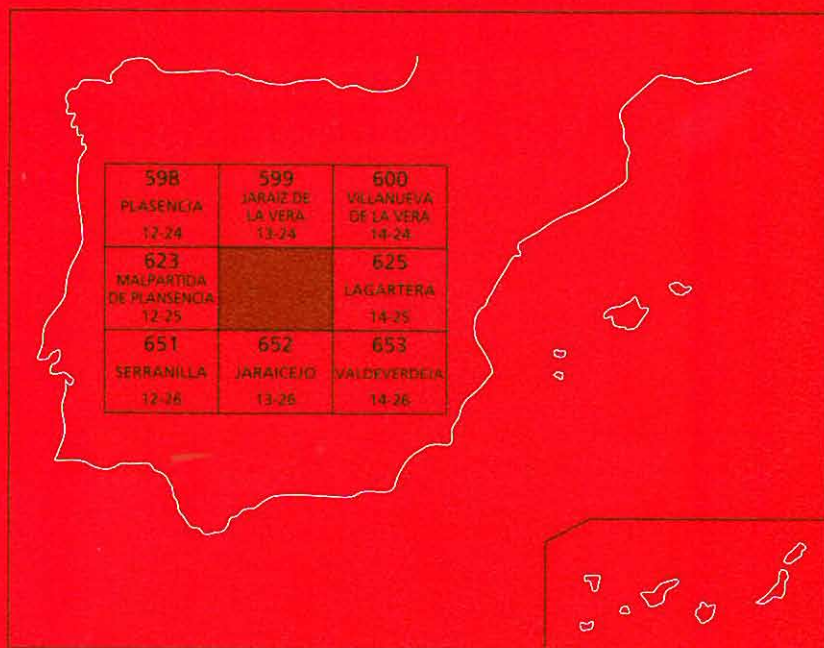




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



NAVALMORAL DE LA MATA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

NAVALMORAL DE LA MATA

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-40.299-2006
ISBN: 84-7840-646-8
NIPO: 657-06-008-0

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La Hoja de Navalmoral de la Mata, ha sido realizada por ADARO durante los años 1991-1992, siguiendo las normas que para este trabajo marca el ITGE y bajo la dirección y supervisión de sus técnicos.

Han intervenido:

Cartografía, síntesis y memoria

Contreras López, E. (INGEMISA). Granitos
Roldán García, F. J. (INGEMISA). Terciario
Sánchez Carretero, R. (INGEMISA). Migmatitas y granitos

Memoria

Sánchez Carretero, R.
Roldán García, F. J.
Contreras López, E.

Petrología

Sánchez Carretero, R.

Geoquímica

Sánchez Carretero, R.

Análisis químicos

Laboratorios E.N. ADARO

Geomorfología

Marqués Calvo, L. A. (ADARO)

Hidrogeología

Contreras López, E.

Geotecnia

Martín Herrero, D. (INTECSA)

Coordinación y dirección por ENADIMSA

Junco Aguado, F.

Dirección y supervisión por el ITGE

Bellido Mulas, F.

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.
- Informe petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

Í N D I C E

0.	INTRODUCCIÓN	9
1.	ESTRATIGRAFÍA	12
1.1.	PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR (CEG)	12
1.2.	ORDOVÍCICO INFERIOR-MEDIO	14
1.2.1.	Ortocuarcitas (Facies Armoricana) (15)	14
1.2.2.	Pizarras con metamorfismo de contacto (Llanvir-Llandeilo) (16)	14
1.3.	TERCIARIO	14
1.3.1.	Unidad Inferior	15
1.3.1.1.	Conglomerados cementados de matriz limo-arenosa (17)	15
1.3.1.2.	Arcosas y gravas (18)	16
1.3.1.3.	Arcosas y limos (19)	17
1.3.2.	Unidad Superior	18
1.3.2.1.	Gravas gruesas (20) y gravas medias y finas y arenas rojas (21)	19
1.4.	CUATERNARIO	19
1.4.1.	Depósitos de vertientes	19
1.4.1.1.	Gravas de matriz limo-arenosa (22). Abanicos aluviales	19
1.4.1.2.	Gravas de matriz arcilloso-arenosa (23). Glacis	20
1.4.1.3.	Gravas, arenas y limos (26). Derrubios de ladera	20
1.4.2.	Depósitos fluviales	21
1.4.2.1.	Gravas, arenas y limos (24). Terraza 1. ^a	21
1.4.2.2.	Gravas, arenas y limos (25). Terraza 2. ^a	21
1.4.2.3.	Gravas, arenas y limos (30). Canal fluvial del río Tiétar	21
1.4.2.4.	Gravas, arenas y limos (29). Terrazas indiferenciadas	22
1.4.2.5.	Gravas, arenas y limos (29). Aluviales periódicos y/o fondos de valle	22
1.4.2.6.	Gravas, arenas y limos (28). Coluvial-aluvial	22
2.	TECTÓNICA	22
2.1.	OROGENIA PREHERCÍNICA	23
2.2.	OROGENIA HERCÍNICA	23

2.2.1.	Primera y segunda fase de deformación hercínica	25
2.2.2.	Fases tardías.....	26
2.3.	OROGENIA ALPINA	26
2.4.	NEOTECTÓNICA	27
3.	GEOMORFOLOGÍA	27
3.1.	DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	27
3.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	28
3.2.1.	Estudio morfoestructural	28
3.2.2.	Estudio del modelado	28
3.2.2.1.	Formas estructurales.....	28
3.2.2.2.	Formas poligénicas	28
3.2.2.3.	Formas fluviales	29
3.2.2.4.	Formas de laderas.....	29
3.2.2.5.	Formas lacustres	29
3.2.2.6.	Formas antrópicas.....	30
3.2.3.	Formaciones superficiales	30
3.2.4.	Evolución geomorfológica	30
3.2.5.	Procesos actuales	31
4.	PETROLOGÍA	31
4.1.	UNIDAD MIGMATÍTICA DE TEJEDA DE TIÉTAR Y GRANITOS ASOCIADOS.....	31
4.1.1.	Rocas migmatíticas s.l.	32
4.1.2.	Monzogranito porfídico, biotítico, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita (7) ..	37
4.1.3.	Leucogranitos foliados, biotíticos-moscovíticos con $\pm$ sillimanita y $\pm$ granate (8).....	39
4.2.	MACIZO GRANÍTICO DE NAVALMORAL DE LA MATA	40
4.2.1.	Granitos de grano fino-medio biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita (9).....	41
4.2.2.	Granitos de grano medio-grueso, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ andalucita (10, 11 y 12)	42
4.2.3.	Leucogranitos feldespáticos alcalinos, moscovíticos, con $\pm$ biotita (13) ..	44
4.3.	ROCAS FILONIANAS	44
4.3.1.	Diques de cuarzo (1)	44
4.3.2.	Diques de leucogranitos feldespáticos alcalinos (2).....	44
4.3.3.	Leucogranitos de grano medio biotíticos-moscovíticos (3)	45
4.4.	ROCAS METAMÓRFICAS	45
4.4.1.	Metamorfismo regional	45
4.4.2.	Metamorfismo de contacto	46
4.5.	CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS.....	48
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	62
5.1.	CICLO PREHERCÍNICO Y HERCÍNICO	62
5.2.	CICLO ALPINO	64
6.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	65
6.1.	HIDROGEOLOGÍA	65

6.1.1.	Climatología.....	65
6.1.2.	Hidrología Superficial	67
6.1.3.	Características hidrogeológicas.....	67
6.2.	RECURSOS NATURALES.....	69
6.2.1.	Minerales metálicos y no metálicos	69
6.2.1.1.	Minerales metálicos	70
6.2.1.2.	Minerales no metálicos.....	70
6.2.2.	Rocas industriales.....	72
6.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES.....	72
6.3.1.	Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares.....	73
6.3.1.1.	Area I	73
6.3.1.2.	Area II	74
6.3.1.3.	Area III.....	75
6.3.1.4.	Area IV	75
7.	PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	76
7.1.	RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS	76
7.2.	DESCRIPCIONES E INTERÉS DE LOS PUNTOS	77
7.3.	CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN	79
8.	BIBLIOGRAFÍA	79

0. INTRODUCCIÓN

La Hoja número 624 (Navalmoral de la Mata), está situada en la parte septentrional de la provincia de Cáceres y comprende términos municipales de Almaraz, Belvis de Monroy, Casatejada, Collado, Jaraiz de la Vera, Majadas, Millanes, Navalmoral de la Mata, Pasarón de la Vera, Peraleja de la Mata, Saucedilla, Serrejón, Talayuela, Tejeda de Tiétar, Toril y Valdehúncar. De todos estos, el núcleo urbano más importante es Navalmoral de la Mata con 12.922 habitantes (según censo de 1981 del Instituto Nacional de Estadística), que a su vez es Cabeza de Partido Judicial.

Las características climáticas corresponden a las de tipo mediterráneo continental con ligeras influencias atlánticas, que en conjunto se caracteriza por precipitaciones que fluctúan entre 800 mm, al SE, y 1.200 mm al NO; las temperaturas son suaves tanto en invierno como en verano.

La red hidrográfica pertenece, por completo, a la margen noroccidental de la Cuenca Hidrográfica del Tajo que drena las estribaciones más meridionales de la Sierra de Gredos, englobando parte de la comarca de la Vera, en el borde NO de la Hoja. La Comarca de la Vera queda delimitada al Sur por el rasgo geográfico más significativo presente en la Hoja, el río Tiétar que atraviesa el cuadrante noroccidental del área de estudio en dirección ENE-OSO y recibe casi la totalidad de los ríos y arroyos que drenan la región, a excepción de los arroyos que circulan por la parte más meridional de la Hoja que vierten sus aguas directamente al río Tajo, más al Sur, fuera ya de los límites de la misma. Tanto éstos últimos, como los arroyos tributarios del río Tiétar por su margen Sur, configuran una red hidrográfica poco jerarquizada, con un funcionamiento de tipo estacional, llegando a secarse en épocas de estiaje.

Geológicamente, la Hoja se sitúa en el Macizo Hespérico y más concretamente en el sector central de la Zona Centroibérica (JULIVERT, *et al.*, 1974) (figura 0.1); correspondiente al extremo occidental del Sistema Central, entre los subsectores de Gredos, al Norte, y Montes de Toledo, al Sur.

Tanto geológica como morfológicamente, se diferencian dos conjuntos claramente definidos. Uno, que representa prácticamente el 90% de la superficie de la Hoja constituido por materiales detríticos de edad Terciaria, que dan lugar a una penillanura con cotas comprendidas entre los 300 y 240 m y pendientes de aproximadamente el 0,3% hacia el río Tiétar, al Norte. Estos materiales terciarios constituyen el relleno de la depresión de río Tiétar y descansan sobre un basamento formado por rocas ígneas y metamórficas que afloran en la esquina

noroccidental y suroriental de la Hoja. En este sector se alcanzan las máximas cotas presentes en el área, Cerro Navalморal (450 m), al Sur, y Cerro Venteros (406 m), al Norte, como más característicos. Este segundo conjunto está representado por los afloramientos de rocas graníticas y metasedimentarias del extremo NO (Unidad plutono-migmatítica de Torremenga-Tejeda de Tiétar), por el Macizo granítico de Navalморal de la Mata, al SE, y por los materiales pizarrosos que afloran al S y SE de la Hoja.

Desde el punto de vista estratigráfico se distinguen materiales esquistoso-grauváquicos, pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, pizarras y cuarcitas paleozoicas que abarcan términos desde el Ordovícico Inferior al tránsito Ordovícico Superior-Silúrico Inferior, y depósitos Terciarios, eminentemente arenas arcóscas y conglomerados. Sobre éstos, se depositan tanto materiales de origen fluvial de edad Cuaternaria, como depósitos de fondo de valle en los arroyos que drenan la región, terrazas del río Tiétar y grandes abanicos aluviales que progadan hacia el Sur, desde las estribaciones más meridionales de la Sierra de Gredos.

Tectónicamente, y desde el punto de vista regional, la característica más importante es la presencia de dos fases principales de deformación hercínica responsables de las estructuras cartografiadas en el entorno de la Hoja. Se trata de pliegues de dirección NO-SE de plano axial subvertical y fallas asociadas paralelas a ellos. Estas dos fases van acompañadas por el desarrollo de una esquistosidad de tipo *slaty cleavage* (S_1) y otra de crenulación (S_2)¹. En la Hoja se encuentra representado el flanco NE del sinclinal de Guadarranque, al Oeste de Millanes, que aparece truncado por la intrusión granítica del Macizo de Navalморal de la Mata y los leucogranitos de Belvis, los cuales le confieren un metamorfismo de contacto que afecta a todo el afloramiento del extremo SE de la Hoja. Con posterioridad a esta etapa de deformación, se producen movimientos que dan lugar a deformaciones de escasa importancia y que localmente llevan asociados pliegues menores e incluso desarrollo de una crenulación puntual. Finalmente tienen lugar movimientos tardíos, responsables de la fracturación frágil NE-SO, a los que se les puede asociar pliegues de dirección perpendiculares u oblicuos a las estructuras de primera fase.

Con anterioridad a las deformaciones hercínicas, a escala regional, hay descrita una etapa de deformación, posiblemente sárdica, definida en algunos puntos cercanos a este área (MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1978). Se trata de pliegues cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1) que dan lugar a lineaciones fuertemente inclinadas, dentro del Complejo Esquisto Grauváquico.

