma más o menos plana en la que destacan algunos afloramientos en típicos "Lanchares". Sólo en el área de Las Ventas con Peña Aguilera destacan algunos relieves mayores que son aprovechados para la explotación del granito en canteras.

De *visu* se caracterizan por su color gris y textura heterograngular, 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 cms. de anchura. La distribución de los mismos parece

aleatoria, 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 "schlierens" biotíticos, caso de Cueva en el límite NE. de la Hoja con una dirección N110°E buzando 25°N. Así mismo, presentan cristales de cuarzo y agregados del mismo que, frecuentemente, sobrepasan los 2-3 cms. de diámetro.

Los enclaves que presentan son raros y escasos, de tamaños centi-decimétricos e irregularmente distribuidos. Los hay de naturaleza granítica porfídica, siempre más básicos que el granito portador; los tradicionales enclaves microgranulares ("gabarros") de composición preferentemente tonalítica; y algún que otro microenclave metasedimentario y/o "surmicáceo".

El estudio microscópico permite reconocer una textura granular a heterogranular hipidiomórfica, con la siguiente composición mineralógica: cuarzo (28.9%), feldespato-K (31.3%), plagioclasa (24.9%) y biotita (10.0%), como minerales principales; y cantidades accesorias de apatito (0.2%), circón (0.1%), opacos (<0.1%), y ± cordierita (1.6%). 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, si bien algunas se proyectan en el diagrama QAP en el campo correspondiente a las granodioritas (Fig. 5-1).

El cuarzo varía entre 28.1-33.6% y aparece formando cristales subredondeados monocristalinos o 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.

El feldespato-K representa entre 28.9-32.8% 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. Existe 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 tardimagnética de la cristalización.

La plagioclasa muestra una fluctuación modal entre 17.1-31.1% 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, no muy desarrollada pero sí constante, en estos granitos, es la formación de texturas mirmequíticas, de geometría ameboide y pequeño tamaño, desarrolladas en la interfase plagioclasa-feldespato-K y que suponen un volumen de la roca <1.5%. Además existe otra generación de plagioclasa ácida tardimagnética, de carácter xenomorfo, intersticial, que puede rodear a modo de coronas a los cristales anteriores. Ambas plagioclases 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 7,7-13,8% formando placas idio-subidiomorfás con abundantes y omnipresentes inclusiones de círcón, 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 desarrollarse 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 los "cleavages".

La cordierita es un mineral accesorio, pero común en todos los tipos graníticos de la alineación. En los monzogranitos el contenido es de 0.2-4.2% 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 xenomorfos y más raramente de cristales prismáticos idiomorfos.

La moscovita está presente en prácticamente la totalidad de las muestras estudiadas, en cantidades que no superan el 2.0%. 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, forma 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 tardimagma-tica (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).

5.1.1.3. Granito y/o monzogranito biotítico con ± moscovita, de grano medio-fino, con escasos megacristales de feldespato potásico ± cordierita (Tipo San Pablo) (6).

Estos granitoides afloran en el borde meridional de la gran unidad granítica denominada Alineación Mora-Gálvez. Constituyen una franja de, aproximadamente, 3-4 Kms. de anchura, que bordea a las dos facies descritas anteriormente (4 y 5), con las que interfiere a través de un contacto gradual de orden hecto-kilométrico, siendo la unidad o facies granítica que más claramente muestra caracteres intrusivos sobre las primeras estribaciones de los Montes de Toledo. (Materiales del Cámbrico Inferior de la Sierra de Corral de Cantos, Sierra de San Pablo de los Montes y Sierra del Castañar).

El conjunto de afloramientos ocupa una extensión aproximada de 76 Km².

En realidad, estos granitoides son muy parecidos mineralógicamente a las dos facies anteriores y que hemos denominado "Tipo Gálvez" (4) y "Tipo Mora-Menasalbas" (5). Las diferencias más acusadas son de tipo textural. Las tres facies tienen en común el ser granitos (monzogranitos) muy biotíticos, con la presencia constante de cordierita en diversas proporciones, pero esta facies ("Tipo San Pablo"), en campo, presenta el grano de la matriz más fino que en las anteriores, los megacristales de feldespato potásico son muy raros y esporádicos, pues se trata más bien de fenocristales con tamaños medios de 1-3 cms., los cristales de cuarzo y agregados de los mismos casi nunca alcanzan tamaños centimétricos (como ocurre en las facies anteriores), y, lo que es más característico, casi siempre se observa moscovita en mayor o menor proporción, aunque, generalmente sea secundaria.

Los enclaves aparecen esporádicamente, con tamaños centi-decimétricos e irregularmente distribuidos. Casi siempre son los típicos "gabarros" de composición preferentemente tonalítica o microenclaves metasedimentarios y/o "surmicáceos".

Al microscopio, la textura predominante es heterogranular, hipidiomórfica a xenomórfica.

Como componentes principales están: cuarzo (26.8%), feldespato potásico (25.7%), plagioclase (33.9%), biotita (7.5%) y moscovita (4.9%); y como accesorios: cordierita (0.7%), apatito (<0.1%), circón (<0.1%) y opacos (<0.1%). La proyección de esto datos en el diagrama QAP (STRECKEISEN, 1974), se sitúa en el campo de los granitos/monzogranitos. (Fig. 5-1).

El cuarzo se presenta xenomorfo y de pequeño tamaño. No suelen aparecer los megacristales de cuarzo globuloso, típicos del granito biotítico de Mora-Menasalbas. Otras veces aparecen cristales de cuarzo, de aspecto idiomorfo, rodeados de una aparente corona de grano fino y tendencia granofídica, que se distinguen del cuarzo xenomórfico mayoritario.

El feldespato potásico suele presentarse xenomorfo y tardío, ocupando espacios entre la trama plagioclásico-biotítica.

Las plagioclasas generalmente son subidiomorfas y están macladas y zonadas; destacan sobre un fondo de menor tamaño, predominantemente xenomórfico, donde también existen plagioclasas xenomorfas, a veces, con presencia local de intercrecimientos gráficos.

La biotita del interior de los megacristales aparece casi siempre sin alteración, con un intenso color marrón-rojizo, mientras que el resto de las biotitas están en su mayor parte cloritzadas. Se presenta generalmente subidiomorfa, con inclusiones de circón y apatito.

La moscovita es relativamente frecuente sobre cordierita, en placas formando agregados independientes, y relacionada con biotita y/o feldespato potásico.

La cordierita se presenta frecuentemente parcial ó totalmente pseudomorfizada por moscovita y pinnita.

5.1.1.4. Granitos y/o monzogranitos, biotítico-moscovíticos, de grano medio-fino ± cordierita (Tipo Navahermosa) (7).

Esta facies de granitoides aflora en el rincón NO. de la Hoja, en el fondo de los Arroyos Valleáalamo, Navarrosquillos y Merlín, además de un pequeño afloramiento en el pueblecito de Hontanar.

El conjunto de afloramientos no rebasa los 8 Km², y con excepción del afloramiento de Hontanar, que intruye en los materiales del Cámbrico Inferior, el resto se encuentra prácticamente cubierto por extensos depósitos de "rañas".

En realidad, esta facies, mineralógicamente es muy parecida a la facies anterior ("Tipo San Pablo") y en su borde oriental ("Castillo Dos Hermanas") guarda también un cierto parecido con el leucogranito moscovítico ("Tipo Cerro Torcón"), que se describe en el siguiente apartado. Se ha hecho la distinción cartográfica en base a: la menor proporción de cordierita (en las demás facies está omnipresente), la riqueza en cuarzo contenido (las demás facies son algo más pobres), la escasez de fenocristales de feldespato potásico y de pequeños tamaños (en las demás facies son más abundantes y más grandes), el menor tamaño de los constituyentes de la matriz, y un sistema de diaclasado subvertical, muy penetrativo, con dirección N-120°125°E, que le confiere una morfología típica a los afloramientos.

No se han observado mega ni mesoenclaves; sólo aparece algún que otro microenclave, de 8-10 cms. y formas elípticas y/o subredondeadas. Se trata de surmicáceos y "gabarrillos" de composición preferentemente tonalítica.

El estudio microscópico permite reconocer una textura granular hipidiomórfica, con la siguiente composición mineralógica: cuarzo (36.8%), feldespato potásico (24.5%), plagioclasa (23.8%), biotita (9.0%) y moscovita (3.2%), como minerales principales; como accesorios se encuentran apatito (0.2%), circón (0.2%) y opacos (0.1%). En el diagrama QAP, las muestras analizadas corresponden al campo de los monzogranitos (Fig. 5-1).

El cuarzo suele presentarse como agregados subredondeados policristalinos, con extinción ondulante no demasiado importante. También aparece como rellenos xenomorfos entre la trama plagioclásica.

El feldespato potásico es xenomorfo; a veces engloba biotitas y se detecta, con frecuencia, la presencia del enrejado típico de la microclina.

Las plagioclasas suelen presentarse subidiomorfas (primarias) con zonado oscilatorio, y xenomorfas (tardías) en espacios intergranulares entre feldespatos, con desarrollo frecuente de mirmequitas.

La biotita aparece en cristales prismáticos, con corrosiones por parte del cuarzo y el feldespato potásico. Suele llevar inclusiones de círcón y apatito.

La moscovita generalmente se presenta en placas prismáticas, algo desflecadas, asociadas a biotita. También se forma sobre feldespato potásico, al que reemplaza localmente. Dado su hábito desflecado y su asociación con otros minerales, una gran parte de esta moscovita se puede considerar secundaria.

5.1.1.5. Leucogranitos moscovíticos ± biotita ± cordierita ± granate ± andalucita ± turmalina (Tipo Cerro Torcón). (8)

Esta unidad granítica adquiere entidad propia, por el tipo de yacimiento y por sus caracteres mineralógico-texturales, con respecto a las demás unidades de la Hoja.

Los afloramientos más típicos aparecen en la zona centro-norte de la Hoja, rodeados siempre de los granitos/monzogranitos biotíticos y porfídicos (Tipo Gálvez).(4). Estos afloramientos ocupan generalmente superficies métricas-decamétricas, a excepción del que aparece en el Cerro Torcón, que otorga el nombre a la unidad y rebasa los 2Km². Suelen resaltar, topográficamente, en el terreno.

La forma de sus afloramientos (láminas lacolíticas o sills) indica que se trata de rocas de emplazamiento poco profundo, formando cuerpos de geometría de diques o pequeñas cúpulas con disposición "estratoide" subhorizontal y con estructuras que definen, a veces, perfiles en "saddle-shapped".

El contacto de este leucogranito con los monzogranitos Tipo Gálvez es neto. Este contacto puede observarse en puntos muy locales y aparece como una franja discordante de muy débil espesor (se han observado contactos netos que no sobrepasan el centímetro de interacción entre ambos granitos). Gracias a estos puntos se ha podido establecer una cronología de emplazamiento para estos leucogranitos, que serían relativamente tardíos, aunque previos a los diques de pórfito granítico. Esto implica una diferencia sensible de viscosidad entre ambos granitoides: el monzogranito "Tipo Gálvez" ya estaba ampliamente cristalizado, cuando el leucogranito "Tipo Cerro Torcón" cristalizaba en un emplazamiento superficial, a partir de un líquido con volátiles y relativamente frío.

Para explicar el mecanismo de inyección de estos magmas leucograníticos, habría que acudir a zonas de alimentación estrechas y alargadas (una chimenea en Cerro Torcón?). La ascensión topa con un techo más o menos rígido, lo que provocaría una expansión lateral: el magma leucogranítico se derrama en forma de láminas o lacolitos, en este caso en sentido O.NO.-E. SE., a manera de setas, hasta que finaliza la alimentación magmática. Resultado: formas y geometría de afloramientos como los anteriormente descritos.