Entre los antecedentes geológicos cabe mencionar, entre otros, los trabajos de EGOZCUE y MALLADA (1876), HERNÁNDEZ PACHECO (1912), GÓMEZ DE LLARENA (1916) y RAMÍREZ RAMÍREZ (1955) que aportan datos sobre la estratigrafía y paleontología del sinclinal de Guadarranque. LOTZE (1945a y b, 1961) que estudia la estratigrafía y tectónica en el sector oriental y meridional de los Montes de Toledo, junto a sus alumnos WEGGEN (1955) y RANSWEILLER (1967). La tesis doctoral de SCHMIDT (1957) sobre la estratigrafía y tectónica de la fosa del Tajo. CAPOTE, *et al.* (1970-1971) que elaboran síntesis estratigráficas y observaciones tectónicas de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres. De otra parte, también hay que

¹ Esta esquistosidad podría corresponder, dentro del ciclo hercínico, a una S_3 , si bien los únicos datos objetivos disponibles es que afecta a una anterior (S_1). En adelante se sigue designando esta crenulación como S_2 aunque no hay que olvidar la posibilidad arriba aludida.

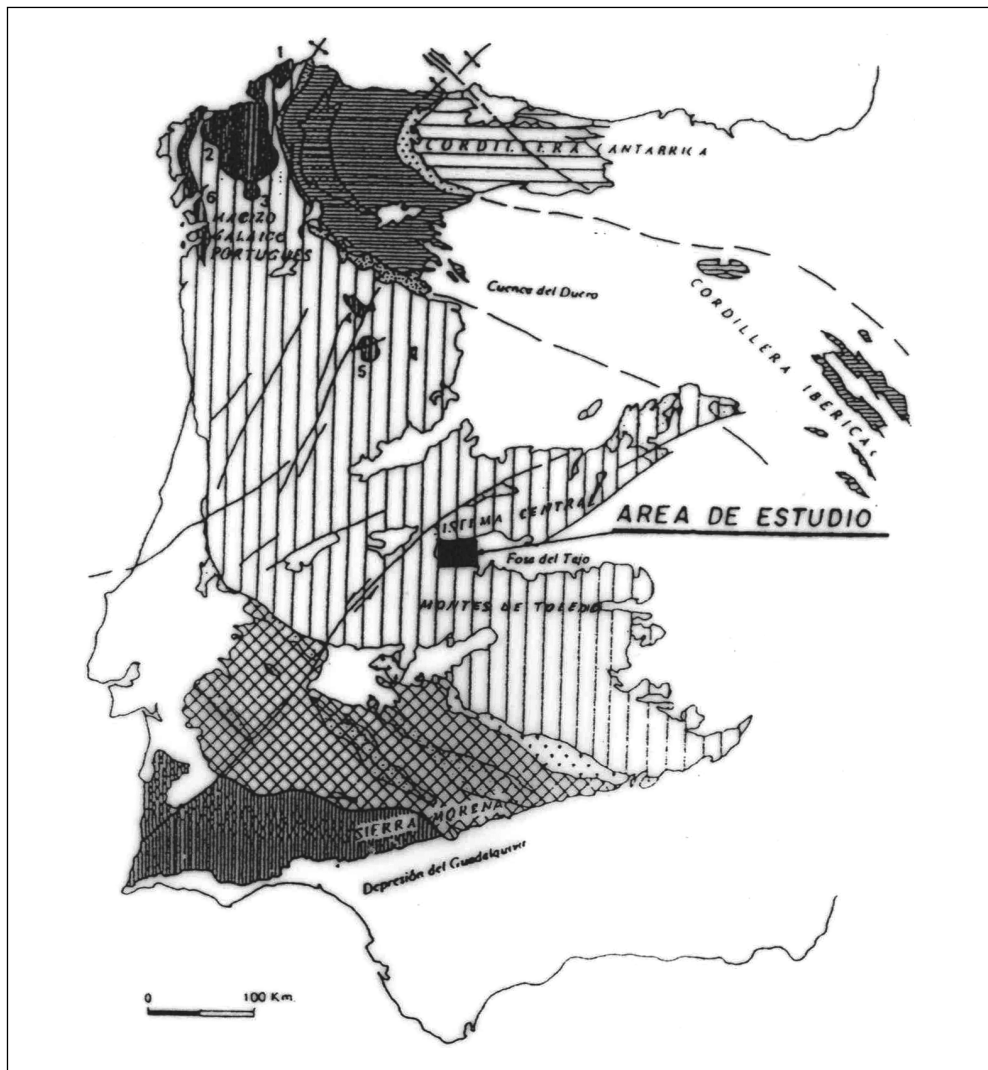


Figura 0.1. Situación del área de estudio según JULIVERT, *et al.* (1974).

mentar los trabajos elaborados por THADEU (1951), TEXEIRA (1955a y b, 1959), TORRE DE ASUNÇAO (1969) y OEN ING SOEN (1970) en áreas próximas en la zona portuguesa.

Por lo que respecta a las rocas paleozoicas hay que destacar los trabajos de MORENO (1975, 1975a y 1977) y HERRANZ, *et al.* (1977) en los que se describen las unidades diferenciales del tránsito Precámbrico-Cámbrico en áreas cercanas a ésta.

La Cuenca Occidental del río Tajo ha sido estudiada por JUNCO (1980 a 1983) en trabajos efectuados para el PNEU, en los que se hace una descripción de la morfología y naturaleza de los bordes y zócalo de la cuenca, de los materiales que la rellenan y de la evolución de la misma.

Por lo que se refiere a las áreas graníticas y migmatíticas, son de destacar los trabajos de GARCÍA DE FIGUEROLA (1963, 1965); UGIDOS y FERNÁNDEZ LAGUNA (1973) y UGIDOS (1973, 1974a, b y c) y la caracterización geoquímica establecida por BEA (1975). Más recientemente, los trabajos de ANDONAEGUI y BARRERA (1984), sobre la petrología de las series peraluminicas al SO de este área y los de DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA (en prensa), sobre la petrología y estructura del área anatética marginal del Este de Plasencia.

Mención aparte cabe hacer de las Hojas MAGNA, ya publicadas o en edición, por parte del ITGE en zonas colindantes o próximas a este área. Éstas han sido realizadas por MARTÍN HERREIRO y BASCONES ALVIRA (1978, 1982); MONTESERIN LÓPEZ y PÉREZ ROJAS (1985, 1987); IGLESIAS y JUNCO (en prensa); CONTRERAS LÓPEZ, *et al.* (en prensa).

1. ESTRATIGRAFÍA

En la presente Hoja se han diferenciado tres conjuntos de rocas sedimentarias y/o metasedimentarias separadas entre sí por discordancias, que corresponden cronológicamente al Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior, Paleozoico y Terciario-Cuaternario, siendo este último el mejor representado.

Tanto el Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior, como el Paleozoico, afloran en puntos aislados de la Hoja. La escasa representación de estos afloramientos, su desconexión, mala calidad, metamorfismo de contacto, ausencia de datación, etc., dificulta una cronoestratigrafía de los mismos. No obstante, la continuidad lateral y similitud regional de las litofacies, ha permitido su correlación con las series precámbricas y paleozoicas establecidas en hojas MAGNA próximas: número 623 (Malpartida de Plasencia), número 652 (Jaraicejo) y número 653 (Valdeverdeja).

1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR (CEG)

En la zona Centroibérica afloran, con gran extensión, materiales de composición esquistoso-grauváquicos que se han atribuido al Precámbrico. Fue MACPHERSON (1879, 1883) el primero en sospechar la existencia de sedimentos anteordivícos en la Península Ibérica. En los años cincuenta y sesenta, LOTZE (1954, 1955a, b, 1956a, b, 1958 y 1960) y SDZUY (1961), basándose en datos propios y aportados por sus discípulos, establecen, en la Zona Centroibérica, un esquema estratigráfico coherente, considerando materiales Precámbricos a los situados por debajo de una discordancia sobre la que aparecen, a mayor o menor altura, fósiles cámbricos, además de otras consideraciones tectónicas y climáticas.

Con trabajos posteriores se ha llegado a conocer con cierto detalle la sucesión estratigráfica de los materiales esquistoso-grauváquicos de la Zona Centroibérica.

En la presente Hoja, rocas de características asimilables al Complejo Esquisto Grauváquico constituyen tres afloramientos situados al NO y SO de la misma.

Los dos situados al NO están intruidos por los granitos asociados a la Unidad plutono-migmática de Torremenga-Tejeda de Tiétar, que les produce un metamorfismo de contacto generalizado en condiciones de grado variable: alto a medio.

El afloramiento más occidental, de apenas 0,5 km², queda a modo de megaenclave entre el cuerpo de leucogranitos del Pantano de Gargüera y el de monzogranitos porfídicos biotíticos. Está compuesto por verdaderas corneanas granoblásticas que han perdido la anisotropía estructural previa de carácter regional.

Por el contrario, el más oriental, que forma parte de un afloramiento de unos 4-5 km², que se extiende principalmente por la Hoja número 599 (Jaraiz de la Vera), está compuesto por una serie monótona de metapelitas y pizarras que alternan con pasadas de metagrauvas de hasta 50 cm de potencia y tamaño de grano variable. S_0 y S_1 son subparalelas y se pueden reconocer pliegues, que afectan a ambas superficies, con ejes de dirección norteadas (N-S, N 170° E y N 10° E) subhorizontales o pinchando suavemente al N.

Desde el punto de vista textural predominan las texturas pizarrosas, blastopelíticas y blastosamíticas de carácter regional, a las que se sobreimpone una blastesis térmica de contacto que abarca a prácticamente la totalidad de los afloramientos, debido al escaso desarrollo de los mismos y al hecho de encontrarse inmersos en los granitos. Todas las muestras recogidas presentan texturas de metamorfismo de contacto que varían de esquistos moteados a verdaderas corneanas granoblásticas algo esquistosas.

La mineralogía está compuesta por: cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato-k, moscovita, cordierita, andalucita, pinnita, clorita, opacos, turmalina, óxidos y circón. La biotita se presenta en pequeños cristales orientados según la esquistosidad regional (S_1) y como placas desorientadas, cortando a la esquistosidad, según que muestras. La moscovita por su parte, forma placas irregulares más o menos desorientadas de desarrollo poiquiloblástico y cristales menores orientados según la esquistosidad. La andalucita es poiquiloblástica y aparece groseramente elongada; en alguna muestra presenta bordes fibrolíticos. La cordierita es igualmente poiquiloblástica o forma masas pinnitizadas elongadas. Cuarzo y feldespatos forman un entramado granoblástico groseramente elongado, alternando con niveles más micáceos que dan lugar a fábricas granolepidoblásticas.

Además de los anteriores, aparecen dos pequeños afloramientos en el sector SO de la Hoja, a lo largo del lecho del Arroyo Valbuena, en el paraje denominado Moheda Alta. Se trata de una sucesión monótona de pizarras y niveles grauváquicos de coloración gris-verdosa, que constituyen el núcleo de una estructura anticlinal desmantelada que se corresponde con la prolongación hacia el Norte del Anticlinorio de Fresnedoso de Ibor.

Estos afloramientos, son los únicos de la Hoja que no están afectados por metamorfismo de contacto. Se trata de metapelitas compuestas por agregados micáceos finos, cuarzo (tamaño limo) y diversos óxidos de hierro.

Estas rocas presentan una esquistosidad (S_1) de tipo *slaty cleavage* de dirección variable materializada por la orientación de los filosilicatos, que a su vez está afectada por una esquistosidad (S_2 : N 140° E) grosera acentuada por óxidos de hierro que se disponen según estos planos.

1.2. ORDOVÍCICO INFERIOR-MEDIO

1.2.1. Ortocuarцитas (Facies Armoricana) (15)

Afloran al Noroeste de Casatejada, en el Cerro de las Cabezas (318 m), destacando sobre la llanura de arenas terciarias.

Se trata de un pequeño afloramiento constituido por cuarcitas masivas de coloración gris-blancuecina en disposición subvertical. Estas cuarcitas afloran presumiblemente como consecuencia del movimiento de fallas de dirección NO-SE (N 150° E/subvertical) subparalelas a las directrices hercínicas, aunque algo posteriores a las etapas deformativas principales ya que forman un pequeño ángulo con las mismas. Estas fallas posteriormente han actuado como fallas inversas de gran ángulo. La falla que hace aflorar estas cuarcitas, podría corresponder a la prolongación hacia el Norte de la Falla de Valdecañas, definida por MONTESERIN y PÉREZ ROJAS (1987). El efecto de la fractura se observa al NE del afloramiento en el que las cuarcitas están algo tectonizadas.

1.2.2. Pizarras con metamorfismo de contacto (Llanvir-Llandeilo) (16)

Estos materiales afloran en el sector suroriental de la Hoja donde son intruidos por los granitos del Macizo de Navalmoral de la Mata. Parte de ellos quedan como retazos corneanizados sobre la masa granítica.

Se trata de una sucesión de pizarras y esquistos muy monótona de color grís-negruzco que muestran, a lo largo de todo el afloramiento, los efectos térmicos de contacto producidos por la intrusión de los cuerpos ígneos graníticos y por la red de diques de leucogranitos inyectados en las mismas. El metamorfismo varía de facies albíta-epidota a hornabléndicas. Sólo en algunos retazos, interior del macizo, se alcanzan condiciones de grado alto. Estos materiales presentan una esquistosidad dominante NO-SE, con buzamiento variable entre 20° y 60° al Sur. Esta esquistosidad se encuentra en ocasiones afectada por pliegues angulares, N 160° E, de tamaño variable que generan una esquistosidad de crenulación localmente muy apretada. En lámina delgada se observa cómo los porfiroblastos producidos por el metamorfismo de contacto, son afectados por la crenulación que da lugar a S_2 . Texturalmente corresponden a rocas pizarrosas a las que se sobreimpone las texturas de contacto (esquistos moteados y fábricas granoblásticas esquistosas).

La mineralogía está formada por: cuarzo, biotita, moscovita, clorita, plagioclasa, feldespato-k, cordierita, andalucita y turmalina.

1.3. Terciario

Los depósitos terciarios aflorantes en la Hoja de estudio se agrupan en dos unidades litoestratigráficas. La inferior de edad Mioceno Medio-Superior y la Superior que debe ser Plioceno o Pliocuatrnario por la posición estratigráfica que ocupa respecto de la primera.

La Unidad Inferior está constituida a su vez por tres tipos de facies dominantes que son las siguientes: conglomerados cementados de matriz limo-arenosa, arcosas y gravas y arcosas y limos.

La Unidad Superior está representada por dos facies detríticas groseras: gravas, cantos, arenas, limos y arcillas rojas; y arenas rojas y gravas.

1.3.1. Unidad Inferior

Como se ha mencionado anteriormente está constituida por tres facies litológicas, que cubren la casi totalidad de la Hoja de Navalmoral de la Mata. A continuación se procederá a la descripción individual de cada una de estas facies.

1.3.1.1. Conglomerados cementados de matriz limo-arenosa (17)

Están representados en dos afloramientos situados uno en el ángulo noroccidental de la Hoja y el otro en el ángulo suroccidental de la misma. En ambos casos la extensión de afloramientos es inferior a 5 km².

El afloramiento septentrional se sitúa discordantemente sobre un sustrato formado por un leucogranito biotítico-moscovítico. El afloramiento meridional se sitúa discordante sobre pizarras del Paleozoico Inferior o más antiguo. En las dos situaciones no se conoce la potencia real de estos sedimentos, pero debe ser muy variable de unos puntos a otros, porque en unos casos rellenan un paleorrelieve preexistente y en otros casos por la propia morfología original del cuerpo sedimentario que es de tipo cuneiforme.

Las facies que presentan ambos afloramientos difieren en la naturaleza y composición de los clastos. El afloramiento septentrional está constituido casi exclusivamente por cantos de naturaleza granítica, inmersos en una matriz arenosa. El tamaño de los clastos es variable y oscila de varios centímetros a varios decímetros. En general dichos clastos son subangulosos, aunque a veces se observan bastante bien redondeados, sin que se sepa con seguridad si han sufrido más de una etapa de transporte.

El afloramiento meridional, mejor expuesto a la observación, presenta cantos de naturaleza pizarroso-areniscosa casi exclusivamente. Los horizontes de depósito tienen una morfología cuneiforme a escala de afloramiento y sus facies son diferentes, en lo que se refiere a granulometría de cantos y matriz que soporta a los mismos.

El análisis petrológico realizado a dos muestras del afloramiento meridional y sobre una matriz areniscosa cementada, ha dado la siguiente composición. Minerales mayoritarios: cuarzo del 20 al 43%, feldespato potásico del 10 al 20%, plagioclasa del 10 al 17% y fragmentos de rocas menos del 5%. Minerales accesorios: moscovita, biotita, turmalina, esfena, andalucita y menas metálicas. Los clastos están inmersos en una matriz, en unos casos de naturaleza sericítica y en otros es carbonatada, probablemente de carácter secundario; estos fragmentos presentan baja esfericidad, son muy angulosos y el sedimento es de moderado a pobremente clasificado (de acuerdo con la clasificación de FOLK, 1951). Desde el punto de vista petrológico y de acuerdo con la clasificación de PETTJHON, POTTER y SIEVER (1972), estos depósitos pueden clasificarse como conglomerados grauváquico-arcósicos.

En líneas generales los materiales detríticos más groseros tienen una matriz arenosa que soporta los cantos, en ocasiones se observan granoselecciones inversas que son típicas de un transporte en masa del sedimento (*debris flow*). La ausencia de buenos afloramientos y en consecuencia de cortes representativos de estas facies, donde queden expuestas estructuras de ordenamiento interno significativas, no permite hacer una interpretación sedimentaria argumentada de estos depósitos. Sin embargo, por la posición geográfico-geológica (partes marginales de cuenca) que ocupan y por el tipo de facies, se sugiere un medio de depósito asociado a las partes proximales de uno o varios sistemas de abanicos aluviales, que irrumpen en la cuenca y deben de proceder de los bordes meridional y septentrional respectivamente.

1.3.1.2. Arcosas y gravas (18)

Afloran únicamente en el cuadrante suroccidental de la Hoja, al SO de la localidad de Casa-tejada.

Las malas condiciones de exposición no permiten observar con claridad las relaciones estratigráficas y sedimentológicas con las facies anteriormente descritas, pero parece ser que se sitúan sobre ellas mediante un contacto erosivo planar. Tampoco es posible conocer el espesor de estos depósitos por las razones aludidas anteriormente.

La facies dominante de estos sedimentos está constituida por arenas feldespáticas gruesas y gravas de cantos cuarcíticos, y de areniscas de tonalidades amarillentas. Los clastos suelen ser de tamaño centimétrico y tienen una angulosidad variable, que oscila de redondeados a muy angulosos. Ocasionalmente y en algún talud de algún camino, se han identificado niveles centimétricos de limos arcillosos que han arrojado una mineralogía global de 40% de cuarzo, 15% de feldespatos y 45% de filosilicatos. Dentro del 45% de filosilicatos, los minerales de la arcilla más abundantes son: esmectitas, 60%, illita, 25%, y clorita y/o caolinita 15%.

Como estructuras de ordenamiento interno más representativas destacan algunos paleocanales de dirección norteadada. También se han observado algunos set cruzados o clinoformas, que pueden asociarse a formas de progradación de cuerpos arenosos o bien a formas de migración de canal. En otros casos se observan horizontes subplanares con granoselecciones inversas, que sugieren un transporte de material mediante mecanismos gravitacionales (*debris flow*).

La interpretación sedimentaria de estos materiales, en base a la parcial arquitectura estratigráfica observada en los escasísimos afloramientos existentes, se sugiere estaría asociada a uno o varios sistemas de abanicos aluviales de procedencia meridional según se deduce de las escasas paleocorrientes medidas. Donde los horizontes que se asocian a flujos de derrubios, dentro de un depósito de tipo gravitacional, correspondiente al dispositivo propio de abanico aluvial, y las facies canalizadas deberían corresponder a los conductos de distribución de sedimento dentro del sistema. El tamaño de grano que se observa en estas facies podría ser congruente con la parte media y/o media distal del mencionado sistema. La escasez de cortes significativos que precisarían órdenes secuenciales y áreas de mayor o menor morfología canaliforme, impide diseñar con garantías el modelo geométrico sugerido.

1.3.1.3. *Arcosas y limos (19)*

Son las facies mayor representadas cartográficamente. Sus afloramientos ocupan en torno al 50% de la extensión de la Hoja.

No hay secciones observables que superen los tres metros de potencia, puesto que la topografía llana y la erosionabilidad de los materiales, inciden de forma directa en la mala calidad de afloramientos.

Estos materiales pueden descansar directamente sobre los sedimentos terciarios subyacentes, o bien hacerlo mediante discordancia sobre sustrato Paleozoico o granítico, según se deduce de los datos de sondeos consultados. Dichos sondeos están situados: uno 1,5 km al ESE de Majadas, otro 6,5 km al ESE de Majadas, otro 2 km al S de Casatejada y los otros dos 3 y 6,5 km al N de Navalmoral de la Mata. Todos los sondeos atraviesan más de 200 m de serie (arcosas, limos y limos arcillosos) y algunos alcanzan 290 m. Por tanto, con los datos disponibles puede decirse que el espesor total de la serie es variable y oscila como mínimo, en la Hoja de estudio, entre 200 y 300 m. En consecuencia, se deduce que estos sedimentos rellenan un paleorrelieve preexistente, salvo que exista una tectónica diferencial que sea concomitante con la sedimentación. Con la información disponible de sondeos, no puede deducirse siquiera la situación del depocentro de la cuenca.

Estos sedimentos casi nunca evidencian estructuras de ordenamiento interno significativas. Generalmente presentan un aspecto masivo donde los estratos tienen un espesor de más de 40 cm. En ocasiones se observan bancos de morfología cuneiforme con tendencia erosiva sobre los estratos subyacentes. En raras ocasiones, y principalmente en sectores próximos a la localidad de Casatejada, se advierten estructuras canalizadas a las que se asocian estratificaciones cruzadas que se interpretan de migración de canal. En el sector comprendido entre Saucedilla y el macizo granítico de Navalmoral de la Mata, es donde aparecen con mayor profusión, dentro de la secuencia arenosa, niveles de limos arcillosos intercalados; estos niveles más arcillosos generalmente son masivos y no se aprecia ninguna estructura de ordenamiento interno; las superficies que separan los estratos, en este sector, suelen ser planiparalelas.

Las facies dominantes están formadas por arenas feldespáticas con niveles de limos, arcillas y arenas arcillosas intercaladas. Presentan unas tonalidades generalmente amarillentas y marrón claro en superficie, mientras que en corte fresco pueden tener coloraciones gris-oscuro, verdes y marrones. El tamaño de grano de las arenas suele ser de medio a grueso aunque en ocasiones incluso pueden llegar a ser gravas finas. Los niveles de componente arcillosa suelen ser de color rojizo y marrón.

El análisis petrológico realizado sobre muestras compactadas tomadas en la vecina Hoja de Lagartera, en estos mismos materiales, indica como mineralogía mayoritaria: cuarzo (24-51%), feldespato potásico (9-25%), plagioclasa (5-19%) y fragmentos de rocas. Como elementos accesorios aparecen esencialmente: moscovita, biotita, turmalina, esfena, epidota, andalucita, etc. La matriz se compone de agregados micáceos finos (sericita), en una proporción comprendida entre el 10 y el 20%, ocasionalmente se observa dentro de dicha matriz sílice de grano muy fino.

Los clastos generalmente están soportados por la matriz (arcillosa) mediante una fina película envolvente, aunque a veces se observan soportados por ellos mismos. Esto indica la existencia

de dos tipos de flujos de sedimentos, el primero congruente con un flujo de derrubios (matriz cohesiva) y el segundo sería asimilable a un flujo de granos (interacción entre granos). Los fragmentos normalmente presentan una esfericidad variable en función del tipo de flujo y transporte al que son sometidos (flujo gravitacional, anteriormente expuesto, o flujo tractivo localizado en canales).

En función de la granulometría que presentan estas areniscas puede indicarse que están de moderadamente a pobremente clasificadas (según clasificación de Folk, 1951).

Desde el punto de vista petrológico y de acuerdo con la clasificación de PETTIJON, POTTER y SIEVER (1972), estas areniscas y/o arenas pueden clasificarse como grauvacas arcóscas.

Los niveles de limos arcillosos presentan una mineralogía global de cuarzo (50%), feldespato potásico (20%) y filosilicatos (35%). La mineralogía de arcillas en orden de abundancia es la siguiente: esmectitas (45%), illita (35%), y clorita y/o caolinita (20%).

La escasez de afloramientos ha impedido que se haya realizado un análisis secuencial válido para una aceptable interpretación sedimentaria. Los únicos argumentos que se pueden usar, son los datos de los sondeos, algunos rasgos sedimentológicos reconocidos en superficie y quizás la relación o posición que geométricamente ocupan estos sedimentos en la cuenca. La presencia de facies canalizadas y cuerpos detríticos con migración hacia el Norte, en el sector de Casatejada y Embalse de Almaraz, sugiere la entrada de sistemas aluviales de procedencia meridional. Las facies de arenas alternantes con limos arcillosos masivos, en el sector comprendido entre Saucedilla y el macizo granítico de Navalmoral de la Mata, parecen estar en relación con una subcuenca franca de tipo lacustre, con importantes entradas de terrígenos clásticos al medio. De los datos de sondeos, asimismo, se advierte una alternancia de arenas y limos arcillosos, donde en ocasiones se han podido deducir granoselecciones normales e inversas, que podrían estar en relación con el transporte de flujos detríticos densos que llegan a un medio acuoso (lacustre en sentido amplio) y se depositan, clasificándose en orden a su tamaño.

La edad de esta Unidad ha sido establecida como Mioceno Medio-Superior (Aragoniense medio-Vallesiense), de acuerdo con los restos fósiles de tortugas (*Cheirogaster bolivari*), de foraminíferos (*Elphidium crispum*) y de gasterópodos turbiniformes, que han aparecido en la vecina Hoja de Lagartera, en las inmediaciones de la localidad de Calzada de Oropesa (LÓPEZ MARTÍNEZ, N., 1991).

1.3.2. Unidad Superior

Esta Unidad de probable edad Pliocuaternario representa a un conjunto de sedimentos detríticos groseros, formados por gravas y arenas rojas de granulometría variable. La denominación comúnmente utilizada por diversos autores, en hojas que cubren el Terciario de las cuencas del Tajo y Guadiana, para estos materiales, es la de «raña» y se correlaciona con las clásicas rañas de la Meseta.

1.3.2.1. *Gravas gruesas (20) y gravas medias y finas y arenas rojas (21)*

Están representadas cartográficamente en el cuadrante noroccidental de la Hoja y siempre al Sur del río Tiétar. Estos materiales adquieren una gran distribución areal, pero siempre están mal aflorados; en contadas ocasiones se observa un talud que pueda tener varios metros.

Se sitúan discordantemente sobre las arcosas y limos de la Unidad Inferior, la superficie de separación entre ambas suele ser plana y con escasas formas canalizadas. El espesor de estos materiales varía de unos sectores a otros, el máximo que puede deducirse en las inmediaciones de Majadas puede acercarse a los 8 metros.

Las facies litológicas de estos sedimentos están constituidas por una alternancia de gravas y arenas rojas y en escasas ocasiones limos. La separación cartográfica de dos tipos de facies se ha realizado sólo y exclusivamente por la diferencia granulométrica que estos depósitos presentan en diferentes áreas. Los cantos de gravas suelen ser de naturaleza cuarcítica y subredondeados; el tamaño medio que presentan las gravas gruesas oscila entre 3 y 8 cm, en las medias y finas suele ser de 1 a 3 cm.