De visu, se trata de rocas de coloración beige o rosácea clara, de grano fino a medio y con

desarrollo local de texturas pegmatoides centimétricas, en las que se reconocen "nidos" (5-10 cms) de turmalina, cuarzo, moscovita, feldespato y/o cordierita. En estas zonas, también se han observado "schlierens" de ferromagnesianos, generalmente de 5-12 cms. de potencia, normalmente con direcciones aproximadas a los N-120°E y buzamientos variables. También se ha detectado en algunos afloramientos la presencia de granate con frecuencia, estos afloramientos, presentan venas o diquecillos, métrico-decamétricos, de aplitas y/o pegmatitas.

Señalar, también que en estas masas leucograníticas, sobre todo en los afloramientos mayores, se han detectado tres sistemas de diaclasas: uno N-120°-125°E/65°N, otro N-70°E/56°S, y otro N-90°E subvertical. De ellos, el primero es el más importante por ser el más penetrativo y sobreimpresionarse a los otros dos.

Al microscopio predominan las texturas xenomórficas más o menos aplitoïdes 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.

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

El cuarzo es el principal constituyente, en volumen, de este granito, con un contenido del 41%. Aparece con diversas morfologías: cristales subidiomorfos de cristalización temprana; cristales xenomorfos intergranulares o en crecimiento granofídico; y formas vermiculares o en "gotas", formando parte de texturas mirmequíticas.

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 texturas granofídicas, 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 tardimagnética 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 subi-

diomorfas, localmente transformadas a moscovita (interlaminada) o a productos cloríticos. La cordierita, está siempre pseudomorfizada por agregados de moscovita en cristales xenomorfos irregulares y 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.

5.2. ROCAS FILONIANAS

En esta Hoja son muy abundantes los diques de pórfido granítico, los cuales pueden alcanzar corridas kilométricas y potencias muy considerables.

Sin embargo, son menos frecuentes y de escasa continuidad longitudinal los filones de cuarzo y los diques de aplita y/o pegmoaplita.

5.2.1. Cuarzo. (1)

Los filones de cuarzo son muy escasos y afloran, preferentemente, en la mitad Norte de la Hoja, encajando en cualquiera de las unidades graníticas.

No guardan una disposición especial desde el punto de vista estructural. Normalmente siguen alineaciones rectilíneas, rellenando fracturas. Muchos de ellos están fracturados y/o brechificados, con asociación de epidotas en su entorno. Las longitudes medias suelen ser métricas o decamétricas, con potencias centi-decimétricas.

Los dos filones de cuarzo más representativos poseen una longitud, aproximada, de 1 Km., con la dirección general de las principales estructuras, es decir, N-120°130°E. y buzamientos subverticales. El primero, encaja en los granitos biotítico-moscovíticos "Tipo Navahermosa", en el Castillo Dos Hermanas (Zona Noroccidental de la Hoja), con potencias que, en algunos puntos del filón, rebasan los 30 metros, dando un considerable resalte topográfico. El segundo encaja en los monzogranitos "Tipo Mora-Menasalbas" (rincón NE. de la Hoja), perteneciendo la mitad del filón a esta Hoja y la otra mitad a la Hoja de Gálvez (656). Su potencia no rebasa los 8-10 metros. Ambos filones son estériles desde el punto de vista metalogenético.

Estos filones de cuarzo hidrotermal representan la última actividad ligada al plutonismo de la zona.

5.2.2. Aplitas y/o pegmoaplitas. (2)

Afloran preferentemente en la mitad norte de la Hoja, con potencias variables (centi-decimétricas) y escasa continuidad longitudinal. Las direcciones más frecuentes son E-O. y N-125°135°E.

Son rocas de textura aplitoide, presentando, muchas veces, una facies de borde de grano aún más fino y una zona central pegmatoide, evidenciando el carácter compuesto de algunos de estos diques.

Petrográficamente, están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita ± biotita ± cordierita ± andalucita ± turmalina.

5.2.3. Pórfidos graníticos + cordierita + granate. (3)

Los diques de pórfido granítico son los más abundantes. En la presente Hoja la gran mayoría (>95%) se concentran en una franja de 3 Kms. de anchura, que se extiende, con dirección E-O, desde el área de Ventas con Peña Aguilera hasta el Embalse del Torcón, constituyendo un verdadero enjambre ó cortejo de diques porfídicos. El resto, de mucha menor entidad, aparece concentrado en dos pequeñas familias: una, al N. de San Pablo de los Montes (Casa de Cachuras), y otra, al SO. de Ventas con Peña Aguilera (Dehesa del Sotillo).

Las longitudes de estos diques son variables, oscilando de pocos metros hasta más de 10 Kms., con potencias que van de los 2 m. a rebasar los 80m., siendo la potencia más frecuente de 15-25 m. Presentan buzamientos generalmente subverticales y sus hastiales dibujan formas que fluctúan desde las rectilíneas a las irregulares (con frecuencia, lenticulares). Algunos de estos diques están afectados por fallas posteriores que los desplazan.

De *visu*, presentan textura contrastada: porfídica en la parte central, con frecuentes fenocrisiales idiomorfos de feldespato (sin superar, generalmente, los 2-3 cms) y cuarzo; y una textura afanítica en los bordes, de colores gris-verdosos, donde se han observado, en múltiples ocasiones, cristales de granate, cordierita y prismas de clorita con tamaños que alcanzan los 5-7 mm. En algunos de ellos (entorno del Embalse del Torcón), además, se han observado numerosos enclaves de rocas metamórficas, microgranulares y surmicáceos.

Al microscopio, presentan una textura porfídica en matriz microgranular y más o menos granofídica. Presentan, como componentes principales, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate y cordierita; y como componentes accesorios: moscovita, clorita, apatito, circón, opacos, sericita y óxidos de hierro.

El cuarzo suele formar cristales idiomorfos con bordes corroídos (golfos de corrosión).

El feldespato potásico, idiomorfo, suele ser algo micropertítico y, generalmente, es menos abundante que la plagioclasa. Sobre estos cristales se desarrollan crecimientos granofídicos fibrosos a modo de coronas.

La plagioclasa, idiomorfa, se presenta zonada y maclada. Algunas veces, aparece con zonado oscilatorio concéntrico (oligoclasa-andesina).

La biotita original está normalmente transformada en clorita y, aparentemente, en moscovita.

Los granates aparecen preferentemente asociados a concentraciones de feldespatos y micas en cristales xenomorfos irregulares, en ocasiones con formas esqueléticas.

Los cristales de cordierita aparecen casi siempre pinnitizados. También se observa, alterada a productos micáceos de grano fino y coloración verdosa, en la matriz.

La moscovita, generalmente se desarrolla sobre feldespatos y/o a partir de la biotita.

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

5.3. ROCAS METAMÓRFICAS

- Metamorfismo regional

Los materiales paleozoicos configuran la alineación de sierras que constituyen los Montes de Toledo a lo largo del borde meridional de la hoja. Y, al igual que en las hojas vecinas, muestran los efectos de un evento tectono-metamórfico regional en condiciones de grado bajo (F I Hercínica). Los síntomas de tal evento se reconocen en los niveles correspondientes al Cámbrico Inferior y al Ordovícico Inferior (Series Púrpura y Armoricana), no así en los materiales suprayacentes a la Cuarcita Armoricana, representados por la Alternancia de Pochico y las Pizarras con *Neseuretus*, donde no hay evidencias de tal metamorfismo regional. A éste se sobreimpone uno local de contacto producido por la intrusión de los granitos de la alineación Mora-Gálvez que trataremos a continuación.

Las rocas pizarrosas muestran una esquistosidad ("slaty cleavage") poco penetrativa 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 detriticos donde se observa una débil orientación de los constituyentes de la matriz. Cuando el porcentaje de matriz es prácticamente nulo la esquistosidad se manifiesta con mayor dificultad ya que intensidad de la deformación y grado metamórfico son insuficientes para producir cambios apreciables. Las texturas varían de blastopelíticas pizarrosas en los niveles pizarrosos del Cámbrico Inferior a blastopsamíticas en los areníticos del Ordovícico Inferior. En estas rocas es fácil reconocer el carácter detritico de constituyentes tales como moscovita, cuarzo, minerales pesados, etc. La S_0 es reconocible por la alternancia composicional en los niveles detriticos, 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). La S_1 muestra un ligero microplegado que localmente puede dar lugar a una crenulación aunque no parece ser un hecho generalizado en los materiales de esta hoja.

Las asociaciones minerales compuestas por cuarzo, moscovita ± clorita ± biotita son indicativas de condiciones metamórficas de grado bajo (facies de los esquistos verdes).

- Metamorfismo de contacto

A lo largo de todo el contacto del granito con los materiales paleozoicos de los Montes de Toledo se produce una aureola térmica que llega a afectar a rocas situadas hasta una distancia máxima de 4 km (ver cartografía). La intensidad del metamorfismo varía desde corneanas

en facies piroxénicas, de desarrollo local, hasta corneanas en facies albita-epidota, pasando lógicamente por la facies hornbléndica. La respuesta de los distintos materiales ante estas condiciones térmicas varía en función de las características litológicas de los mismos.

Las rocas carbonatadas y pelíticas son las más receptivas a la hora de cuantificar cambios mineralógicos y texturales, mientras que las areníticas entrañan una mayor dificultad, que varía en función del mayor o menor contenido micáceo de la matriz.

Los términos afectados corresponden al Cámbrico Inferior y a toda la serie del Ordovícico Inferior, incluidos los niveles más altos (Pizarras con *Neseuretus*) que afloran en el extremo SE de la Hoja, no así a los afloramientos ubicados en el vértice SO (ver cartografía).

Rocas calco-silicatadas y de skarn. Los materiales carbonatados afectados por el metamorfismo corresponden a las "Calizas de Navalucillos". Estas rocas afloran como retazos aislados flotando sobre el granito en los alrededores de San Pablo y como una delgada banda a muro de pizarras (S. Púrpura) discordante bajo el Ordovícico Inferior en la vertiente N de la sierra, al S de esta localidad. Otro pequeño afloramiento se localiza al SE de Navahermosa.

La mayor intensidad metamórfica se manifiesta precisamente en estos retazos. En el situado al O de Arroyo Cerillón aparecen corneanas calco-silicatadas formadas por un mosaico granoblástico de calcita heterogranular con blastos prismáticos de clinopiroxeno (diópsido-hedenbergita) y gránulos subredondeados de olivino ligeramente alterados a productos verdosos de grano muy fino, junto con escasos cristales de mica blanca prismática de pequeño tamaño. Además existen algunos cristales de un posible ortopiroxeno. La asociación cal + diop + ol + mosc + opx (?) sería indicativa de corneanas en facies piroxénicas.

En el afloramiento del Arroyo de la Tejadilla (E de San Pablo) las rocas calco-silicatadas muestran texturas granoblásticas bandeadas en las que alternan niveles ricos en calcita, diópsido, con otros más finos ricos en olivino y opacos lo que indica un control litológico previo. El diópsido (< 1 mm) se concentra en niveles poco desarrollados y como pequeños cristales entre el mosaico granoblástico calcítico. El olivino (forsterita) aparece en su mayor parte alterado a productos fibrosos de composición serpentinitídica. La asociación cal + diop + ol + mosc es indicativa del rango de altas temperaturas de la facies hornbléndicas.