El aspecto generalmente masivo de estos depósitos no manifiesta casi nunca estructuras de ordenamiento interno. Sin embargo, a veces se observa una tenue imbricación de cantos; lo que es más común encontrar son granoselecciones inversas y horizontes de arenas con cantos cuarcíticos dispersos soportados por las propias arenas. Esta disposición de los cantos en la matriz se debe a un flujo denso del sedimento durante el transporte, la gradaciones inversas se producen por un mecanismo de tamización cinética también durante el transporte. Estos mecanismos de ordenación interna son congruentes con dispositivos o sistemas de abanicos aluviales. La ausencia de paleocorrientes no permite argumentar la procedencia de los dispositivos, sin embargo, la morfología de la Cuenca del Tiétar permite sugerir una procedencia noroccidental.

1.4. CUATERNARIO

En esta edad se han agrupado todos los sedimentos generados por la dinámica fluvial del río Tiétar y ríos o arroyos adyacentes. También se incluyen los depósitos asociados a la dinámica de vertientes, donde se han distinguido los abanicos aluviales, los glacis y los derrubios de ladera.

1.4.1. Depósitos de vertientes

Se clasifican en tres unidades diferentes: abanicos aluviales, glacis y derrubios de ladera.

1.4.1.1. *Gravas de matriz limo-arenosa (22). Abanicos aluviales*

Afloran en el borde norte de la Hoja asociados al escalón topográfico más bajo de zócalo, perteneciente a la sierra de Gredos. Tienen una distribución lateral y frontal de 6 y 2 kilómetros respectivamente, aunque no en afloramientos continuos.

Se disponen discordantemente sobre el zócalo de la Unidad Migmatítica de Tejeda del Tiétar y granitos asociados, en lo que a su margen septentrional se refiere. El contorno frontal de estos abanicos enrasa con la terraza alta del río Tiétar.

Se han identificado dos sistemas de abanicos independientes, si bien existe una zona de coalescencia entre ellos, situada en las inmediaciones del arroyo Gaajos, entre los puntos kilométricos 50 y 51 de la carretera que une las localidades de Valdeínigos y Jaraiz de la Vera.

Tienen una morfología claramente subtriangular y una pendiente que no excede los cinco grados.

Ocupan áreas de extensos cultivos agrícolas, por lo que apenas hay afloramientos significativos. Se pueden reconocer como facies predominantes gravas gruesas con cantos de tamaño bloque. Dichos cantos suelen ser de naturaleza granítica.

Por la morfología que presentan, su distribución y diseño geométrico y el tipo de facies que se observan, estos depósitos se interpretan que están asociados a un sistema de abanicos aluviales, que procedentes del borde sur de la Sierra de Gredos, irrumpen en la Cuenca del Tiétar en el sector de la Hoja de Navalморal de la Mata.

1.4.1.2. *Gravas de matriz arcilloso-arenosa (23). Glacis*

Geográficamente están situados sobre los abanicos aluviales antes reseñados, en la margen derecha del río Tiétar.

Desde el punto de vista morfológico los glacis tienden a equilibrar las pendientes o vertientes generadas por la acción de los abanicos aluviales. Por tanto, la ubicación de los mismos está asociada a la distribución espacial de dichos abanicos.

La facies común es la reseñada en el epígrafe, donde los cantos son de naturaleza variada (graníticos, metamórficos, cuarcíticos, etc.) y la matriz es arcilloso-arenosa. El redondeamiento de los cantos es variable de subanguloso a subredondeado.

1.4.1.3. *Gravas, arenas y limos (26). Derrubios de ladera*

Se localizan en la mitad septentrional de la Hoja de estudio.

Por lo general estos depósitos van asociados a escarpes producidos por los relieves del sustrato (Norte del río Tiétar). También se desarrollan en los escarpes que produce la dinámica fluvial. La litología varía en función del sector geográfico y en consecuencia de los materiales que suministra el área fuente. Por tanto, al Norte del río Tiétar la litología es de cantos graníticos y metamórficos subangulosos, inmersos en una matriz arenoso-limosa. En la margen izquierda del citado río, los materiales dominantes son gravas de naturaleza cuarcítica y arenas, procedentes de la Unidad Superior de edad Terciario. En el cuadrante nororiental los derrubios están constituidos casi exclusivamente por arenas amarillentas (arcosas).

1.4.2. Depósitos fluviales

Se ha reconocido un total de seis tipos de sedimentos asociados a la dinámica fluvial.

Tres de éstos pertenecen a los depósitos que genera o ha generado el río Tiétar. Los otros tres están en relación con los depósitos fluviales de la red de drenaje que configura la Hoja.

1.4.2.1. *Gravas, arenas y limos (24). Terraza 1.^a*

Estos depósitos están mejor representados en la margen derecha del río Tiétar, que adquieren una potencia cartográfica de 0,5 a 1 km de ancho.

La litología es la reseñada en el título del epígrafe y la naturaleza de los depósitos es variable, donde se mezclan elementos procedentes: de la Unidad Migmatítica, de rocas ígneas y de cuarcitas.

El gran desarrollo de la actividad agrícola sobre estos sedimentos, hace que la zona haya quedado peneplanizada y no queden evidencias morfológicas de la dinámica fluvial. Únicamente quedan visibles los escarpes de la terraza y en la mayoría de los casos la misma dinámica de vertientes los ha modelado.

1.4.2.2. *Gravas, arenas y limos (25). Terraza 2.^a*

Tienen menor representación cartográfica y, por tanto, menos entidad que los anteriores. No se advierte que haya mayor predominio de estos sedimentos en uno que en otro margen del río Tiétar en la Hoja de estudio.

La litología es idéntica a los depósitos señalados anteriormente.

Una gran parte del terreno que ocupan estos sedimentos es asiento de explotaciones agrarias, el resto está colonizado por alamedas y sotos. Esta terraza si evidencia bordes netos, especialmente en las zonas donde el río Tiétar tiene una dinámica erosiva.

1.4.2.3. *Gravas, arenas y limos (30). Canal fluvial del río Tiétar*

Estos depósitos se sitúan en el cauce fluvial del río Tiétar. Se incluyen todos los elementos tanto los que están bajo lámina de agua, como aquellos que están en exposición subaérea en épocas de estío.

La litología predominante es la de gravas finas y arenas. Estos sedimentos constituyen abundantes barras arenosas que quedan expuestas cuando decrece el régimen de flujo. El río Tiétar circula a veces por los numerosos canales, que dejan las citadas barras.

Cuando el régimen de flujo es bajo el sedimento, que se divide en los canales bajo el agua, tiene estructuras *ripples* de crestas irregulares. También se advierte la migración de barras a pequeña y mediana escala y zonas donde la vegetación coloniza las áreas encharcadas.

De acuerdo con LEOPOLD y WOLMAN (1957) un río se considera de tipo entrecruzado o *braided* cuando el agua discurre al menos por dos canales. Este aspecto se da en el río Tiétar con gran profusión en la Hoja de estudio y además el trazado es bastante rectilíneo, por lo que se sugiere que la dinámica del citado río es de tipo entrecruzado.

1.4.2.4. *Gravas, arenas y limos (29). Terrazas indiferenciadas*

Están representadas en los arroyos: Santa María, Casas, Legua y Arroforesno, por la margen izquierda del río Tiétar y Caraba por la derecha del citado río.

A excepción del Arroyo Caraba que presenta mayor dominio de gravas, en el resto lo que dominan son arenas y limos con escasa proporción de gravas.

El diseño morfológico que presentan estos sedimentos es en forma alomada o de peces de arena de longitud métrica (barras arenosas), que pueden tener cota diferente, pero sin rebasar el metro. Esta morfología persiste cuando no hay actividad agrícola superpuesta y se interpreta que estas formas deben estar asociadas a barras arenosas que se han generado cuando el flujo y por tanto el régimen fluvial es muy importante. Dadas las escasas dimensiones de estos depósitos a la escala de trabajo, se han considerado como terrazas indiferenciadas, sin que ello quiera decir que no haya más de un nivel de aterrazamiento.

1.4.2.5. *Gravas, arenas y limos (29). Aluviales periódicos y/o fondos de valle*

Estos depósitos se instalan preferentemente en la red fluvial secundaria. Morfológicamente constituyen vaguadas donde el tipo de relieve y las aportaciones pluviométricas inciden directamente en el mayor o menor acarreo de material.

1.4.2.6. *Gravas, arenas y limos (28). Coluvial-aluvial*

Están bien representados en las inmediaciones de Majadas y en el borde norte de la Hoja.

Están constituidas por acumulaciones de escaso espesor (decimétrico), de gravas, arenas y limos. La naturaleza de los mismos varía, si se asientan sobre materiales terciarios, o si están próximos a los relieves pertenecientes al zócalo de la cuenca.

2. TECTÓNICA

Las distintas estructuras y/o deformaciones que han afectado a los materiales aflorantes dentro de la presente Hoja se han originado durante las orogenias Hercínica y Alpina, especialmente durante la primera. No disponemos de criterios, en los materiales estudiados, que indiquen la existencia de fases de deformación anteriores.

No obstante, es evidente a escala regional, que los materiales preordovícicos han sido afectados por un plegamiento anterior, supuestamente sárdico, como se demuestra por la existen-

cia de pliegues anteriores a la esquistosidad S_1 Hercínica atravesados por ésta (MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1978) en materiales del CEG, y por la discordancia Ordovícico Inferior sobre materiales Cámbrico y/o Precámbricos.

En nuestro caso, y dada la escasez de afloramientos y su desconexión con estructuras mayores, a escala regional, resulta difícil establecer una secuencia de las fases de deformación y estructuras asociadas. No obstante, a partir de los datos regionales de áreas próximas se reconocen dos fases mayores de deformación con esquistosidad asociada y otras dos de desarrollo local.

La primera fase de deformación hercínica (F_1) sería la responsable de las principales estructuras que se observan a escala cartográfica en las Hojas número 623 (Malpartida de Plasencia) (MARTÍN HERRERO, *et al.*, 1987) y número 652 (Jaraicejo) (MONTESERIN LÓPEZ y PÉREZ ROJAS, 1987). Estos últimos autores en la Hoja número 653 (Valdeverdeja) consideran, por el contrario, que los grandes pliegues cartografiados NO-SE son debidos a la F_2 hercínica, tal como también propone MORENO (1977) en la región Valdelacasa y Villuercas.

La fase de deformación F_1 lleva asociada el desarrollo de una esquistosidad (S_1) de tipo *slaty cleavage*.

En relación con esta primera fase, pero con posterioridad a los pliegues, se desarrolló un importante juego de fracturas subparalelas a las grandes estructuras hercínicas. Estas fracturas subverticales, han rejugado en diferentes ocasiones, apareciendo en la actualidad como fallas normales o inversas de gran ángulo, si bien en origen debieron actuar como desgarres (MARTÍN HERRERO, *et al.*, 1987).

La fase dos hercínica (F_2) se sabe que lleva asociada una esquistosidad de crenulación que afecta a la S_1 de forma variable. Esta esquistosidad, que puede llegar a ser la más patente en el campo, presenta una dirección, dentro de nuestra zona, entorno a N 140-160° E.

Con posterioridad se desarrollan pliegues menores muy puntuales, que se relacionan con fases tardías (F_3 o F_4) de dirección norteadas. Finalmente se producen dos sistemas principales de fracturación frágil de direcciones generales NE-SO y E-O, asimilables con los sistemas tardihercínicos de fracturación, ampliamente desarrollados en todo el Macizo Hespérico. Un ejemplo, es la fractura que pone en contacto el Macizo de Navalморal de la Mata con los sedimentos terciarios al Oeste del mismo. Se trata de una fractura reactivada durante la Orogenia Alpina, ya que en algunos puntos los depósitos terciarios se encuentran cabalgados por las rocas ígneas y metamórficas, al Sur de los límites de la Hoja.

2.1. OROGENIA PREHERCÍNICA

Como ya se ha indicado la existencia de fases orogénicas anteriores a los primeros movimientos hercínicos, es un hecho incuestionable a escala regional de la zona de estudio y del Macizo Hespérico.

Entre los diversos trabajos consultados, destacan los de OEN ING SOEN (1970), el cual, en Portugal, al Norte y Sur del Sinclinal de Oporto-Satao, deduce una dirección original para estos

pliegues ante-hercínicos entre N-S y NE-SO. En la Hoja número 702 (San Vicente de Alcántara), MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1978), describen un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad S_1 hercínica. El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E/58° SO y eje N 29° E, pinchando 55° al S. Este pliegue es cortado por la S_1 hercínica de dirección N 136° E/80° SO. La dirección original del pliegue, eliminando el efecto producido por la fase hercínica, sería N 35° E. CAPOTE, *et al.* (1971), hablan de movimientos tectónicos prehercínicos, basándose en la presencia de niveles conglomeráticos en la serie de tránsito Precámbrico-Cámbrico, con cantos heredados de las series infrayacentes y clara discordancia anteordovícica.

En áreas cercanas a la zona de estudio, esta deformación prehercínica, se pone de manifiesto bien por la presencia de pliegues antehercínicos en las Hojas de Madroñera (706) estudiada por GIL SERRANO (1983); Membrío (676), BASCONES ALVIRA, *et al.* (1980). También por la discordancia cartográfica puesta de manifiesto en la fosilización de materiales Vendioses-Cámbricos por términos clásticos del Ordovícico Inferior, como ocurre en Sevilleja (682); Castañar de Ibor (681), Jaraicejo (652) y Aldeacentenera (680).

Como conclusión a este apartado se resume que dentro del ámbito de la presente Hoja, no existen evidencias de pliegues anteriores a los desarrollados durante la Orogenia Hercínica.

2.2. OROGENIA HERCÍNICA

Una vez plegados los materiales del CEG por la Fase Sárdica y después de un periodo erosivo, tiene lugar la sedimentación de materiales postcámbricos. Es durante la Orogenia Hercínica, cuando se van a desarrollar las principales estructuras y los procesos metamórficos que afectan a los distintos materiales de la ZCI.