En la base del tramo carbonatado aparecen intercalaciones de rocas metapelíticas con la siguiente asociación mineral: qz + and + cord + biot + mosc (ROBLEDO, 1973), indicativa, también, de facies de corneanas hornbléndicas.

El mayor de estos retazos carbonatados es el del Cerro de las Viñas situado entre San Pablo y Las Navillas. Está constituido por una serie carbonatada bandeadas buzante 30-40° al NE que hacia la base intercala rocas pelíticas.

En las texturas de la mayor parte de las rocas calco-silicatadas destaca un bandeados mineralógico que es reflejo de una alternancia composicional primaria (S_0). Las texturas más frecuentes son: granoblástica bandeadas, granoblástica poiquiloblástica bandeadas, granoblástica-xenoblástica bandeadas, granoblástica porfiroblástica, microgranoblástica bandeadas, etc.

Las asociaciones minerales encontradas son las siguientes:

cal + diop + gt + flog + mosc
cal + diop + ves + flog + mosc
cal + diop + flog + plag + mosc + esf
qz + cal + diop + plag + anf + flog
qz + cal + diop + plag + biot + mosc + esf
diop + gt + flog + mosc + epid
cal + diop + mosc

las cuales indican condiciones metamórficas de grado medio (facies de corneanas hornblén-dicas).

En algunos enclaves de pequeño tamaño se ha citado presencia de wollastonita fibrosa junto con granate, diópsido y cuarzo (Robledo, 1973). La formación de wollastonita a partir de calcita y cuarzo ($\text{cal} + \text{qz} = \text{wo} + \text{CO}_2$) tiene lugar en el dominio de más alta temperatura de metamorfismo de contacto. Sin embargo, la temperatura de equilibrio de esta reacción depende de la fracción molar del CO_2 ($X \text{CO}_2$) de tal manera que aumenta con $X \text{CO}_2$. Por consiguiente, la wollastonita no es un indicador adecuado de la temperatura si desconocemos la composición de la fase fluida. No obstante, la información petrográfica sugiere que la temperatura de formación de wollastonita en la naturaleza tiene lugar, cualquiera que sea la presión, a unos 10-30° por debajo de la correspondiente a la de equilibrio para $X \text{CO}_2 = 1.0$. En consecuencia, la formación de wollastonita puede aparecer a unos 600° C para el caso de intrusiones seme- ras (2 km; 0,5 kbars) y a 650-670° C para intrusiones de 4 km (1 kbars). Cuando se tratase de intrusiones más profundas 7-8 km (2 kbars) la temperatura de formación de la wollastonita superaría los 700° C (WINKLER, 1978).

Rocas pelíticas y areníticas. En los materiales detriticos, tanto del Cámbrico Inferior como del Ordovícico Inferior afectados por la aureola térmica, se han reconocido las siguientes asociaciones minerales:

qz + biot + mosc + and + turmalina
qz + biot + mosc + turmalina

que indican condiciones de grado medio (facies de corneanas hornblén-dicas) y grado bajo (facies de corneanas de albita-epidota), respectivamente. Las primeras aparecen en las proximidades del encajante granítico, mientras que las de grado bajo constituyen la parte más externa de la aureola. Sin embargo, en el Arroyo de los Castaños (SE de la Hoja) las corneanas moteadas con andalucita (Pizarras con *Neseuretus*, 13) se extienden hasta 2 km del contacto visible del granito. Esto nos indica que la masa granítica se prolonga por debajo de la Sierra del Castañar o que se trata de un contacto tendido. Este hecho se repite al S de Navahermosa y al SE del Cerro Corral de Cantos. Por otra parte la propia extensión de la aureola (Ver car-tografía) sugiere que el granito se prolonga por debajo de la alineación de sierras paleozoicas que afloran en la parte meridional de la Hoja.

Las texturas metamórficas varían de granoblásticas esquistosas a pizarrosas moteadas en las

pelitas, a granoblásticas o blastosamíticas en los niveles areniscosos. La andalucita forma cristales idioblásticos, xenoblásticos, poiquiloblásticos o agregados de pequeños cristales junto con óxidos de hierro y micas en "manchas" subredondeadas u ovoides según la fábrica esquistosa previa de la roca. La biotita aparece como placas submilimétricas desorientadas o en crecimiento mimético sobre la S_1 regional. En alguna muestra estas biotitas están microplegadas por suaves micropliegues de desarrollo local, al igual que en otras hojas (Mora).

En los afloramietos al S de Navahermosa (Altos de Galindo) Robledo (1973) cita la presencia de sillimanita en el contacto con el granito lo que prueba condiciones locales de alto grado.

5.4. GEOQUÍMICA

Las rocas graníticas de esta hoja forman parte del plutón Mora-Gálvez, que se extiende dentro de las hojas 656, 657, 658 y 685. (ANDONAEGUI, 1990)

Se han muestreado cinco tipos graníticos: 1.- granitoides de grano grueso (tipo Mora-Menasalbas); 2.- granitoides porfídicos (tipo Gálvez); 3.- leucogranitos (tipo Torcón) que están asociados a estos últimos; 4.- granitoides tipo San Pablo; 5.- granitoides tipo Navahermosa; 6.- diques de pórfido granítico. (Tabla 5.1).

Se ha utilizado el diagrama de clasificación química $Q' - An'$ de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979), calculado a partir de parámetros normativos con el objeto de clasificar estas rocas, ($Q' = 100 \times Q / Q + An + Ab + Or$; $An' = 100 \times An / (An + Or)$). Los granitoides de tipo Mora - Menasalbas quedan clasificados en este diagrama dentro del campo de los granitos de feldespato alcalino (fig. 5.1). Son rocas coríndón normativas proyectadas en el dominio peralumínico en el diagrama A - B de DEBON y LE FORT (1983) ($A = \text{moles } Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = \text{moles } Fe + Mg + Ti$) (fig. 5.2). En esta última figura puede observarse como dos muestras se apartan del campo general de proyección de estas rocas, ya que una de ellas presenta contenidos elevados en Al_2O_3 y la otra contenidos bajos en CaO, lo que provoca que se desplacen hacia sectores más peralumínicos. En diagramas de Harker presentan disminución de Al_2O_3 , FeO, MgO y CaO con el aumento del SiO_2 , no observándose pautas de variación claras con respecto a los elementos trazas.(figs. 5.3 a y b; 5.4 a y b).

Los granitoides tipo Gálvez se clasifican como granitos en el diagrama $Q' - An'$ (fig. 5.1). también son peralumínicos como queda de manifiesto en el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) (fig. 5.2). En cuanto a contenidos en elementos mayores y trazas no presentan ninguna característica peculiar, no distinguiéndose en ningún diagrama de las rocas del tipo Mora-Menasalbas (fig. 5.3 a y b; 5.4 a y b).

Los leucogranitos tipo Torcón se clasifican entre granitos y granitos de feldespato alcalino (fig. 5.1), quedando la mayoría de ellos dentro de este último grupo. En el diagrama A-B (fig. 5.2) se proyectan en el dominio peralumínico de rocas leuocráticas con moscovita. en una proyección de tipo R1 - R2 (BATCHELOR y BOWDEN, 1985) estas rocas se sitúan en la zona de fusión mínima, definida por estos autores. No se observan pautas de variación definidas en los diagramas de Harker, tanto para elementos mayores como trazas, presentando estas rocas los contenidos normales de este tipo de granitoides de fusión mínima. (figs. 5.3 a y b; 5.4 a y b)

Tabla 5.1.
Relación de muestras:

1. Granito tipo Mora-Menasalbas (AI-9087)
2. Granito tipo Mora-Menasalbas (AI-9016)
3. Granito tipo Mora-Menasalbas (AI-9031)
4. Granito tipo Mora-Menasalbas (80910) (*)
5. Granito tipo Mora-Menasalbas (AI-9075)
6. Granito tipo Mora-Menasalbas (80900) (*)
7. Granito tipo Mora-Menasalbas (AI-9088)
8. Granito tipo Mora-Menasalbas (77922) (*)
9. Granito tipo Mora-Menasalbas (80572) (*)
10. Granito tipo Mora-Menasalbas (81426) (*)
11. Granito tipo Mora-Menasalbas (77926) (*)
12. Granito tipo Gálvez (AI-9013)
13. Granito tipo Gálvez (AI-9006)
14. Leucogranito tipo Torcón (AI-9039)
15. Leucogranito tipo Torcón (80913) (*)
16. Leucogranito tipo Torcón (81191) (*)
17. Leucogranito tipo Torcón (AI-9009)
18. Leucogranito tipo Torcón (80918) (*)
19. Leucogranito tipo Torcón (80917) (*)
20. Granito tipo San Pablo (AI-9092)
21. Granito tipo San Pablo (AI-9094)
22. Granito tipo San Pablo (AI-9017)
23. Granito tipo San Pablo (AI-9052)
24. Granito tipo San Pablo (AI-9090)
25. Granito tipo Navahermosa (AI-9086)
26. Granito tipo Navahermosa (AI-9003)
27. Pórfido granítico (79027) (*)

(*) ANDONAEGUI (1990)

TABLA 5.1.
Hoja 684 Navahermosa

ANÁLISIS	1 AI-9087	2 AI-9016	3 AI-9031	4 80910	5 AI-9075	6 80900
SiO ₂	67.96	69.20	69.42	69.79	70.11	70.12
Al ₂ O ₃	17.41	15.30	15.31	15.43	15.51	15.13
Fe ₂ O ₃	0.43	0.50	0.49	0.79	0.46	0.58
FeO	2.17	2.51	2.45	2.44	2.29	2.13
MgO	0.83	1.13	0.95	0.54	0.83	0.90
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05
CaO	2.20	1.91	1.90	2.15	1.89	1.98
Na ₂ O	3.01	3.23	3.28	3.39	3.25	3.33
K ₂ O	4.00	4.27	4.36	3.92	4.40	4.37
TiO ₂	0.38	0.43	0.40	0.46	0.38	0.38
P ₂ O ₅	0.24	0.17	0.18	0.19	0.19	0.26
H ₂ O	1.22	0.72	0.83	0.81	0.60	0.99
TOTAL	99.90	99.42	99.62	99.97	99.96	100.22

Elementos traza

Ba	424	446	496	559	735	470
Ce	0	0	0	58	0	55
La	0	0	0	27	0	39
Li	160	158	164	0	37	0
Nb	16	10	13	12	8	13
Ni	0	0	0	23	0	22
Rb	219	200	311	201	324	218
Sr	109	114	107	131	133	132
V	23	29	26	0	25	0
Y	19	15	18	33	15	25
Zn	64	62	61	0	43	0
Zr	0	0	0	143	0	169

Norma C.I.P.W.

Q	28.46	27.14	27.07	28.74	28.11	27.85
Or	23.64	25.23	25.77	23.17	26.00	25.83
Ab	25.47	27.33	27.76	28.69	27.50	28.18
An	9.35	8.37	8.25	9.43	8.14	8.13
Hi	5.16	6.39	5.89	4.52	5.36	5.14
Mt	0.62	0.72	0.71	1.15	0.67	0.84
Il	0.72	0.82	0.76	0.87	0.72	0.72
Ap	0.56	0.39	0.42	0.44	0.44	0.60
C	4.07	2.30	2.17	2.16	2.42	1.94

TABLA 5.1.
Hoja 684 Navahermosa

ANÁLISIS	7	8	9	10	11	12
	AI-9088	77922	80572	81426	77926	AI-9013
SiO ₂	70.21	70.57	70.62	70.70	70.81	70.51
Al ₂ O ₃	14.66	15.49	15.11	14.86	15.04	14.85
Fe ₂ O ₃	0.50	0.35	0.64	0.56	0.25	0.41
FeO	2.51	2.28	2.32	2.50	2.28	2.07
MgO	0.85	0.72	0.91	0.85	0.57	0.74
MnO	0.02	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04
CaO	0.53	1.91	1.90	1.52	2.00	1.90
Na ₂ O	2.35	3.34	3.29	3.59	3.41	3.16
K ₂ O	5.64	4.22	4.14	4.41	4.11	4.23
TiO ₂	0.43	0.37	0.43	0.40	0.35	0.33
P ₂ O ₅	0.34	0.26	0.25	0.28	0.22	0.07
H ₂ O	1.40	0.92	0.84	1.01	0.64	1.03
TOTAL	99.44	100.48	100.50	100.72	99.73	99.34

Elementos traza

Ba	553	425	387	428	449	347
Ce	0	45	47	49	50	0
La	0	42	45	43	14	0
Li	219	0	0	0	0	132
Nb	12	19	14	13	16	6
Ni	0	22	23	38	22	0
Rb	420	226	218	26	209	194
Sr	57	139	119	123	124	101
V	21	0	0	0	0	14
Y	21	22	22	21	25	13
Zn	38	0	0	0	0	67
Zr	0	172	157	169	168	0

Norma C.I.P.W.

Q	31.90	29.02	29.50	27.59	29.14	29.60
Or	33.33	24.94	24.47	26.06	24.29	25.00
Ab	19.89	29.26	27.84	30.38	28.86	26.74
An	0.41	7.78	7.79	5.71	8.49	8.97
Hi	5.64	5.17	5.38	5.66	4.91	4.83
Mt	0.72	0.51	0.93	0.81	0.36	0.59
Il	0.82	0.70	0.82	0.76	0.66	0.63
Ap	0.79	0.60	0.58	0.65	0.51	0.16
C	4.54	2.58	2.36	2.09	1.87	1.79

TABLA 5.1.
Hoja 684 Navahermosa

	13 ANÁLISIS AI-9006	14 AI-9039	15 80913	16 81191	17 AI-9009	18 80918
SiO ₂	71.11	74.42	76.08	76.26	76.28	76.68
Al ₂ O ₃	14.94	14.75	13.54	13.85	13.32	13.44
Fe ₂ O ₃	0.44	0.26	0.13	0.32	0.12	0.02
FeO	2.20	1.29	0.34	0.48	0.60	0.69
MgO	0.81	0.09	0.09	0.05	0.09	0.01
MnO	0.06	0.04	0.05	0.07	0.05	0.05
CaO	1.72	0.33	0.27	0.34	0.42	0.30
Na ₂ O	3.11	3.52	3.37	3.70	3.25	3.42
K ₂ O	4.33	4.23	4.48	4.40	4.23	4.54
TiO ₂	0.33	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.11	0.16	0.00	0.09
H ₂ O	0.73	0.59	0.67	0.66	1.23	0.52
TOTAL	99.98	99.66	99.17	100.33	99.61	99.79

Elementos traza

Ba	466	5	11	1	37	3
Ce	0	0	10	6	0	8
La	0	0	4	2	0	8
Li	173	167	0	0	129	0
Nb	9	8	8	4	4	7
Ni	0	0	36	44	0	44
Rb	229	255	297	345	347	283
Sr	103	9	12	7	7	8
V	26	3	0	0	2	0
Y	16	8	15	2	6	13
Zn	66	30	0	0	33	0
Zr	0	0	68	60	0	57

Norma C.I.P.W.

Q	30.36	36.23	38.69	37.23	39.67	38.42
Or	25.59	25.00	26.48	26.00	25.00	26.83
Ab	26.32	29.79	28.52	31.31	27.50	28.94
An	7.88	0.92	0.62	0.64	2.08	0.90
Hi	5.26	2.40	0.75	0.81	1.29	1.32
Mt	0.64	0.38	0.19	0.46	0.17	0.03
Il	0.63	0.06	0.08	0.08	0.04	0.06
Ap	0.23	0.25	0.25	0.37	0.00	0.21
C	2.25	4.04	2.92	2.27	2.63	2.57

TABLA 5.1.
Hoja 684 Navahermosa

ANÁLISIS	19 80917	20 AI-9092	21 AI-9094	22 AI-9017	23 AI-9052	24 AI-9090
SiO ₂	76.68	66.58	69.28	70.15	70.24	75.61
Al ₂ O ₃	13.56	17.07	15.43	15.48	14.85	13.70
Fe ₂ O ₃	0.22	0.56	0.47	0.40	0.41	0.19
FeO	0.63	2.81	2.33	2.00	2.03	0.95
MgO	0.03	1.24	0.94	0.93	0.72	0.13
MnO	0.07	0.05	0.05	0.03	0.03	0.02
CaO	0.39	2.41	1.71	1.25	1.81	0.27
Na ₂ O	3.56	3.01	3.09	3.27	3.28	2.94
K ₂ O	4.38	4.06	4.44	4.28	4.19	4.05
TiO ₂	0.03	0.44	0.43	0.29	0.34	0.15
P ₂ O ₅	0.08	0.17	0.16	0.23	0.17	0.26
H ₂ O	0.57	1.70	1.12	0.99	1.22	1.14
TOTAL	100.20	100.10	99.45	99.30	99.29	99.41

Elementos traza

Ba	1	431	421	457	419	315
Ce	7	0	0	0	0	0
La	6	0	0	0	0	0
Li	0	151	189	110	170	119
Nb	5	15	10	5	10	9
Ni	42	0	0	0	0	0
Rb	243	224	228	214	205	189
Sr	10	107	101	110	104	43
V	0	39	30	15	21	6
Y	16	21	16	14	15	7
Zn	0	51	58	65	57	36
Zr	60	0	0	0	0	0

Norma C.I.P.W.

Q	38.07	25.15	28.21	30.00	29.34	42.19
Or	25.88	23.99	26.24	25.29	24.76	23.93
Ab	30.13	25.47	26.15	27.67	27.76	24.88
An	1.41	10.85	7.44	4.70	7.87	0.00
Hi	1.13	7.15	5.61	5.24	4.68	1.70
Mt	0.32	0.81	0.68	0.58	0.59	0.28
Il	0.06	0.84	0.82	0.55	0.65	0.28
Ap	0.19	0.39	0.37	0.53	0.39	0.48
C	2.45	3.75	2.81	3.75	2.03	4.48

TABLA 5.1.
Hoja 684 Navahermosa

ANÁLISIS	25 AI-9086	26 AI-9003	27 79027
SiO ₂	68.51	71.30	67.57
Al ₂ O ₃	15.84	14.74	14.99
Fe ₂ O ₃	0.45	0.40	0.59
FeO	2.23	2.01	3.65
MgO	0.89	0.66	1.25
MnO	0.03	0.05	0.06
CaO	2.20	1.35	1.62
Na ₂ O	3.46	3.17	3.07
K ₂ O	4.16	4.32	4.62
TiO ₂	0.52	0.35	0.78
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.35
H ₂ O	0.88	0.96	1.96
TOTAL	99.39	99.50	100.51

Elementos traza

Ba	700	327	465
Ce	0	0	78
La	0	0	73
Li	137	163	0
Nb	11	7	22
Ni	0	0	28
Rb	204	260	206
Sr	216	70	136
V	22	12	0
Y	9	13	23
Zn	58	54	0
Zr	0	0	291

Norma C.I.P.W.

Q	25.71	31.68	29.14
Or	24.58	25.53	24.29
Ab	29.28	26.82	28.86
An	9.48	5.46	8.49
Hi	5.14	4.52	4.91
Mt	0.65	0.58	0.36
Il	0.99	0.66	0.66
Ap	0.51	0.44	0.51
C	2.17	2.85	1.87

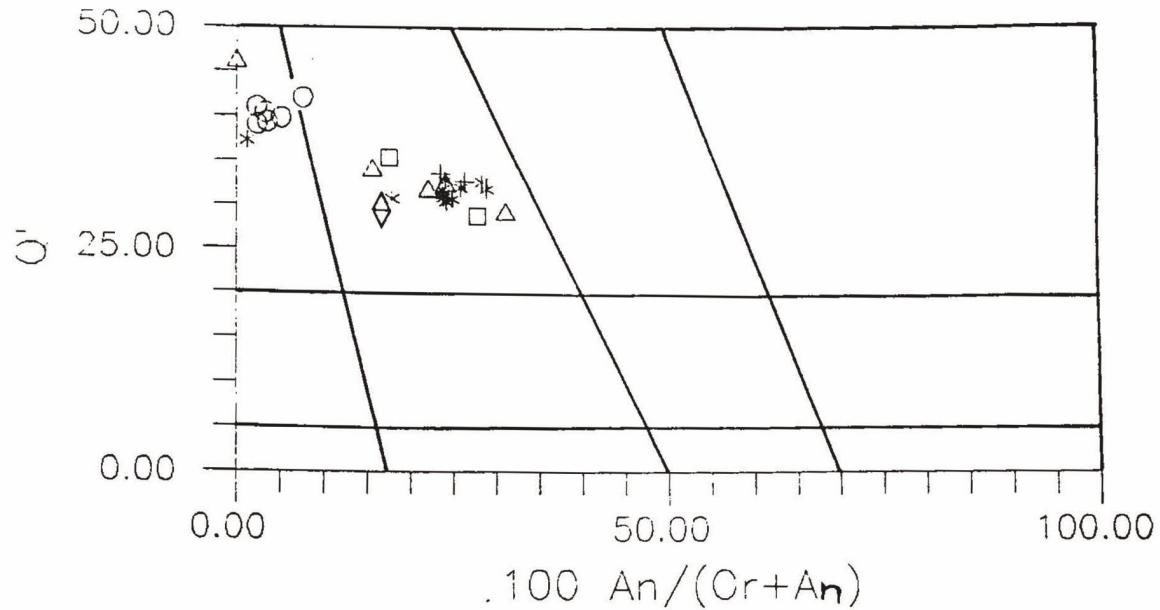


Figura 5.1. - Clasificación de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) a partir de minerales normativos. Simbología: Asteriscos: granitos tipo Mora-Menasalbas. Cruces: granitoides tipo Gálvez. Círculos: Leucogranitos tipo Torcón. Triángulos: granitoides tipo San Pablo. Cuadrados: granitoides tipo Navahermosa. Rombo: pórfito granítico.

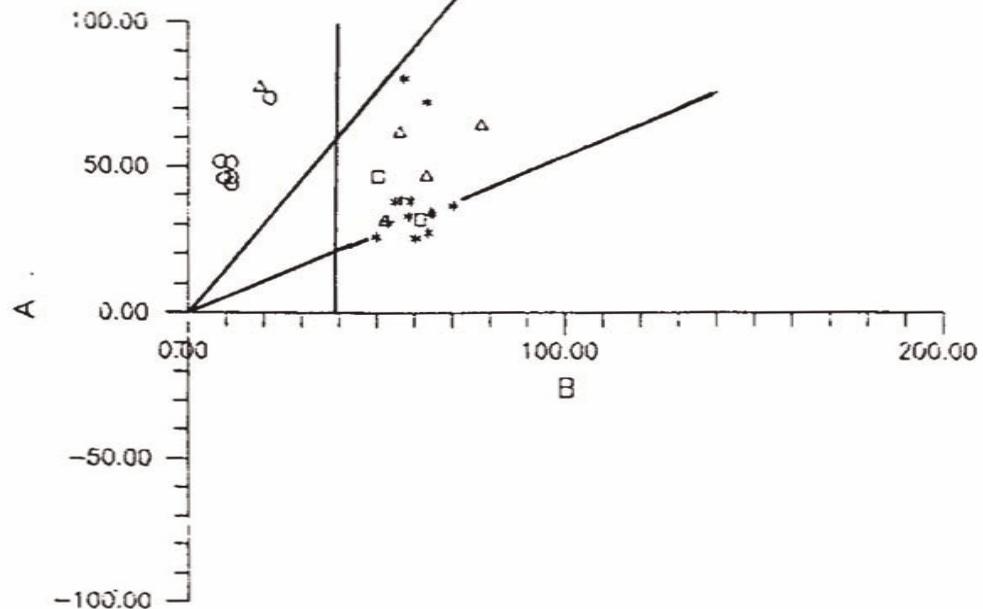


Figura 5.2. - Diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983). Mismos símbolos que en figura 5.1.