Durante la misma tiene lugar, a escala regional, una deformación polifásica y un metamorfismo plurifacial que se desarrolla en torno a las principales fases tectónicas. Las dos primeras fases de deformación van acompañadas de desarrollo de esquistosidad, con cizallamientos dúctiles al final de la segunda fase. El metamorfismo regional comienza con la primera fase en condiciones de presiones intermedias con formación de granate, sillimanita y, localmente, distena y estauroilita. Este metamorfismo evoluciona hacia condiciones de menor presión (cordierita y $\pm$ andalucita) durante la segunda y tercera fases de deformación. Los fenómenos de migmatización corresponden a esta segunda etapa metamórfica (M_2), que debió producirse sin-tardi S_2 , ya que movilizados graníticos asociados a las migmatitas la afectan.

Durante las últimas fases (F_3 y F_4) se producen, por lo general, pliegues de gran radio, y es cuando tiene lugar la mayor parte de las intrusiones graníticas del Sistema Central con desarrollo de metamorfismo de contacto. Durante F_3 o tardi- F_3 , en algunas áreas del Sistema Central, se desarrollan núcleos plutonometamórficos con migmatización asociada.

Con posterioridad a estas últimas fases de deformación tiene lugar el desarrollo de una tectónica frágil de fracturación tardihercínica, que afecta a todo el conjunto meridional de la sie-

rra de Gredos según dos sistemas principales de dirección dominante: E-O y NNE-SSO. El primero sería responsable de la compartimentación en bloques de la Sierra de Gredos, delimitando las áreas elevadas de la misma, el escalón morfológico de la Comarca de la Vera y la Cuenca del Tajo. El segundo, es a nivel regional, el más desarrollado; son fracturas de gran recorrido (hasta 20 km) y están muy bien representadas en la Hoja número 599 (Jaraiz de la Vera). Este sistema es posterior al desarrollo de una etapa extensional («Episodio dútil extensional tardi-hercínico» de DOBLAS, 1990), ya que afecta a la Falla dútil-frágil, de dirección E-O, que atraviesa la mitad meridional de la Hoja de Jaraiz de la Vera (CONTRERAS LÓPEZ, *et al.*, en prensa).

En el ámbito de la presente Hoja, sólo en el extremo NO (Unidad migmatítica de Tejeda de Tiétar), se alcanzan condiciones metamórficas de grado alto con migmatización asociada a la segunda fase (F_2). Por el contrario, en el SE y SO de la misma los materiales pertenecientes al Ordovícico y al CEG, respectivamente, muestran un metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo, que se asocia con la F_1 hercínica.

Estos materiales se estructuran formando pliegues largos y estrechos de dirección NO-SE, bien desarrollados en la prolongación meridional de estos afloramientos en la Hoja número 652 (Jaraicejos). Estas estructuras parecen ser producto de una fase de deformación mayor (F_2), que lleva asociada una esquistosidad de crenulación. En lámina delgada se aprecia claramente como una crenulación afecta a los blastos de metamorfismo de contacto por lo que tiene lugar con posterioridad al emplazamiento de los granitos del Macizo de Navalmoral de la Mata. Sin embargo, como se ha señalado anteriormente en el apartado de introducción, esta crenulación, que en una secuencia cronológica denominamos S_2 , podría muy bien corresponder con fases tardías (F_3 y F_4 ?).

2.2.1. Primera y segunda fase de deformación hercínica

Como ya se ha indicado, la extensión y calidad de los escasos afloramientos metasedimentarios, es deficiente para reconstruir la historia tectónica de la región, ya que sólo ofrecen observaciones muy aisladas y puntuales.

Por criterios regionales y de observación puntual en los afloramientos del SO y SE de la Hoja, así como de lámina delgada, se aprecian dos esquistosidades. La S_1 de tipo *slaty cleavage*, en el Arroyo de Valbuena (SO de la Hoja), es subhorizontal y está asociada a pliegues muy apretados de plano axial N 30° E y buzamientos suaves al NO, que es paralela a la S_0 . Esta esquistosidad está cortada por otra de crenulación S_2 N 140°-160° E buzando al SO entre 40 y 70° que, con las salvedades anteriores, asociamos a F_2 (o F_3).

En cuanto a las estructuras mayores cartografiables ampliamente desarrolladas en las vecinas Hojas número 652 (Jaraicejo), número 623 (Malpartida de Plasencia) y número 651 (Serradilla), existen opiniones diversas en cuanto si son generados por la F_1 o F_2 , tal como hemos indicado al principio de este capítulo. Por las observaciones hechas en la presente Hoja resulta difícil pronunciarse en uno u otro sentido. La S_2 es subparalela a las directrices NO-SE de las estructuras mayores cartografiables en las hojas vecinas, por lo que de acuerdo con MORENO (1977) pueden considerarse de F_2 .

2.2.2. Fases tardías

En el afloramiento de materiales del CEG, situado en el extremo NO, próximo a la Garganta Caroba, se pueden medir ejes de pliegues norteados de dirección N-S y N 170° E subhorizontales o pinchando suavemente al N, que podrían relacionarse con fases tardías (F_3 y/o F_4). Estos pliegues afectan a $S_0 + S_1$ (subconcordantes) y no llevan esquistosidad asociada.

En cuanto a la fracturación frágil tardihercínica, existen dos juegos de fracturas predominantes, una NE-SO y otra E-O.

El sistema NE-SO es el mejor representado en el área. La falla de Belvis que pone en contacto los materiales ígneos y metamórficos al Macizo de Navalmoral de la Mata con los sedimentos terciarios, pertenece a este sistema. Esta fractura a rejugado en el Alpino, ya que los sedimentos terciarios están afectados por ella, al Sur, fuera de los límites de la Hoja. Dentro de este sistema las direcciones N 10° E y N 30°-40° E son las de mayor recorrido.

El sistema E-O se encuentra igualmente bien representado sobre todo en el Macizo de Navalmoral de la Mata, poniendo en contacto dicho macizo con los sedimentos terciarios al N del mismo.

No parece claro cual de los dos sistemas es el más antiguo, siendo difícil pronunciarse sobre la edad relativa de los mismos, ya que existen criterios contradictorios de índole geométrica.

2.3. OROGENIA ALPINA

Por criterios de carácter regional puede decirse que la Orogenia Alpina es la responsable de la arquitectura estratigráfica de los sedimentos terciarios implicados en la cuenca del Tiétar, y en consecuencia de los materiales ubicados en la Hoja de Navalmoral de la Mata.

En la sucesión de acontecimientos alpinos acaecidos en el área objeto de estudio habría que señalar dos etapas de orden mayor.

La etapa primera sería responsable del depósito de los materiales neógenos, interpretados en su totalidad como continentales y estarían asociados a una cuenca de tipo fluvial y lacustre. En el sentido antes reseñado los bordes de cuenca (zócalo prealpino), son los responsables de proporcionar el suministro de materiales a la misma, producto de una tectónica en parte coincidente con las directrices hercínicas. Esta actividad tectónica produce un movimiento diferencial que queda reflejado por el relleno sedimentario de edad Terciario.

La segunda etapa tectónica (neotectónica) se manifiesta en la Hoja de Navalmoral de la Mata de dos formas, una que afecta a los sedimentos terciarios ya depositados y la otra que condiciona y modifica la dinámica fluvial de edad Cuaternario.

La escasez de buenos afloramientos y los recubrimientos de edad Cuaternario no permiten en campo determinar alineaciones tectónicas que puedan confirmarse *visu*; sin embargo, el estudio de foto aérea pone de manifiesto, en los sedimentos terciarios, unos lineamientos que se han situado en el mapa geológico como fracturas deducidas. Dichas fracturas pueden agruparse en dos grupos, uno de dirección N 30-60 E y otro de dirección N 120-130 E.

El primer grupo es coincidente en parte con un sector del río Tiétar (parte oriental), donde la morfología de los abanicos aluviales (23) parece ser asimétrica con respecto al depósito original, lo que indicaría un movimiento sinistro de una fractura que sería coincidente con el canal fluvial del citado río.

También hay que significar que la 1.^a terraza del río Tiétar tiene mayor desarrollo cartográfico en la margen derecha, esto podría indicar un desplazamiento progresivo del río hacia el Sur, congruente con un hundimiento parcial de la cuenca.

2.4. NEOTECTÓNICA

En primer lugar, destaca el hecho de que el río Tiétar presenta un trazado con tramos rectilíneos orientados alternativamente en direcciones aproximadas NO-SE y SO-NE. Estas direcciones aparecen bien representadas en la fracturación de los materiales del zócalo, observándose en algunos casos una continuación de las fracturas de este a lo largo del curso del río.

Por otra parte, la forma de la red de drenaje, sobre todo en la parte central y nororiental de la Hoja es de tipo paralelo, mientras que, dada la naturaleza de los materiales implicados, el patrón que podría esperarse es de tipo dendrítico.

Por último, en algún momento del Cuaternario, probablemente en el Pleistoceno Medio, la cuenca occidental del Tajo presenta sectores de naturaleza distinta; así, en la zona centroseptentrional (cuadrante noroccidental de la Hoja 625 y parte nororiental de Navalmoral de la Mata, queda recubierta por extensos depósitos aluviales; por el contrario, rodeando esta zona se desarrollaron amplias superficies de carácter erosivo, bien como glacis o bien como penillanuras.

Simultáneamente, en áreas marginales de la cuenca y por su borde norte, se desarrollan abanicos aluviales con polaridad Sur y que se adentran poco en la Cuenca.

Todos estos hechos parecen indicar la existencia de un hundimiento de la parte Norte de la cuenca durante o previamente a este período que obliga al río Tiétar a acercarse al borde de la cuenca.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La superficie de la Hoja se desarrolló a cotas altitudinales pequeñas, entre 260 m al NO y 450 m en el vértice Navalmoral al SE, resultando un relieve muy plano.

Casi toda ella pertenece a la cuenca hidrográfica del río Tiétar, que discurre de E a O por el cuadrante noroccidental. Únicamente la mitad meridional es drenada por arroyos afluentes del Tajo; el resto aparece surcada por numerosos arroyos que siguen una dirección aproximada ESE-ONO.

El clima de la zona es de tipo mediterráneo marítimo con influencias atlánticas que ocasionan unas precipitaciones más elevadas, que superan los 1.000 mm anuales en la zona noroccidental, inviernos suaves, y temperaturas medias anuales, entre 16 y 18 °C.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3.2.1. Estudio morfoestructural

El edificio geológico de la zona consta de dos elementos fundamentales, un zócalo y una cobertera terciaria.

El zócalo está constituido esencialmente por rocas graníticas y metasedimentos. Los afloramientos más importantes se localizan en las esquinas NO y SE de la Hoja. A veces se detecta la presencia de pequeños afloramientos adentrados varios kilómetros en los sedimentos terciarios.

Estos materiales representan los de mayor resistencia a la erosión por lo que conforman los relieves más pronunciados del área.

La cobertera terciaria se compone de sedimentos detríticos, fundamentalmente arcósicos, poco a nada cementados, siendo más fácilmente erosionables. Aparecen en las zonas más deprimidas de la Hoja, desarrollándose entre altitudes casi siempre por debajo de 300 m.

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. *Formas estructurales*

La intensa fracturación que afecta a los materiales del zócalo se traduce en la aparición de alineaciones morfológicas y escarpes de falla degradados.

Esta fracturación influye, asimismo, en los materiales terciarios, posiblemente por movimientos recientes, originando una orientación SE-NO a ESE-ONO de los arroyos de la parte central de la Hoja.

Sobre depósitos detríticos groseros aparecen plataformas estructurales bordeadas por escarpes de pequeña entidad.

Por último, se han cartografiado crestas en los materiales cuarcíticos aflorantes el NO de Casatejada y algunos cerros cónicos desarrollados sobre los materiales terciarios.

3.2.2.2. *Formas poligénicas*

Afectando a los materiales graníticos del norte de la Hoja se reconocen restos de una superficie de erosión con formas grabadas sobre ella y cubierta en algunas zonas por alteraciones caolíni-

cas. Dicha superficie, muy degradada por la cercanía del río Tiétar, se corresponde con la plataforma de la Vera, desarrollada probablemente durante el Plioceno a partir de otra preexistente.

En el ángulo suroriental de la Hoja aparece esta misma superficie re TRABAJADA en el Cuaternario, pasando a constituir lo que otros autores denominan rampa superior.

Por debajo de estas superficies, y afectando a los materiales terciarios, aparecen en la zona sur de la Hoja retazos colgados de un glacis erosivo que debió afectar a sectores importantes de la cuenca.

A partir del Pleistoceno Medio se desarrollan distintos glacis de cobertera en la mitad septentrional de la hoja, y depósitos aluvial-coluviales en algunos barrancos y zonas de drenaje poco definido.

3.2.2.3. *Formas fluviales*

La evolución cuaternaria del sistema fluvial de la Hoja ha desarrollado una serie de niveles aluviales encajados unos en otros, generando en torno al río Tiétar un valle en artesa con diferentes replanos. Los dos niveles inferiores, aluvial reciente y llanura de inundación, aparecen ampliamente desarrollados por toda la Hoja a lo largo de los arroyos más importantes.

En la zona norte de la Hoja, se reconoce la presencia de depósitos de abanicos aluviales con aportes transversales al río.

Las formas erosivas más destacadas son las incisiones lineales a lo largo de los barrancos, y la erosión lateral en varios puntos del cauce del río Tiétar.

Los interfluvios presentes en la zona tienen en general formas extremadamente aplanadas, apareciendo crestas bien definidas en sectores muy localizados de la zona suroccidental de la Hoja.

3.2.2.4. *Formas de laderas*

A excepción de los alledaños del río Tiétar y los afloramientos del zócalo, donde las pendientes de las laderas pueden ser importantes, la morfología de las vertientes del área viene caracterizada por su suavidad y bajas pendientes. Presentan morfologías ligeramente convexas y suelen estar cubiertas por finas películas de sedimentos terciarios removilizados.