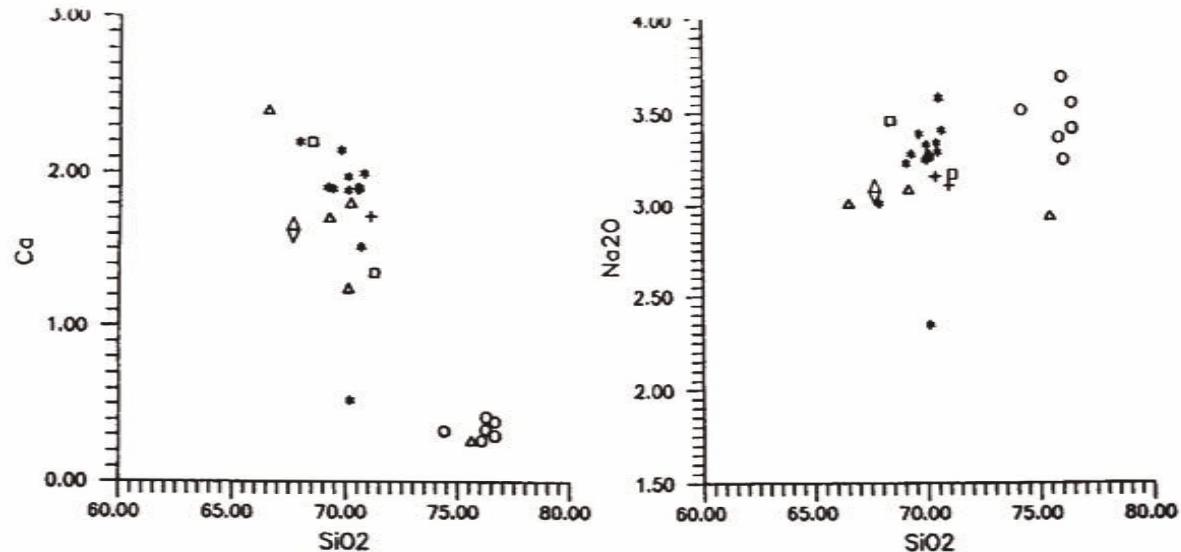


Figura 5.3. - a) Diagrama de variación $\text{SiO}_2\text{-CaO}$. b) Diagrama de variación $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$. Mismos símbolos que en figura 5.1.

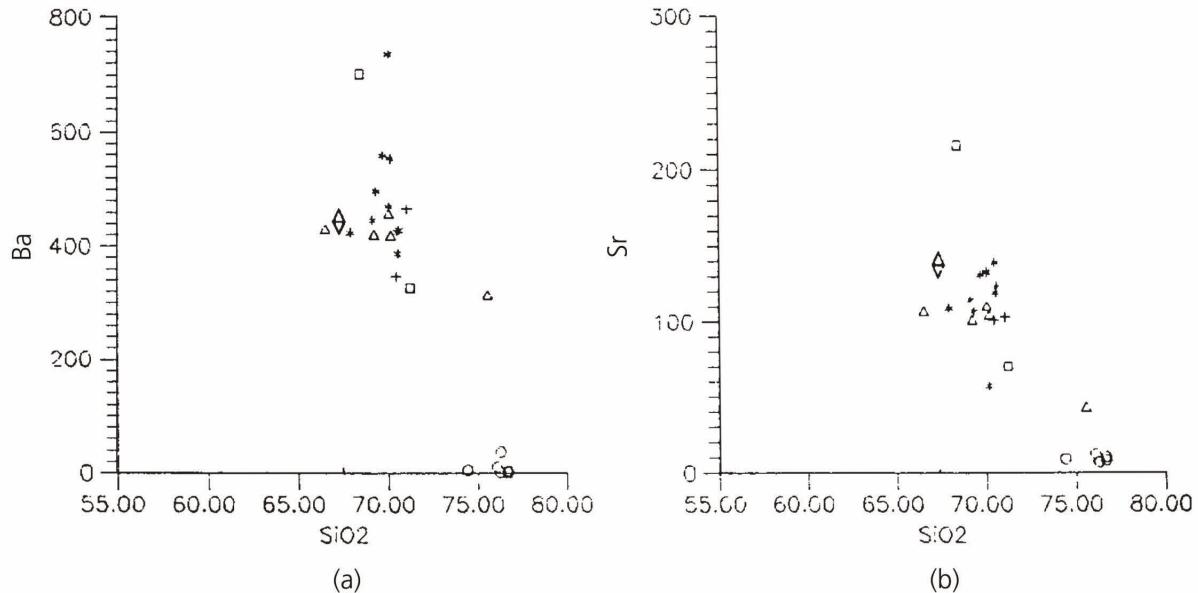


Figura 5.4. - a) Diagrama de variación SiO₂-Ba. b) Diagrama de variación SiO₂-Sr. Mismos símbolos que en figura 5.1.

Los tipos de San Pablo varían composicionalmente entre granitos poco evolucionados y granitos de feldespato alcalino (fig. 5.1), si bien la mayoría de las muestras pertenecen al primer grupo y sólo una de ellas queda proyectada en este último campo. Todas estas rocas son corindón normativas (tabla 1) y quedan proyectadas en el dominio peralumínico del diagrama A - B de DEBON y LE FORT (1983) (fig. 5.2), en el que otra vez puede observarse como el tipo más ácido queda apartado de la pauta general de variación, y en el dominio de granitoides leucocráticos (muestra Al - 9090). En diagramas de Harker presentan pautas de variación lineales y de pendiente contrastada con respecto al resto de los tipos del plutón (figs. 5.3 a y b; 5.4 a y b), quedando fuera de ellas el tipo más ácido anteriormente comentado, que se proyecta casi siempre junto a las rocas leucograníticas de tipo Torcón.

Los granitoides de tipo Navahermosa se clasifican como granitos en el diagrama Q' - An' de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979), (fig. 5.1). Son tipos corindón normativos, proyectados en el dominio peralumínico del diagrama A - B de DEBON y LE FORT (1983). En cuanto a contenidos en elementos mayores y trazas no podemos establecer pautas claras de variación puesto que sólo se dispone de dos análisis químicos de estas rocas, siendo uno de ellos bastante más rico en Na₂O, CaO, Ba y Sr con respecto al otro. (figs. 5.3 a y b; 5.4 a y b).

Por último, se dispone también de un análisis de una roca filoniana perteneciente al dique que pasa por el embalse del Torcón. Se trata de un pórfido granítico (fig. 5.1), de composición intermedia y de carácter peralumínico (presenta un 2.83% de corindón normativo), con contenidos en elementos mayores y trazas similares a los que presentan otros pórfidos del sector (ANDONAEGUI, 1990).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Lo que seguidamente se expone en este apartado, corresponde a una descripción de la evolución geológica del área, teniendo en cuenta los datos previos existentes y las conclusiones de este estudio.

Encima de los materiales del Precámbrico y parte de los del Cámbrico Inferior, aparece el tramo de las Pizarras del Pusa, que corresponde a un sedimento en zonas tranquilas y profundas de materiales arcillosos, con el depósito relativamente rápido a favor de corrientes diluidas con transporte por tracción.

Los cambios relativos del nivel del mar condicionan el espesor de los niveles alternantes arenosos y pelíticos. Los niveles más ricos en arena, corresponderían a episodios de nivel relativo del mar bajo, y los dominanteamente pizarrosos, a épocas de nivel relativo del mar alto.

La serie continua con un tramo pizarroso con paso gradual hacia el techo a areniscas y cuarritas y que en su conjunto, constituyen las Areniscas de Azorejo.

Se diferencian varias facies que resultan del funcionamiento de diversos procesos sedimentarios que se suceden, alternándose, en la vertical. La abundancia de estructuras sedimentarias primarias indicativas de la acción del oleaje, señalan un depósito de plataforma marina somera, sometida a los oleajes de tempestad y a las corrientes inducidas por ellos.

Las macrosecuencias granocrecientes, están generadas por la migración lateral de los ambientes donde se deposita arena, bajo la influencia de los oleajes de tempestad. Esta migración está inducida por cambios del nivel relativo del mar y se debe a la progradación de los ambientes sublitorales hacia la plataforma.

Sobre estos materiales, aparece un tramo carbonatado (Calizas de Los Navalucillos), que pone de manifiesto la tendencia general a pasar de ambientes costeros o marinos marginales hacia el mar abierto hacia el norte. Las series más litorales, corresponden a las existentes en San Pablo de los Montes (Hoja nº 684 (17-28). Navahermosa) y las de carácter más marino, las que aparecen al N de La Fresneda en la Hoja nº 655 (16-26), Los Navalmorales y en la Hoja nº 658 (19-26). Mora.

La floculación y decantación de arcillas en un ambiente marino profundo, alejado de la costa, origina un tramo pizarroso que intercala capas turbidíticas de arena y capitales delgadas de grano fino, representantes de turbiditas diluidas (Formación Solera).

Posteriormente y hasta la discordancia de la base del Ordovícico (Discordancia Sárdica), tuvo lugar la sedimentación o no del Cámbrico Medio y Superior, seguido de la erosión vinculada a los movimientos producidos por la Fase Sárdica. Esta Fase se relaciona normalmente con una tectónica extensional que va acompañada de movimientos diferenciales de bloques corticales, aunque para algunos autores se trataría de una tectónica compresiva en relación con antiguas zonas de desgarre, seguida de fracturación en régimen distensivo.

La base del Ordovícico Inferior, está constituida por la Serie Púrpura, que corresponde a un tramo cuarcítico, areníscoso y pelítico que se produce en un ambiente somero de plataforma dominada por la acción del oleaje.

Continúa la serie, con las cuarcitas de la Facies Armoricana, que son el resultado de la migración de barras arenosas en una plataforma siliciclástica marina somera. Probablemente el agente de transporte fueran corrientes generadas por las mareas.

Las facies heterolíticas separan los episodios cuarcíticos, que se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma, no colonizadas directamente por las barras arenosas, sino marginales a ellas. Por ello corresponderían a depósitos de zonas interbarra.

Las direcciones dominantes de corriente son: E-O y NE-SO según los puntos, lo cual puede indicar una paleogeografía en donde la plataforma sometida a la acción de las mareas podría orientarse de noroeste a sureste, es decir, más o menos perpendicular a la orientación supuesta de la plataforma y la costa, que se emplazaría al sur. Las corrientes de marea tenderían a mover masas de agua en dirección transversal a la amplia plataforma y los trenes de olas entrarían paralelamente a ella, produciendo "*ripples*" de oscilación de crestas orientadas NO-SE.

Depositados en una plataforma marina somera sometida a la acción del oleaje, continúa la sedimentación de cuarcitas, areniscas y pizarras de la Alternancia Pochico, que alcanzarían ya parte del Llanvirniense (Ordovícico Medio).