Por lo que respecta a depósitos, únicamente tienen cierta importancia algunos coluviones desarrollados en torno a los afloramientos paleozoicos de Casatejada y Navalmoral de la Mata.

3.2.2.5. *Formas lacustres*

Son frecuentes en el área, especialmente en la mitad norte de la Hoja, pequeñas zonas endorreicas que aparecen ocupadas por lagunillas o charcas de marcado carácter estacional.

3.2.2.6. Formas antrópicas

Se han representado como tales los núcleos de población y unos pequeños frentes de cantera y una escombrera asociada con estos y que aparecen entre las poblaciones de Navalmoral de la Mata y Millanes.

3.2.3. Formaciones superficiales

Afectando a los materiales paleozoicos del norte de la Hoja, aparece un *lehm* granítico con desarrollo variable y desigualmente conservado.

La parte superior aparece constituida por un saprolito deleznable que hacia la parte inferior pasa de forma gradual a estructuras en escamas rodeando bolos de granito más frescas.

El lecho menor del Tiétar y los depósitos de abanicos de la zona norte, están constituidas por gravas gruesas y bloques redondeados de composición granítica. La matriz es abundante, es de composición limo-arcillosa y procede del desmantelamiento de alteritas y suelos de la cabeceras y laderas montañosas.

Las terrazas se componen básicamente de gravas de cantos de granito mayoritario, porfídico y pegmatitas. Se observan intercalaciones arenosas y limosas. Su espesor es de dos a tres metros.

El resto de materiales aluviales son básicamente arenosos con contenidos variables de limos y arcillas.

Los depósitos de glaci y los aluviales-coluviales son formaciones de uno a dos metros de potencia, y están constituidos por arenas y cantos con contenido variable de matriz limo-arcillosa. En general, y especialmente los segundos, aparecen poco estructurados.

Los depósitos coluviales, de marcado carácter gravitacional, se componen de cantos y bloques de cuarcita o granito emapastados en una matriz limo-arcillosa predominante. Son depósitos caóticos, sin estructuración manifiesta ni clasificación granulométrica.

3.2.4. Evolución geomorfológica

Esta evolución puede abordarse, considerando como punto de partida los tiempos finimesozoicos. Durante éstos todavía no se había configurado el Sistema Central, existiendo ya una única superficie fundamental. Dicha superficie presenta importantes perfiles de alteración cuya evacuación y profundización simultáneas, fueran acentuando su carácter de superficie grabada, sobre la cual ya podrían destacar algunos relieves residuales condicionados por la litología o la estructura (MARTÍN-SERRANO, 1988).

Durante los movimientos tectónicos acaecidos durante el Terciario (posiblemente, la fase Pirenaica, pero fundamentalmente durante las fases Castellana y Neocastellana, en el sentido de AGUIRRE, *et al.*, 1977), se generó el relieve principal del Sistema Central, de forma que la superficie inicial quedó fuertemente compartimentada y basculada, perdiendo sus alteritas y regolitos que fueron a rellenar las cuencas correspondientes a los bloques hundidos. Dichas plataformas,

desprovistas ya de sus mantos de alteración y situadas en zonas elevadas, han perdurado hasta su parcial desmantelamiento producido por la incisión fluvial durante el Neógeno y Cuaternario.

En el sector que nos ocupa, una parte importante de la superficie original permaneció o alcanzó una posición intermedia entre los bloques más elevados y el fondo de la Cuenca del Tajo. Se trata de la plataforma o *pendiment* correspondiente a la comarca de la Vera, en la cual debieron continuar los procesos de alteración, acentuándose las formas correspondientes a una superficie grabada (*inselbergs*, *tors*, domos de ballena, etc.).

Esta superficie es degradada en relación con la red fluvial postmiocena generando aplanamientos encajados en ella como corresponde a la superficie erosiva del sureste de la Hoja.

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

Este encajamiento parece haber experimentado una etapa de estabilización transitoria, durante la cual se generó una extensa superficie de erosión-depósito que debió ocupar a finales del Pleistoceno Superior o en el Pleistoceno Medio, gran parte de la Cuenca occidental del Tajo. Dicha superficie se sitúa en torno a la cota 300 m y, por tanto, cien metros por debajo del borde de la superficie de erosión de la plataforma de la Vera.

Posteriormente ha proseguido la incisión fluvial, profundizando unos 50 m por debajo de la terraza más alta y generando otros tres niveles de terrazas y una degradación general de las formas preexistentes del relieve.

3.2.5. Procesos actuales

Los procesos geomorfológicos activos más importantes se relacionan con la red fluvial. Así, las incisiones lineales aparecen por toda la Hoja y afectan a todos los arroyos principales y sus tributarios. En el cauce del río Tiétar son importantes las erosiones laterales, que producen un continuo ensanchamiento del lecho haciendo que la llanura de inundación ya no actúe como tal.

En toda la zona tiene cierta importancia la erosión pluvial y la arroyada difusa que conducen a una extensa regulación de los interfluvios.

En las zonas de mayores pendientes, especialmente en los escarpes del valle del río aparecen desplazamientos gravitacionales de cierta importancia.

4. PETROLOGÍA

4.1. UNIDAD MIGMATÍTICA DE TEJEDA DE TIÉTAR Y GRANITOS ASOCIADOS

Se trata de un conjunto de materiales de naturaleza plutono-migmatítica, en el que se pueden diferenciar migmatitas s.l., granitoides inhomogéneos, leucogranitos anatóctico-migmático-

cos, leucogranitos foliados de dos micas, monzogranitos biotíticos $\pm$ moscovíticos y monzogranitos biotíticos $\pm$ porfídicos.

En la vecina Hoja número 599 (Jaraiz de la Vera), situada al Norte de la presente, donde afloran parte de estos materiales, todo este conjunto ha sido denominado Unidad plutono-migmatítica superior (CONTRERAS, *et al.*, en prensa), para diferenciarla de otra inferior compuesta también por migmatitas y diversos tipos de granitos. Ambas unidades están separadas por un accidente extensional frágil-dúctil con cierta componente de desgarre (Falla de Jaraiz de la Vera).

Dentro de los materiales de esta unidad plutono-migmatítica que afloran en la Hoja de Navalmoral de la Mata, se han diferenciado los siguientes conjuntos litológicos:

— Rocas migmatíticas s.l.:

- Migmatitas biotíticas, con cordierita, $\pm$ moscovita y sillimanita.
- Granitoides inhomogéneos foliados, biotíticos, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita.
- Leucogranitos anatético-migmatíticos, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ cordierita.

— Monzogranito porfídico, biotítico, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita.

— Leucogranitos foliados, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ granate.

Los tres conjuntos litológicos agrupados bajo la denominación de «Rocas migmatíticas s.l.» muestran una aparente relación genética y espacial, mientras que los otros granitos, aunque también en aparente relación genética con el proceso de migmatización (anatexia), representarían cuerpos más evolucionados y/o desenraizados.

4.1.1. Rocas migmatíticas s.l.

En este apartado se describen las rocas migmatíticas s.s., y los dos tipos litológicos graníticos que se han diferenciado dentro del conjunto migmatítico s.l., conocido como migmatitas de Tejada de Tiétar (UGIDOS, *et al.*, 1988; DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA, en prensa; y CONTRERAS, *et al.*, en prensa).

Según UGIDOS, *et al.* (1988) se pueden diferenciar dos grupos mineralógicos diferentes: «migmatitas con biotita-sillimanita residual y neosome de composición granítica y migmatitas cordieríticas cuyo neosome es de composición granocuarzodiorítica con abundante cordierita».

A partir de los datos obtenidos durante la realización de la Hoja MAGNA número 599, Jaraiz de la Vera (CONTRERAS, *et al.*, en prensa) y del estudio de las láminas recolectadas en el presente trabajo, estas migmatitas responden a: diatexitas heterogéneas ($\pm$ metatexitas) cordieríticas con schlieren residual biotítico-sillimanítico y composición tonalítica-granodiorítica; y diatexitas más evolucionadas (nebulitas) aparentemente sin o con escasa cordierita, con menor contenido biotítico-sillimanítico y composición monzogranítica-granodiorítica.

Las primeras muestran una fábrica anisótropa con acusada foliación, marcada por la alternancia de concentrados biotíticos y/o biotítico-sillimaníticos de naturaleza restítica y neosoma granítico, que dan una estructura predominantemente estromática. A este conjunto lo denominamos: migmatitas biotíticas con cordierita, $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita.

El segundo conjunto presenta una fábrica más evolucionada de tipo granular inhomogénea, con las biotitas mejor distribuidas y por consiguiente su anisotropía (foliación) queda menos manifiesta. Este conjunto se ha denominado, en el presente trabajo, como: granodioritas inhomogéneas foliadas, biotíticas, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita.

A) *Migmatitas biotíticas, con cordierita, $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita (4)*

Se trata de las rocas más ampliamente representadas del conjunto migmatítico de Tejeda de Tiétar, el cual se extiende, además, por las vecinas Hojas número 598 (Plasencia), número 599 (Jaraíz de la Vera) y número 623 (Malpartida de Plasencia), con una disposición generalizada de afloramiento y estructuración E-O, a lo largo de 28 km por 4-5 km de anchura.

Dentro de la presente Hoja ocupan una extensión de unos 7 km² a lo largo del extremo NO de la misma. Por el Sur quedan limitadas por dos cuerpos graníticos (leucogranitos foliados, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ granate del Pantano de Gargüera y monzogranito porfídico, biotítico, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita).

La mineralogía de estas rocas es la siguiente: cuarzo, plagioclasa (An₁₂₋₁₈) feldespato-K, biotita, cordierita y sillimanita, como constituyentes principales; moscovita, opacos, circón y turmalina, como minerales accesorios. Biotita, sillimanita y $\pm$ cordierita forman parte de la fracción residual, mientras que el resto de minerales principales, incluida $\pm$ cordierita, $\pm$ biotita y $\pm$ sillimanita, constituyen el neosoma de estas rocas.

El cuarzo se presenta, en su mayor parte, como cristales xenomorfos irregulares de tamaño variable, extinción ondulante, algo microfracturado y groseramente elongado; también hay que destacar la presencia de cristales subredondeados incluidos en plagioclasa y cordierita.

La plagioclasa forma cristales generalmente subidiomorfos, aunque también existen individuos idiomorfos y xenomorfos, según las muestras. Composicionalmente se trata de oligoclasa sódica con variaciones en el contenido anortítico (12-18%) en cristales débilmente zonados. Las inclusiones más frecuentes son de cuarzo (redondeado), biotita, sillimanita (cristales prismáticos y/o aciculares) y, más raramente, pequeños cristales xenomorfos de cordierita.

La biotita muestra dos aspectos texturales dependiendo del grado de evolución anatéctico de la roca: en forma de agregados y como cristales individuales. Los primeros son de carácter residual y están constituidos por placas en agregados lepidoblásticos (milimétricos a centimétricos) orientados y doblados, acompañados de sillimanita que definen la foliación pre-anatéctica de la roca. En el segundo caso se trata de cristales individuales distribuidos por la trama granular cuarzo-feldespática. En ambos casos, presentan inclusiones de circón e idéntico color y pleocroismo (rojo oscuro a amarillo anaranjado).

La cordierita es un mineral relativamente abundante en estas rocas y se presenta en cristales prismáticos idiomorfos y más frecuentemente con formas subidiomorfos y xenomorfos intersticiales. Su grado de alteración es variable y lo hace a productos isótropos de grano fino de colores verdosos y/o rosáceos y a agregados desflecados de biotita y moscovita. La alteración suele comenzar por la periferia y progresa a través de fracturas irregulares por el resto del cristal. Las inclusiones más frecuentes corresponden a cuarzo (cristales subredondeados), fibrolita y, más raramente, pequeñas placas de biotita de contornos redondeados.

La sillimanita se presenta bajo la variedad fibrolítica asociada a los núcleos residuales lepidoblásticos orientados de biotita; bien como haces intercrecidos o como coronas fibrosas marginales a los cristales de biotita. Más raramente forma haces fibrosos aislados. También aparece en haces prismáticos aciculares relacionados con biotita o aislados. Ambas variedades pueden aparecer incluidas en cuarzo, feldespatos y cordierita.

El feldespato-K es generalmente xenomorfo y con frecuencia presenta maclado de deformación. Se trata de un mineral modalmente variable y siempre subordinado a la plagioclasa, de tal manera que la composición de estas rocas varía de monzogranitos a tonalitas, con predominio de los términos más básicos (granodioritas y tonalitas). Puede englobar a otros minerales, especialmente cuarzo y sillimanita.

La andalucita es un mineral que no aparece en las muestras estudiadas, sin embargo, ha sido citada por UGIDOS, *et al.* (1988) en la vecina Hoja número 598 (Plasencia). Según estos autores su relación con inclusiones de fibrolita sugiere la formación de aquella a partir de ésta. Este carácter tardío de la andalucita podría estar en consonancia con la presencia de cristales poiquiloblásticos de este mineral citados por DIEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA (en prensa).

B) Granodioritas inhomogéneas foliadas, biotíticas, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita

Estas rocas constituyen un afloramiento de unos 4-5 km² y dirección E-O en el vértice NO de la Hoja. Aparecen, en parte, rodeadas por los materiales migmatíticos del apartado anterior, por leucogranitos anatócticos-migmatíticos y por los leucogranitos del Pantano de Gargüera.

Existen diferencias estructurales de campo y mineralógicas que permiten su diferenciación de las migmatitas s.s. En efecto, se trata de una roca con fábrica anisótropa granular que permite asignarle la denominación de granitoide inhomogéneo. La foliación, N 60-80° E buzante al Sur, queda materializada, principalmente, por la presencia de concentrados y/o schlieren restíticos de biotita y/o biotita-sillimanita, además de por esporádicos megacristales también orientados. En aquellos puntos donde los concentrados biotíticos son más escasos o las biotitas se presentan más disociadas, el aspecto de la roca recuerda a un granito anisótropo. Sin embargo, una detallada observación de las placas de mica y/o pequeños schlieren, así como del conjunto de la trama cuarzo-feldespática, indica que se trata de una roca foliada.

El contacto con los niveles de migmatitas s.s., aunque no es neto, tiene lugar a través de una estrecha franja de unos metros. En este punto la roca se hace más clara por la disminución y/o redistribución de los concentrados restíticos de biotita y/o biotita-sillimanita y el mayor

volumen de la fracción granítica movilizada. Asimismo, destaca la presencia irregular de megacristales de feldespato-K de tamaño centimétrico (1-3 cm). En definitiva, la roca muestra una foliación más grosera como consecuencia de una fábrica más evolucionada de tipo nebulítico.

La composición mineralógica es: cuarzo, plagioclasa (oligoclasa ácida, An_{12-17}), feldespato-K, biotita, sillimanita, $\pm$ moscovita, $\pm$ turmalina, circón, apatito, $\pm$ clorita, $\pm$ sericita, óxidos de hierro y $\pm$ cordierita. Las diferencias mineralógicas respecto de las migmatitas s.s., se centran en la escasa o nula presencia de cordierita y en los menores contenidos en biotita y sillimanita. En efecto, la cordierita, que es un mineral fundamental en las migmatitas s.s., pasa a ser un componente accidental en los granitoides inhomogéneos, faltando en la mayoría de las láminas estudiadas. Biotita y sillimanita mantienen en su mayor parte su carácter restítico, pero su contenido modal es sensiblemente inferior. Las biotitas aparecen formando agregados y más raramente en placas aisladas con síntomas de deformación (dobladuras, estiramientos, desflecados o moscovita y fibrolita, etc.), menos patentes en los cristales individuales. La sillimanita se presenta como pequeños haces fibrosos estirados según la foliación y/o asociada a la biotita.

Texturalmente estas rocas muestran fábricas graníticas anisótropas de tendencia alotriomórfica. La foliación es más o menos perceptible en lámina delgada en función de un mayor o menor contenido en biotita y sillimanita.

Composicionalmente varían de monzogranitos a tonalitas, siendo más frecuentes los términos granodioríticos.

C) *Leucogranitos anatético-migmatíticos, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita, $\pm$ cordierita y $\pm$ turmalina (6)*

Se trata, por lo general, de pequeños cuerpos métricos a hectométricos generalmente elongados según la dirección E-O y concordantes a escala cartográfica con la estructura general de esta unidad migmatítica. El afloramiento cartografiado forma parte de una masa mayor que continua en la vecina Hoja número 599 (Jaraiz de la Vera) y en cuyo interior quedan restos de los materiales migmatíticos. Estas masas mayores parecen correlacionarse con los movilizadas leucocráticos que, en forma de pequeñas venas y/o masas, se inyectan en la migmatitas s.s. de manera más o menos concordante. En algunos puntos, y a escala reducida, se pueden observar alternancias entre estos leucogranitos y las migmatitas ricas en máficos. La conformidad morfológica y de foliación interna (muestran grosera foliación) con el encajante migmatítico, así como su relación espacial y el tipo de contacto, intrusivo-transicional no cortante, induce a considerarlos como fundidos anatéticos tardi-sincinemáticos respecto del evento tectono-metamórfico responsable de la migmatización.

De *visu* se reconoce biotita en cristales de pequeño tamaño y contenido variable, según afloramientos, aunque siempre en pequeña proporción. Moscovita en placas milimétricas aisladas, formando núcleos centimétricos, o bien asociadas a biotitas y/o agregados fibrosos de sillimanita. Estos últimos minerales son los que mejor marcan la anisotropía de la roca. Asimismo, aparecen cristales aislados de turmalina de tamaño milimétrico o formando agrega-

dos de varios individuos. El granate no está presente en todos los afloramientos y aparece en pequeños cristales visibles con lupa o formando agregados en núcleos que pueden alcanzar tamaños centimétricos. Estos últimos se han visto, con mayor frecuencia, en relación con venas centimétricas de cuarzo, por otra parte no muy frecuentes.

En conjunto responden a leucogranitos finos de tipo aplitoide con fábrica foliada que a veces muestra un aspecto inhomogéneo debido a la distribución irregular de micas y de agregados fibrosos de sillimanita (fibrolita). Una de las muestras estudiadas en la Hoja número 599, Jaraiz de la Vera (CONTRERAS, *et al.*, en prensa), corresponde a una migmatita leucocrática foliada con biotitas en agregados restícticos microplegados. DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA (en prensa) describen en esta zona la presencia de migmatitas leucocráticas asociadas a las migmatitas mesocráticas.

El estudio microscópico indica que se trata de rocas de grano fino con textura alotriomórfica equigranular groseramente foliada.

El cuarzo aparece en cristales xenomorfos intersticiales con formas irregulares lobuladas de tamaño variable y también como cuarzo goticular incluido principalmente en feldespato-K y, en menor medida, en plagioclasas.

El feldespato-K forma cristales xenomorfos con maclado local de microclina y escaso desarrollo de texturas micropertíticas. Con frecuencia muestra inclusiones de cuarzo goticular, plagioclasa y biotita. También es de destacar la presencia local de maclado de deformación.

La plagioclasa presenta maclado polisintético frecuente y su composición corresponde a albina, ya que raramente su contenido en anortita alcanza el 16%. Es el único mineral que muestra contornos subidiomorfos localmente. Incluye cuarzo de contornos redondeados, biotita y otros accesorios; más raramente feldespato-K. El grado de alteración a productos sericíticos, en las láminas estudiadas, es relativamente escaso.

La biotita se presenta en placas aisladas irregulares generalmente desflecadas en tránsito local a productos cloríticos y/o moscovíticos. También en agregados junto con circón y/o apatito, pero en general es parca en inclusiones de accesorios tal como ha sido reconocido por UGIDOS, *et al.* (1988) en la vecina Hoja número 598 (Plasencia) y CONTRERAS, *et al.* (en prensa) en la Hoja número 599 (Jaraiz de la Vera).

La moscovita forma placas irregulares con bordes corroídos por cuarzo y agregados fibrosos y/o desflecados asociada a haces fibrosos de sillimanita de la que parece proceder. Más raramente sobre feldespato-K. En el primer caso podría tratarse de un mineral primario, mientras que en el segundo es claramente secundaria. Localmente puede superar en contenido modal a la biotita, aunque en cantidades $\leq 5-7\%$.

La sillimanita está presente en la práctica totalidad de los distintos afloramientos bajo la forma de haces fibrosos milimétricos, asociados o no a biotita, total o parcialmente moscovitizados y orientados según la anisotropía de la roca. Estos haces fibrosos son, en ocasiones, visibles en muestra de mano. Por su aspecto y distribución parecen responder a concentrados restícticos.

La cordierita es un mineral accesorio que no está presente en todas las muestras. Se han observado formas subredondeadas pseudomorfizadas por agregados de moscovita y clorita, que sugieren cristales originales de cordierita en una muestra procedente de un pequeño afloramiento en la Dehesa Boyal de Torremenga, Hoja de Jaraiz de la Vera (CONTRERAS, *et al.*, en prensa).

El granate, por su parte, es un mineral visible en diversos afloramientos de esta masa y en su prolongación en la Hoja de Jaraiz de la Vera. Forma agregados en núcleos milimétricos y cristales aislados subidiomorfos algo corroídos por cuarzo.

La turmalina puede ser un mineral relativamente frecuente aunque variable según los puntos. Forma cristales idiomorfos aislados y/o agregados más irregulares.

4.1.2. Monzogranito porfídico, biotítico, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita (7)

Constituye un afloramiento elongado de dirección E-O que ocupa la parte sur-oriental del conjunto migmatítico de Tejeda de Tiétar y granitos asociados de Torremenga. Este cuerpo presenta ciertos caracteres texturales que permiten separarlo de conjunto de granitos diferenciados en la Hoja número 599, Jaraiz de la Vera (CONTRERAS, *et al.*, en prensa) como granitos de Torremenga.

En efecto, en la mencionada Hoja se han individualizado, en base a criterios mineralógicos, dos variedades graníticas que son: monzogranitos biotíticos, moscovíticos, de grano medio, con $\pm$ sillimanita ($\text{biot} > \text{mos}$) y monzogranitos biotíticos, moscovíticos, de grano medio, con $\pm$ sillimanita ($\text{biot} \geq \text{mos}$). Desde el punto de vista textural ambas variedades son muy similares y el criterio utilizado fue la mayor o menor presencia de moscovita. El cuerpo aquí considerado se ha individualizado de los anteriores por tratarse de una roca con una textura más contrastada, en la que destacan megacristales de feldespato-K centimétricos en una mesostasis de grano medio-grueso (textura porfídica). No obstante, las características mineralógicas son bastante similares a la de los granitos anteriores, como es la presencia de: $\pm$ moscovita, núcleos restíticos biotíticos-sillimaníticos, agregados locales de prismas centimétricos de sillimanita, etc.

Este pequeño macizo de unos 5-6 km² intruye, por su borde norte, a las migmatitas de Tejeda de Tiétar a través de un contacto E-O subconcordante con la estructuración general del área. En algunos puntos se ha podido observar un contacto no excesivamente neto que tiene lugar a través de una roca con megacristales en una mesostasis inhomogénea, mientras que en otros puntos parece ser más neto. Esta roca de tránsito local es parecida a la descrita en el apartado anterior como granodiorita inhomogénea (5). Por sus extremos E y O intruye en materiales del CEG a los que produce metamorfismo de contacto, que llega a alcanzar condiciones de grado alto (corneanas piroxénicas).

Mientras que el resto de rocas graníticas y migmatíticas, aflorantes en el vértice NO de la Hoja, muestran una foliación N 60°-100° E subconcordante con la estructuración general de la zona, este cuerpo granítico presenta una fábrica interna materializada por la orientación de megacristales de feldespato-K y por agregados biotíticos y/o schlieren que es discordante con

estas directrices y con la elongación E-O de su afloramiento. Así, por ejemplo, en el granito del Pantano de Gargüera, la foliación que se observa (N 50°-100° E buzamiento sur) es de origen deformativo y subconcordante con la de las rocas migmatíticas. Por el contrario, la que se aprecia en el monzogranito porfídico, que nos ocupa, es variable y en ningún caso se ha visto estiramiento de minerales (como ocurre con el cuarzo en el de Gargüera), por lo que se podría pensar en una anisotropía magmática principalmente. Esto implicaría un emplazamiento más tardío con respecto del resto de las rocas graníticas de este conjunto de materiales y el que se trate de un cuerpo más evolucionado.

La mineralogía de este granito es: cuarzo, plagioclasa (oligoclasa sódica), feldespato-K y biotita como minerales principales; $\pm$ moscovita, $\pm$ sillimanita (fibrolita), apatito, circón, turmalina y menas metálicas, como accesorios; y $\pm$ clorita, óxidos de hierro, sericita y $\pm$ esfena, como productos de alteración. Al microscopio muestra una textura hipidiomórfica granular de tamaño medio a grueso con megacristales de feldespato-K, que le confiere, a escala de muestra de mano y/o afloramiento, un carácter porfídico. Las placas de biotita muestran síntomas de dobladuras y alabeamientos.

La plagioclasa se presenta principalmente en cristales subidiomorfos ligeramente zonados con escasa variación en el contenido en anortita que suele fluctuar entre An₁₀₋₁₉ (o An₇₋₁₅ según datos de DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA, en prensa). Localmente algunos cristales presentan bordes albitizados con desarrollo de texturas mirmequíticas.

El cuarzo es fundamentalmente xenomorfo intersticial o formando agregados de tendencia subredondeada. Otros tipos de cuarzo, siempre en pequeñas cantidades, es el que aparece con morfología goticular o en forma de bastoncillos asociado a las texturas mirmequíticas.

La biotita es un mineral bastante abundante en estos granitos y muestra fuerte coloración marrón-rojiza con marcado pleocronismo. Son frecuentes las inclusiones de minerales accesorios, entre las que destacan circón y apatito. Buena parte de los cristales aparecen con bordes desflecados y formación de gránulos de magnetita junto con pequeñas placas de moscovita.

El feldespato-K de la mesostasis es xenomorfo y subordinado a la plagioclasa. Los megacristales, que pueden alcanzar varios centímetros de longitud, desarrollan formas prismáticas, aunque con bordes irregulares que engloban plagioclasa, biotita y cuarzo.

Entre los minerales accesorios destacan la moscovita que se puede considerar en su totalidad de carácter secundario dada su morfología en agregados fibrosos y su relación con la biotita, los feldespatos y microfracturas. En una de las muestras, agregados irregulares de pequeños cristales de mica parecen pseudomorfizar a un probable cristal de cordierita. Mineral, éste, que no se ha visto en las láminas estudiadas, pero que ha sido citado en estos granitos (DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA, en prensa). La sillimanita es muy escasa y aparece con hábito fibroso asociada a la moscovita.

De los minerales secundarios o de alteración destaca la presencia local de sericita sobre plagioclasa y la cloritización con desferrificación marginal de biotita, principalmente.

4.1.3. Leucogranitos foliados, biotíticos-moscovíticos con $\pm$ sillimanita y $\pm$ granate (8)

Al igual que todos los granitos de este sector, se trata de un macizo con geometría elongada E-O que se extiende a lo largo de unos 10 km, por una anchura variable de 1 a 4 km por la Hoja número 623 (Malpartida de Plasencia) y por la presente Hoja número 624 (Navalmoral de la Mata), el cual es conocido como granito del Pantano de Gargüera.