En estas plataformas se diferencian campos de “megaripples” que migraban activamente y que, vistos a mayor escala, debían formar complejos de barras o bajíos arenosos de plataforma. Estos campos están separados por amplias zonas de plataforma marina somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta (“storm surge ebb”), y que pueden estar bioturbadas por *Skolithos*.

La paleogeografía de la plataforma parece ser relativamente parecida a la heredada de la Cuarcita Armoricana y se extendería de noroeste a sureste, con el continente situado al sur. Las tormentas que inducían los oleajes que gobernaban el depósito en esas zonas, llegaban desde el norte a noreste y afectarían profundamente a los depósitos de la plataforma, tal como se observa de las direcciones de corriente y las orientaciones de las crestas de los “ripples” y “megaripples”.

Los últimos sedimentos del Ordovícico Medio existentes en la Hoja, corresponden a pizarras negras con abundante fauna (*Neseuretus*), sedimentadas en un mar abierto, relativamente profundo, con fondo anóxico, donde se conservaba la materia orgánica y se formaban concreciones piritosas de pequeño tamaño.

En esta Hoja no aparecen sedimentos posteriores a los descritos, pero suponemos que la serie seguiría tal como se observa en la región con sus interrupciones locales, hasta que se inicia la Orogenia Hercínica, que en sucesivas fases, deformó a todo el conjunto.

La evolución del ciclo Hercínico, presenta aquí, al menos, dos fases de deformación de las cuales, la primera (F_1), es la que origina las megaestructuras de dirección NO-SE, coincidentes con la regional de la Zona Centro Ibérica y que llevan asociada esquistosidad de plano axial S₁. La fase 2 origina pliegues menores y esquistosidad de crenulación, que se observa de una forma no generalizada. Entre ambas fases tienen lugar cabalgamientos subparalelos a las trazas axiales generadas por la F_1 .

Seguidamente, tiene lugar la intrusión de las rocas ígneas, que producen un metamorfismo de contacto en los metasedimentos del área.

La deformación tardía hercínica, se manifiesta por pliegues menores de dirección NO-SE, que afectan a los relieves paleozoicos, y por fracturas con direcciones generalizadas NE-SO y NO-SE, que trastocan a todo el conjunto rocoso.

En el Neógeno Superior quedó elaborada una amplia superficie de aplanamiento labrada sobre las rocas del zócalo, cuyo origen se relaciona con procesos de alteración del basamento y desmantelamiento de esa alterita. Dicha superficie enlazaba con los niveles de colmatación de la Cuenca del Tajo (Calizas de los Páramos).

Hacia finales del Plioceno, tras un episodio de desnivelación tectónica (fases iberomanchegas), se desarrollaron amplios abanicos aluviales modelados en glacis (las rañas), que fosilizaron a la superficie de aplanamiento. Posteriormente tuvo lugar la jerarquización de la red fluvial como resultado de un exorreísmo de la cuenca hacia el Atlántico, provocado posiblemente por un basculamiento de la misma hacia el Oeste seguido de la consiguiente captura fluvial.

Durante el Cuaternario se suceden varias crisis climáticas frías que producen varios niveles aluviales (glacis y terrazas) escalonados, desde el Cuaternario antiguo hasta el "Würm". En la actualidad el área se caracteriza por un régimen erosivo generalizado.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

La región en la que se encuentra situada la hoja presenta un clima Mediterráneo Seco Fresco, según la clasificación agroclimática de J.PAPADAKIS, si bien hacia el Sur de la misma aumenta el grado de humedad. La temperatura media anual se encuentra próxima a los 15°C, aumentando esta hacia el extremo Suroccidental de la hoja.

De los datos del Plan Hidrológico de la cuenca se deduce que, la pluviometría media en el área (<505 mm/año), es inferior a la media registrada en la totalidad de la cuenca (640 mm/año). La precipitación total en las cuencas presentes en la hoja es de 1.900 $\text{Hm}^3/\text{año}$, equivalente al 5,3% del total de precipitaciones registradas en la cuenca del Tajo.

La distribución de estas precipitaciones tiene un máximo en los meses de Noviembre a Marzo y un mínimo en la época estival de Julio y Agosto.

La distribución espacial de las precipitaciones refleja un máximo hacia el límite Sur de la hoja localizándose la isoyeta de 700 mm en el sector oriental de la misma con una tendencia decreciente hacia el límite nororiental en el que se sitúa la isoyeta de 400 mm. (Vease figura 7.1).

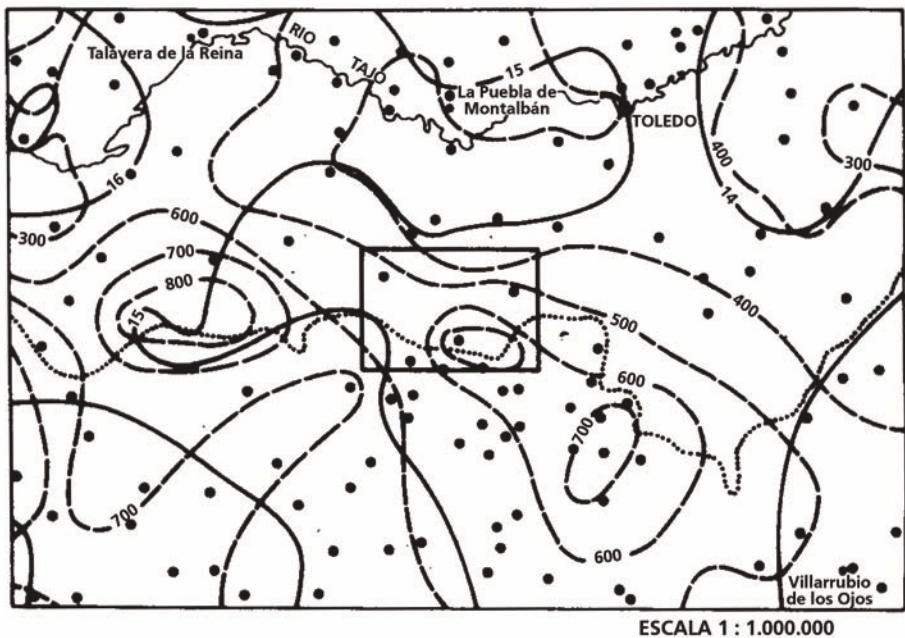
La hoja se encuentra atravesada a la altura de la confluencia del arroyo del Arancil con el río Torcón por la isomáxima de precipitación en 24 horas de 100 mm, con una dirección Este - Oeste, registrándose valores de precipitaciones extremas superiores a este valor al Sur de la misma e inferiores al Norte.

La evapotranspiración potencial, resulta de capital importancia a la hora de determinar los recursos hídricos de la zona, permitiendo junto a la pluviometría establecer un balance hídrico teórico. Dicha evapotranspiración potencial media, es de 770 mm/año, lo que equivale a unos 1.650 $\text{hm}^3/\text{año}$ (según el método de THORNTHWAITE, realizado en función de la situación geográfica, altura y T^a media de cada mes, para un periodo de tiempo comprendido entre 1.955 a 1.985).

7.1.2. Hidrología Superficial

La hoja forma parte de las cuencas hidrográficas del Tajo y Guadiana.

Al Norte, las aguas superficiales son tributarias del río Tajo, a través del río Torcón y arroyos menores de dirección S-N cuyas aguas están reguladas por el embalse del Torcón, localizado en el sector Surcentral de la hoja.



— — Isoyeta media anual (mm.). Periodo 1940/80

— — Isoterna media anual (°C). Periodo 1940/85

..... Límite de cuenca hidrográfica

● Estación de medida

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

En el extremo meridional, las aguas superficiales vierten hacia el Sur, a través de arroyos y/o torrentes de dirección N-S (arroyos de las Viruelas y de los Castaños como mas representativos), reguladas estas aguas por el embalse de Torre Abraham, situado al Sur, fuera de los límites de la hoja, en la subcuenca del río Bullaque.

La calidad de las aguas superficiales, según datos del Plan Hidrológico elaborado por la Confederación Hidrográfica del Tajo (MOPU, 1.988), es aceptable, con Indices de Calidad General (I.C.G.) comprendidos entre 70 y 80.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La divisoria de cuencas hidrográficas se establece en la alineación de los "Montes de Toledo" y la "Sierra del Castañar", alcanzando cotas desde los 1.450 m. a los 1.200 m. Dichas alineaciones están formadas por afloramientos paleozoicos, que junto a las rocas ígneas, constituyen el límite Sur impermeable del Sistema Nº 14. (Vease figura 7.2).

Las características hidrogeológicas de los materiales representados, no son las más idóneas para localizar acuíferos de interés regional. No obstante, la presencia de rocas graníticas con áreas de fracturación y/o alteración importantes además de la existencia de diques, junto a la presencia de corridas cuarcíticas paleozoicas, muy fracturadas, puede dar lugar a sectores de interés hidrogeológico local.

En los granitos aflorantes, la permeabilidad está asociada a la presencia de diques, a la fracturación, que en el sector central de la hoja es importante y a la alteración a arenas arcósicas, "*lehm* granítico", cuya permeabilidad se debe a porosidad intergranular.

Dentro de los afloramientos paleozoicos, presentes al Oeste y Sur, hay que destacar la presencia de niveles carbonatados "Calizas de Navalucillos" del Cámbrico Inferior, cuya permeabilidad se debe a fisuración y/o kartificación. Los afloramientos de calizas, además de escasos, se encuentran aislados, emplazados sobre las rocas ígneas y constituyen la base sobre la que se sitúa discordantemente el Ordovícico inferior, "Serie Púrpura". Estos afloramientos aparecen al SE de Navahermosa y en las proximidades de San Pablo de los Montes. Dadas las características de los afloramientos en la hoja, carecen de interés hidrogeológico.

Igualmente hay que mencionar las cuarcitas del Arenig (Ordovícico inferior), "Facies Armoricana". En éstas, la permeabilidad está asociada a la fracturación que presentan, dando lugar a surgencias que se localizan en la base de los afloramientos. Estas surgencias se asocian a fracturas que atraviesan dichas cuarcitas drenandolas. La naturaleza cuarcítica hace que den lugar a los mayores relieves de la zona. Se llegan a alcanzar potencias de hasta 375 m., con una media de 250 m.

Se dispone de la analítica realizada en la hoja, en la que se han recogido cuatro muestras, tres en granitos y una en cuarcitas paleozoicas, si bien, uno de los puntos en granito, está asociado a una fractura que drena agua de las cuarcitas (nº 1727-7-1).

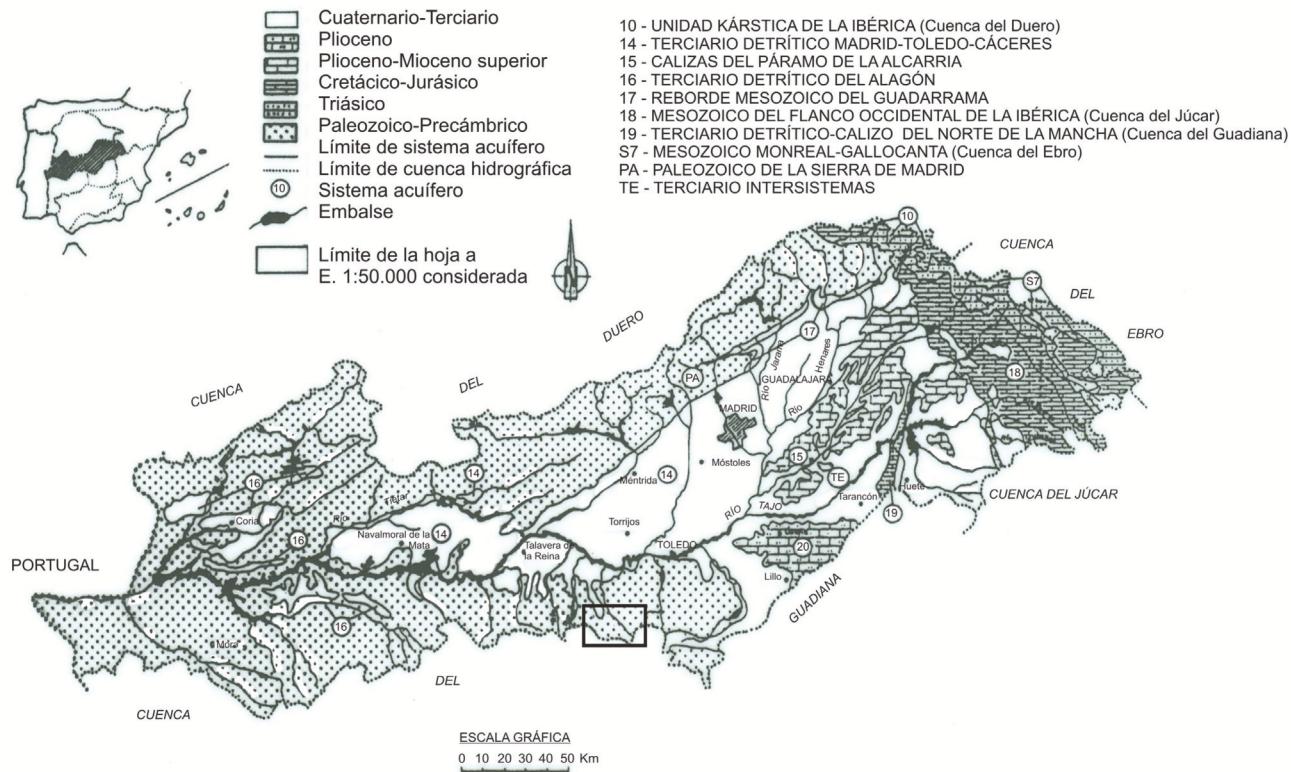


Figura 7.2. - Mapa de situación de los sistemas acuíferos de la Cuenca del Tajo de la Hoja de Navahermosa.

Nº PUNTO	pH	Conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	FACIES
172741	7.81	930	Bicarbonatas-sódicas
172742	7.45	1112	Bicarbonatadas-cálcicas
172751	6.44	33	Bicarbonatadas-magnésicas
172771	6.57	143	Bicarbonatadas-sódicas

En la figura 7.3., puede observarse el campo de variación de los parámetros analizados representado en diferentes diagramas.

Las aguas presentes en los granitos, son de facies bicarbonatadas cálcico-sódicas, con valores de conductividad elevada y pH superior a 7 (neutrales a algo alcalinas), lo que indica altos contenidos en sales de las mismas (vease figura 1.3 - 1). Son pues aguas moderadamente duras, algo mineralizadas.

Según los diagramas de "Wilcox" y "Scott" estas aguas presentan una calidad entre dudosa a tolerable (vease figura 7.3 - 2).

El elevado contenido en nitratos en estas aguas, superior a 50 mg/l, es atribuible a vertidos incontrolados, a la tendencia creciente de fertilizantes químicos en las prácticas agrícolas y a la presencia de industria ganadera en la región.

Las aguas procedentes de los materiales paleozoicos (principalmente "Cuarcita Armoricana"), son de naturaleza bicarbonatadas magnésico-sódicas, de baja dureza y mineralización (vease figura 7.3 - 1 - 3). La conductividad de estas, es baja y el pH inferior a 7. La calidad de estas aguas es excelente y aptas para el consumo humano.

7.2. RECURSOS NATURALES

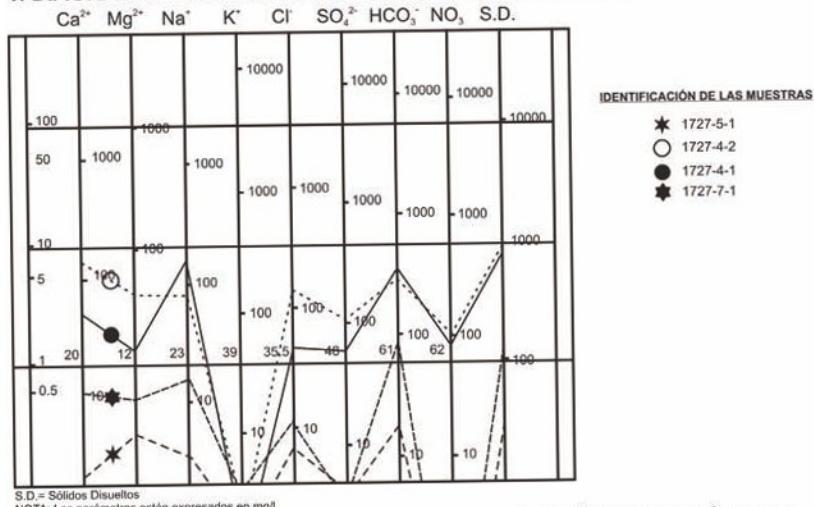
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

Desde el punto de vista minero, el reducido número de indicios y su poco interés confieren a los granitoides de esta Hoja escasa importancia metalogénica.

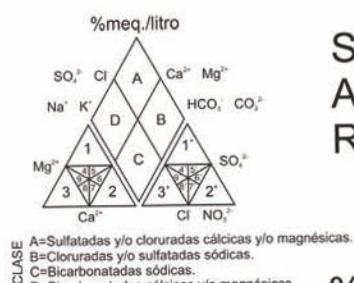
Las metalizaciones dignas de mencionar son las de cobre, que se presentan fundamentalmente en forma de carbonatos.

Las labores encontradas son siempre superficiales, poniendo de manifiesto que se trata de rellenos de fisuras por soluciones mineralizadoras de baja temperatura. El ejemplo más destacable es el indicio situado al Norte del Cerro de las Viñas (NO de San Pablo de los Montes), próximo al contacto de las calizas cámbicas con el granito, donde se observa, en una calicata, una fractura de dirección N 110° E, armando en granito, con malaquita y azurita, sin que la mineralización afecte a las calizas. Una muestra de este indicio, analizada por el IGME

1. DIAGRAMA LOGARÍTMICO DE SCHOELLER (Modificado)



2. DIAGRAMAS DE PIPER



3. GRÁFICOS AGRÍCOLAS

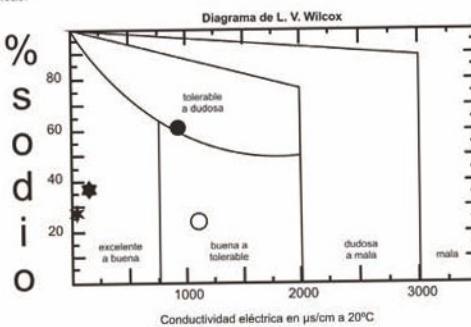
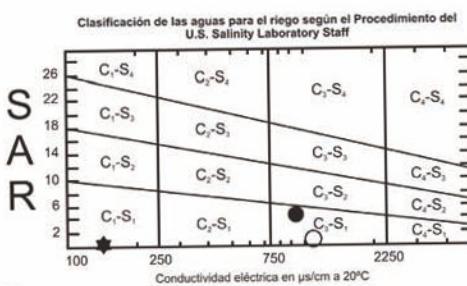


Figura 7.3. - "CAMPO DE VARIACION DE LOS PARAMETROS ANALIZADOS"

CUADRO RESUMEN INVENTARIO PUNTOS DE AGUA NAVAHERMOSA 17 - 27 (684)

Nº PUNTO	NAT (1)	Prof. obra (m)	USOS (2)	Nivel Piez. (m)	CAUDAL (m ³ /h)	Litolg.	Conduct. (μh/cm ²)	Residuo Seco (gr/l)	Ph	Origen document.	Fecha
172781	S	37.50	C	19.50	----	Pizarras	----	----	----	ITGE	1988
172782	S	35.50	C	19.50	----	Gravas y arenas	----	----	----	ITGE	1988
172783	S	35.50	C	21,70	----	Pizarras	----	----	----	ITGE	1988
172783	S	15.90	C	----	----	Gravas y arenas	----	----	----	ITGE	1988
172785	S	25.00	C	3.00	----	Conglomerados	----	----	----	ITGE	1988
172786	S	19.00	C	2.00	----	Conglomerados	----	----	----	ITGE	1988
172787	S	15.00	C	2.00	----	Conglomerados	----	----	----	ITGE	1988
172788	M	----	C	----	----	Pizarras	----	----	----	ADARO	1990
172711	M	----	C	----	----	Pizarras	----	----	----	ADARO	1990
172731	M	----	C	----	----	Granito	----	----	----	ADARO	1990
172741*	P	7.00	C	2.50	----	Granito	930	0.756	7.81	ADARO	1990
172742*	P	6.00	C	2.00	----	Granito	1112	0.907	7.45	ADARO	1990
172751*	M	----	C	----	----	Pizarras y cuarcitas	33	0.041	6.44	ADARO	1990
172752	M	----	C	----	----	Pizarras y cuarcitas	----	----	----	ADARO	1990
172753	M	----	C	----	----	Pizarras	----	----	----	ADARO	1990
172771*	M	----	C	----	----	Granitos	143	0.136	6.57	ADARO	1990

(1) NATURALEZA:

Manantial
Sondeo
Pozo

M
S
P

(2) USOS: Desconocido

C

(*) Punto de agua muestreado

hace unos años, dio el siguiente resultado: Cu - 2,26%; Ag - 58 gr/t; Pb - 1,53% y Au no se detectó.

En la cartografía de campo se prestó especial atención a las calizas cámbicas del mencionado Cerro de las Viñas, por la posibilidad de que ofrecieran mineralizaciones importantes de tipo skarn. Se observaron paragénesis de minerales interesantes (grosularia, diópsido, idocrasa, sulfuros de cobre, pirrotina, etc.), pero no en grandes cantidades.

7.2.2. Rocas Industriales

Las explotaciones de rocas industriales, en esta Hoja, se efectúan con intensidad en la zona Nororiental, fundamentalmente en los términos municipales de Ventas con Peña Aguilera, Menasalbas y Cuerva, donde las actividades extractivas están representadas por los granitos.

Todavía existe un buen número de explotaciones temporales y de mínima envergadura, tanto laboral como productiva (aún persisten explotaciones de carácter familiar), junto a otras, bien mecanizadas y en régimen de cooperativas, que presentan grandes reservas -se podría decir que inagotables-, ya que se trata de masas homogéneas de granito de dimensiones notables. Asimismo, los accesos, por lo general, no presentan ninguna dificultad.

Las producciones de cada cantera a cielo abierto oscilan entre las 300 y las 1.500 toneladas anuales, con una utilidad aprovechable del 90-95% y unas reservas que pueden sobrepasar las 500.000 toneladas, sobre todo las explotaciones ubicadas en Ventas con Peña Aguilera que poseen un grado de mecanización más alto. En todos los casos el material extraído se utiliza como roca de construcción, mampostería, piedra de sillería, piedra ornamental, etc.

En cuanto a los mármoles, existen pequeñas explotaciones hoy día inactivas. Todas presentan problemas de extracción de grandes bloques, debido a la estratificación subvertical o muy inclinada y a las débiles potencias de las capas. Sólo citar las que se encuentran en el término de San Pablo de los Montes, donde la cantidad de mármol existente es elevada, pero la extracción complicada; por lo que se aprovecharon para la fabricación de terrazos.

Por último, reseñar las explotaciones de arenas, de edad cuaternaria, formadas por la acción de arrastre en las corrientes fluviales o bien por alteración de los feldespatos en las masas graníticas. Estas explotaciones, siempre efectuadas a cielo abierto y de una manera intermitente, se localizan en las proximidades de los centros de consumo, como ocurre en el entorno de Navahermosa.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

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

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

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

En la Hoja de Navahermosa se han distinguido tres áreas y diez zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

AREA I

- ZONA I₁: Tramos 1, 2 y 3
- ZONA I₂: Tramos 4, 5, 6, 7 Y 8

AREA II

- ZONA II₁: Tramo 9
- ZONA II₂: Tramo 11
- ZONA II₃: Tramos 10 y 12
- ZONA II₄: Tramos 13

AREA III

- ZONA III₁: Tramo 14
- ZONA III₂: Tramos 15, 17 y 20
- ZONA III₃: Tramos 16 y 18
- ZONA III₄: Tramo 19

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.

7.3.2.1. Area I

Se ha dividido en dos Zonas que incluyen a todas las rocas ígneas y filonianas, situadas geográficamente al N de los relieves paleozoicos de la Hoja.

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

Están representadas por diques de cuarzo, aplita y/o pegmatitas y pórfidos graníticos intruidos entre distintas facies graníticas, con una potencia media de 25 m.

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

No son ripables y su capacidad de carga es baja por la intensa fracturación. Este mismo factor, constituye un riesgo geológico en aquellos diques de elevado resalte topográfico, en donde se pueden producir desprendimientos.

- ZONA I₂ (Tramos cartográficos 4, 5, 6, 7 y 8)

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

La morfología que presenta 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.

7.3.2.2. Area II

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

- ZONA II₁ (Tramo cartográfico 14)

Lo constituyen calizas, del grupo Calizas de los Navalucillos y se localizan en los alrededores de S. Pablo de los Montes y S. de Navahermosa.

Aparecen en cerros aislados con morfología suave (NO y E de S. Pablo de los Montes), directamente sobre las rocas graníticas o bien como base de la sucesión paleozoica. En cualquier caso se encuentran parcialmente recubiertas por derrubios de ladera.

Estas calizas 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.

Existen diversos puntos explotados como roca ornamental (mármoles), aunque en la actualidad se encuentran abandonadas.

- ZONA II₂ (Tramo cartográfico 11)

Los materiales de este tramo son cuarcitas (Cuarcita Armoricana) y dan lugar a los relieves más altos de las Sierras de la Hoja.

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.

- ZONA II₃ (Tramos cartográficos 10 y 12)

Está constituida por pizarras, cuarcitas y areniscas que se sitúan en los relieves de la banda S.

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 pizarrosos 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 13)

Corresponde, únicamente, a las pizarras ubicadas en la banda sur de 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, diaclasas y pizarrosidad), podrán tener circulación de agua, siempre que no se encuentren selladas.

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

7.3.2.3. AREA III

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

- ZONA III₁ (Tramo cartográfico 14)

Corresponden a conglomerados, arcillas y arenas que presentan una morfología plana con ligera inclinación hacia el N o el S. 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 III₂ (Tramos cartográficos 15, 17 y 20)

Son cantos cuarcíticos, arenas y limos correspondientes a glacis, coluviones y conos de deyección, 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 III₃ (Tramos cartográficos 16 y 18)

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 cabe 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 III₄ (Tramo cartográfico 19)

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 DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

En la Hoja de Navahermosa se han inventariado un total de seis puntos en los que se resaltan los aspectos más característicos de los materiales aflorantes. Todos ellos presentan una influencia local que por su contenido y utilización se pueden considerar como de interés científico y educativo-didáctico. En general ninguno de ellos presenta problemas especiales de protección.

Los puntos inventariados son los siguientes:

- Leucogranitos del Cerro del Torcón.
- Cantera de granitos (monzogranitos) tipo Mora-Mensalbas en el Cerro del AgUILA.
- Formas erosivas en el granito (monzogranito) tipo Mora-Mensalbas.
- Canchales en la ladera NO del cerro Corral de Cantos.
- Reptación de ladera (Corral de Cantos).
- Cantera de rocas corneanas calco-silicatadas en el Cerro de las Viñas.

8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS P.I.G.

- Leucogranitos del Cerro del Torcón:

En este punto se pueden observar las relaciones de intrusión entre estos leucogranitos moscovíticos y los granitos (monzogranitos) biotíticos porfídicos ± cordieríticos, así como la geome-

tria "tabular-estratoide" del yacimiento de los leucogranitos emplazados subhorizontalmente (cúpula) en los monzogranitos porfídicos de Gálvez.

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

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

- Canteras de granitos en el cerro El Aguilu (Ventas con Peña Aguilera):

En el frente de las canteras se pueden realizar observaciones sobre las características mineralógicas y texturales de los granitos (monzogranitos) biotíticos de grano medio-grueso (tipo Mora-Mensalbas).

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

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

- Formas erosivas de los granitos (monzogranitos) tipo Mora-Mensalbas:

En este punto se muestran formas de erosión en "Piedras caballeras".

Por su interés, se clasifica como sigue:

- . Geomorfológico: Bajo
- . Turístico: Medio
- . Didáctico: Medio
- . Por su influencia: Local

- Canchales en el cerro Corral de Cantos:

En las laderas NO se desarrollan depósitos de cantos cuarcíticos producidos por procesos de gelificación a partir de la Cuarcita Armoricana.

El interés del punto es:

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

- Reptación de ladera en el cerro Corral de Cantos:

En este punto puede apreciarse cómo el deslizamiento del suelo produce curvatura en el tronco de los árboles (geotropismo negativo).

El interés de este punto es:

- . Geomorfológico: Medio
- . Didáctico: Medio
- . Por su influencia: Local

- Afloramiento de corneanas y skarns calco-silicatados:

El metamorfismo de contacto sobre las rocas carbonatadas del Cámbrico Inferior (Calizas de Navalucillos) da lugar a rocas calco-silicatadas y skarnoides con asociaciones minerales de alto a bajo grado metamórfico (corneanas de facies piroxénicas a albita-epidota) en el Cerro de las Viñas (NE de San Pablo).

Este punto muestra el siguiente interés.

- . Petrológico: Alto
- . Científico: Medio
- . Didáctico: Medio
- . 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 IGME y por los propios investigadores que han intervenido en la confección de la presente Hoja, en función de las características de los materiales aflorantes, del tipo de afloramiento, de su importancia, etc.

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

9. BIBLIOGRAFÍA

- 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.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MOTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTA-MARÍA, 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.
- ANDONAEGLI, P. (en preparación). "Geoquímica y geocronología de los granitoides del Sur de Toledo". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- ANDONAEGLI, P. Y BARRERA,J.L. (1984). "Petrología de dos series graníticas peralumínicas del Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya (Toledo)". *Boletín del IGME*. 95, 59-77.
- ANDONAEGLI, P. E IBARROLA, E. (1987). "Geocronología de los granitoides de Mora-Gálvez (Toledo)". *Memorias II Congreso de Geoguímica de España*. 109-112.
- ANDONAEGLI, 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, 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.
- APARICIO YAGÜE, A. Y GIL CID, M^a D. (1972). "Hallazgo de trilobites en el Cámbico de los Montes-Isla de Toledo". *Estudios Geológicos*. 28, 105-109.
- BABÍN, C. Y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (en prensa): "Middle Ordovician (Llanvirn-Llandeilo) bivalve molluscs from Spain. Palaenontology".
- BONJOUR, J.L.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F. Y CORNICHET, 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 Me-

- ridional (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.
- BRENCLEY, P.J., ROMANO, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). "Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia". *Canadian society of Petroleum Geologists, 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 preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental)". *Estudios Geológicos*. 27.
- CARBO, A.; BERGAMÍN, J.F.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; SANTA TERESA, I.; DE VICENTE, G. y ZORITA, M.C. (1987). "Estudio comparativo de la geomorfología en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la Zona Centro-Ibérica". *Libro homenaje a L.C. García de Figueroa*. Ed. Rueda.
- CASIANO DE PRADO, M. (1855). "La geologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *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 Cystoides 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; LEFORT, P. (1983) "A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. R. Soc. Edinburgh (Earth Sci.)* 73, 135-149.

- 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.; MONTESERÍN 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.
- 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 Ordovicico de los Montes de Toledo". *Est. Geol.* vol. 28, pp. 89-101.
- GIL CID, D. (1988).- "Redlichiiidae del Cambriico Inferior de los Navalralllos (Toledo)". *Bol. Gel. 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 cámbicas de los Navalucillos (Toledo)". *Tecniterra*, 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. (1914 b).- "Excursión geológica a Navas de Estena (Montes de Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* t. WIV, 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^o 15, pp. 5-74.
- 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. Complutense 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)". *Estudios geol.*, 39, pp. 379-385.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO NOGUEIRA, M. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1984): "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotivense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, pp.287-319. (1984a).
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. y SMITH, A.B. (1984): "Los equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". *Estudios geol.*, 40, pp. 421-453.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1911). "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (Ser. Geol.)*. 1, 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". *Est. Geol.* 33 (4): 327-342.
- 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. Petrology*. 52 (1): 127-143.
- HUNTER, R. E., y 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. Petrology*. 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 81952). "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. 1/50.000, 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. (1974). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1/1.000.000". *Servicio Publicaciones IGME*.
- 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.
- LOTZE, F. (1956). "Über Sardiche Begründungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyrischen. Faltung Geotek Sypos. 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.
- LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1965). "Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. 7:220-221
- 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 preordovícicas (Cámbrico Sup.?) en los Montes de Toledo S. Orientales". *Estudios Geológicos*. 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. Estudios Geológicos*. 33, 57-58.
- MARTÍN HERRERO, D.; IGLESIAS PELÁEZ, A. y GRACIA PRIETO, J. (1990). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 654 (17-27) Navahermosa. *ITGE*.
- 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.*

- MARTÍN SERRANO, A. (1986). "Mapa geológico de España a E. 1:5º.000. Hoja nº 710 (Retuerta del Bullaque)". *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.
- MONTESERÍN, V. (1981). "Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja 682 (Sevilleja de la Jara)". *MAGNA. Mapa Geológico Nacional de España. IGME.*
- MONTESERÍN, 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.*
- 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". *Studia Geológica Salmanticensia*. 16, 15-25.
- 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.
- 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 (Precambriko terminal) entre el anticl. de Valdelacasa y el Valle de Alcudia". *Studia Geológica*. 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. Asturica*. 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. Petrology*. 52 (2): 537-545.

- 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*.
- 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.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F.; VEGAS, R. (1976). "Datación de las calizas del Cámbrico Inf. de Los Navalucillos (Montes de Toledo). Fauna de arqueociatos". *Breviaria Geológica 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 II. 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". *McGraw-Hill. Book. Company*.
- ROBLEDO RANEA, J.L. (1973). "Metamorfismo de contacto en las Sierras de San Pablo y Navaherrerosa (Toledo)". *Tesis de licenciatura: Univ. Complutense de Madrid. (Inédito)*.

- 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.*
- 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.
- 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-Americanano de Geología Económica (II)* 1: 753-766.
- 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).
- STA. TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; (1983). "Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos". *Studia Geológica Salmanticensia*, 18, 237-250.
- 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 minières 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.
- VAZQUEZ, 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.
- WINKLER, H.G.F. (1978). "Petrogénesis de rocas Metamórficas". *H. Blumes Ed.*, 346 pp.
- 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 978-84-7840-822-1

9 788478 408221