En los afloramientos ubicados en la presente Hoja se caracteriza por una marcada heterogeneidad que se traduce, incluso a escala de afloramiento, por variaciones texturales de tamaño de grano de medio a grueso e incluso fino, presencia o no de facies con megacristales, fábricas más o menos foliadas, etc. Con frecuencia presenta diferenciados pegmatoides de tamaño variable (centimétrico a decimétrico) en venas, filoncillos o núcleos compuestos principales por moscovita y cuarzo. Los cristales de moscovita pueden alcanzar la escala centimétrica.

Esta heterogeneidad también se manifiesta en su composición mineralógica, ya que tanto biotita como moscovita presentan contenidos variables con predominio local de una u otra mica. Otros aspectos a destacar es la presencia de pequeños núcleos de aspecto restítico compuesto por biotita y sillimanita, principalmente en sus afloramientos más septentrionales en contacto con las migmatitas de Tejeda de Tiétar. De estas facies más biotíticas y con abundante sillimanita de carácter residual, por consiguiente menos evolucionadas desde el punto de vista magmático-textural, se pasa a una variedad más clara donde existe un predominio de la moscovita sobre la biotita; mineral este último que puede pasar a ser accesorio.

A lo largo de este afloramiento presenta una fábrica anisótropa foliada de origen tectónico con dirección variable de N 60° E a N 100° E y buzamiento de 30° a 60° al S. Dicha foliación está materializada por la orientación de biotita, moscovita (ésta localmente puede ser menos orientada e incluso desorientada cuando se trata de placas asociadas a cavidades o venillas pegmatoides) y de los feldespatos (megacristales) cuando están presentes. Asimismo, se aprecia un manifiesto estiramiento del cuarzo en la práctica totalidad de los afloramientos. Esta fábrica es concordante con la foliación que presentan las rocas migmatíticas s.l. situadas al N, no sólo en esta Hoja, sino en las vecinas de Jaraiz de la Vera y de Malpartida de Plasencia.

Todas estas características sugieren para este macizo granítico un origen anatético en estrecha relación genética con el proceso de migmatización de los materiales encajantes. Por otra parte, la concordancia de su fábrica interna, de origen tectónico, con las de los materiales encajantes, así como la heterogeneidad mineralógico-textural, son argumentos que apoyan un carácter subautóctono o poco desenraizado, a la vez que poco evolucionado, y un emplazamiento tardi-migmatización (tardi-S₂), ya que está afectado por esta fase de deformación. Según UGIDOS (1974c), este granito es similar al de Navalonguilla (Sur de Barco de Avila) compuesto principalmente por los términos más leucocráticos (moscovíticos), que representan una facies más evolucionada y alóctona que los tipos más ricos en biotita y sillimanita, en los que frecuentemente se encuentran estructuras palimpsesticas.

Mineralógicamente está compuesto por: cuarzo, feldespato-K, plagioclasa (An₉₋₁₄) $\pm$ biotita y $\pm$ moscovita, como minerales principales; sillimanita (prácticamente presente en todas las muestras), apatito, turmalina, circón y $\pm$ granate, como accesorios; y $\pm$ clorita, rutilo sagenítico, adularia, óxidos de hierro, sericita, esfena y $\pm$ epidota, como secundarios.

El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos de tamaño variable con bordes irregulares, extinción ondulante y localmente elongado con desarrollo de subjuntas. Con formas goticulares incluido en feldespatos, especialmente feldespato-K; también en pequeños granos subredondeados, ocupando posiciones intergranulares en torno a cristales de feldespatos. Más escasamente como cuarzo mirmequítico en el interior de plagioclasa y ocasionalmente formando crecimientos simplectíticos con moscovita.

La plagioclasa corresponde a términos albiticos con contenidos, por lo general, $\leq 10\%$ de anortita. Se presenta en cristales subidiomorfos con maclado de la albita, en parte corroídas por cuarzo, y localmente con formas alotriomórficas en mosaico granular que recuerdan a texturas granoblásticas. También son frecuentes como inclusiones dentro de los cristales de feldespato-K con desarrollo marginal de texturas mirmequíticas.

El feldespato-K, por su parte, se presenta en cristales xenomorfos tardíos de tipo intersticial y en cristales mayores de contornos irregulares englobando, principalmente, cuarzo y plagioclasa.

La biotita suele presentarse en agregados fusiformes de tipo restítico asociada con sillimanita prismática, fibrolita y moscovita. Aparece desflecada, estirada y doblada, orientada según la anisotropía de la roca. Su contenido modal es variable de una muestra a otra y localmente suele alterarse a clorita con formación de rutilo sagenítico y $\pm$ esfena.

La moscovita también es un mineral variable tanto en su contenido como en su morfología (agregados fibrosos, placas irregulares, etc.). Es más frecuente en aquellas rocas más evolucionadas texturalmente que corresponden a fundidos graníticos más tardíos y con menos concentrados restíticos, lo que aparentemente les confiere una fábrica menos anisótropa. La presencia de pegmatoides en venas y/o concentrados difusos ricos en moscovita está en consonancia, con que estos leucogranitos moscovíticos correspondan a movilizados más tardíos emplazados sobre una facies menos evolucionada y de carácter más residual. Buena parte de la moscovita es de carácter histerógeno tardío.

Desde el punto de vista textural estos granitos se caracterizan por presentar una fábrica foliada, de origen tectónico, heterogranular y de tendencia predominantemente alotriomórfica. Asimismo, se aprecian granulaciones y/o poligonización de feldespatos y cuarzo que dan lugar a agregados granulares y/o granoblásticos por posible recrystalización o efecto térmico.

4.2. MACIZO GRANÍTICO DE NAVALMORAL DE LA MATA

Aflora en el vértice SE de la Hoja y se prolonga hacia el E por la Hoja número 625 (Lagartera) y hacia el S por las Hojas número 652 (Jaraicejo) y número 653 (Valdeverdeja). Este macizo constituye el afloramiento más occidental de la alineación de rocas graníticas que se extiende hacia el E, hasta la localidad de Mora, a lo largo de unos 155 km. A grandes rasgos esta alineación presenta una zonación desde términos más aluminicos (granitos de dos micas con silicatos de aluminio frecuentes) en la parte más occidental (hasta la Hoja número 655, Los Navalmorales), que pasa a granitos biotíticos con $\pm$ cordierita desde Gálvez hasta Mora (parte oriental).

Dentro de los afloramientos ubicados en la presente Hoja se han diferenciado los siguientes tipos litológicos:

- Granitos de grano fino-medio, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita.
- Granitos de grano medio-grueso, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ andalucita.
- Leucogranitos feldespáticos-alcalinos, moscovíticos con $\pm$ biotita.

4.2.1. Granitos de grano fino-medio biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita (9)

Estos granitos afloran en el extremo NO del macizo (SO de Navalmoral de la Mata) y en la parte central del mismo (NO de Valdehúncar).

Se trata de un granito de coloración grisácea, en afloramientos frescos, en el que resaltan pequeños cristales de feldespato-K ($\leq 1,5$ cm), diseminados (trama muy abierta) y cuarzos subredondeados (milimétricos) generalmente constituidos por varios individuos en una mesostasis de grano fino. Localmente presenta una fábrica anisótropa norteadá buzante al NO.

Las relaciones con el granito medio-grueso tienen lugar a través de un contacto sinuoso y complejo en el que se dan fenómenos de interacción mútua. La zona de contacto entre estas dos variedades graníticas suele estar jalonada por una banda de brecha magmática en la que enclaves de granito fino aparecen dentro del grueso y viceversa. A partir de la observación detallada de estas relaciones se llega a la conclusión de que es el granito de grano medio-grueso el que intruye al fino. La presencia de manchas del grueso dentro del fino en el contacto o en zonas alejadas del mismo se debe a la intrusión de apófisis de aquél en éste. La geometría de los fragmentos brechoides es variada, desde formas angulosas a subredondeadas y alabeadas con contactos más o menos netos a otros difusos. En general la máxima dimensión de los fragmentos de granito fino se orientan paralelos a la zona de contacto. El hecho de que muchos de estos enclaves aparezcan alabeados sugiere un estado aún viscoso cuando intruye el granito medio-grueso.

La mineralización de este granito, está compuesta por: cuarzo, feldespato-K, plagioclasa (An_{26-36}), biotita y moscovita, como minerales principales; sillimanita, apatito, circón, opacos, óxidos de hierro, rutilo sajenítico, esfena y $\pm$ clorita, como accesorios y/o alteración.

El cuarzo se presenta en cristales subredondeados de hasta 1-2 mm de cristalización primaria y con formas xenomorfas intersticiales tardías. También suele aparecer con aspecto goticular incluido en feldespato-K.

La plagioclasa igualmente aparece con dos hábitos morfológicos, como cristales subidiomorfos de tendencia prismática y como cristales xenomorfos. En los primeros se aprecia una ligera zonación y crecimientos marginales tardíos con una composición que varía de oligoclasa cálcica a andesina sódica. Suele mostrar ligera alteración a productos sericíticos y a agregados de pequeñas placas de moscovita.

La mayor parte del feldespato-K es xenomorfo intersticial, pero también existen cristales subidiomorfos de tendencia prismática de tamaño milimétrico y bordes irregulares que intruyen plagioclasa, $\pm$ biotita y cuarzo, éste en muchos casos en pequeños cristales subredondeados de aspecto gótico.

La biotita por su parte forma placas individuales y más esporádicamente agregados de varios cristales. Suele mostrar corrosiones por parte del cuarzo xenomorfo y ligera alteración.

La moscovita se presenta en placas limpias de bordes algo irregulares que parecen responder a una cristalización temprana; algunas de ellas engloban restos de sillimanita prismática. Otro tipo de moscovita es la asociada a la transformación de los feldespatos.

La textura de este granito es ligeramente contrastada, lo que indica dos etapas de cristalización. Destacan cristales milimétricos subidiomorfos de cuarzo, plagioclasa y algunas biotitas, formando una trama muy abierta, en una mesostasis fina de tendencia alotriomórfica, compuesta por estos mismos minerales. Los cristales de feldespatos-K de tendencia prismática, parecen corresponder a un estadio tardío, ya que engloban diversos minerales. Igual le ocurre a la moscovita, que aunque parte de ella sea de cristalización magmática, la mayoría debe de corresponder a una etapa tardía. En algunas muestras se han encontrado xenolitos restíticos de metasedimentos centimétricos a milimétricos, compuestos por moscovita fibrosa, restos de sillimanita y cuarzo.

4.2.2. Granitos de grano medio-grueso, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ andalucita (10, 11 y 12)

Estos granitos representan la variedad mejor desarrollada del macizo, ya que constituyen la mayor parte de sus afloramientos. Se trata de un granito subleucocrático de grano medio a grueso (heterogranular) con presencia local de megacristales de feldespato-K que puede dar lugar a texturas predominantemente porfídicas. En cartografía se han diferenciado, en base a criterios texturales y mediante un contacto difuso, tres subfacies dentro de este cuerpo granítico: facies común $\pm$ porfídica (10), facies porfídica (11) y, por último, una facies local que se caracteriza por un tamaño de grano fino a medio sin apenas megacristales (12).

Tal como se aprecia en cartografía la práctica totalidad de estos granitos se han representado como facies común a pesar de que localmente se reconocen variaciones texturales que permiten asignarlas a las otras variedades. Sólo cuando la presencia de megacristales de feldespato es abundante y uniforme a escala cartográfica se ha delimitado esta variedad como tal. El mismo criterio se ha utilizado para la variedad de grano fino-medio.

A escala de afloramiento se reconocen localmente formas pegmatoides centimétricas con placas de moscovita y turmalina. Por otra parte, los cristales de cuarzo pueden alcanzar tamaño centimétrico en agregados policristalinos, las placas de moscovita suelen aparecer en agregados más que en cristales individuales. En general muestran una fábrica anisótropa variable según los puntos e incluso en un mismo afloramiento varía de N-S a E-O. En un afloramiento inmediatamente al S de Navalmoral de la Mata se mide una fábrica grosera N-S, *schlieren* biotíticos N 140° E y orientación de megacristales E-O, aparentemente se trata de rocas graníticas distintas por su aspecto textural, aunque los contactos son transicionales.

La parte occidental del macizo, corresponde a las facies común y es intrusiva sobre una sucesión pizarrosa de edad Ordovícico Superior, a la que produce un metamorfismo térmico de contacto de grado medio (facies de corneanas hornbléndicas) que se extiende a todo el afloramiento.

Este granito es intrusivo sobre la variedad granítica descrita en el apartado anterior y tal como se ha indicado, debió tener lugar cuando dicha variedad granítica aún no estaba totalmente consolidada. La presencia de enclaves doblados y/o replegados paralelos al contacto así lo sugiere.

La mineralogía es común para las tres variedades y está compuesta por: cuarzo, feldespato-K, plagioclasa (An_{24-32}) biotita y moscovita, como minerales principales; sillimanita, turmalina, circón, apatito, opacos y andalucita, como minerales accesorios.

La plagioclasa forma cristales idio-subidiomorfos maclados con zonación local difusa y alteración parcial y selectiva a sericita y agregados de moscovita. También se han reconocido cristales tardíos de albita alotriomórfica que ocupan espacios intergranulares, rodeando a feldespatos o sustituyéndolos marginalmente e intercrecidos con agregados de moscovita.

El feldespato-K es alotriomorfo y de cristalización tardía respecto de la plagioclasa de primera generación idio-subidiomorfa. Cuando se trata de megacristales presentan hábito prismático con inclusiones marginales o en su interior de plagioclasa y biotita, principalmente.

La biotita incluye apatito y otros minerales accesorios y forma cristales prismáticos algo desflecados y muestra con frecuencia síntomas de deformación y transformación local a moscovita fibrosa.

La moscovita se presenta en placas limpias a veces con bordes irregulares y en agregados fibrosos con formas arborescentes, que afectan o cortan a diversos cristales de feldespatos a través de venillas; este tipo de moscovita es claramente secundaria de transformación tardí-magmática. Por el contrario los cristales prismáticos, aunque en algunos aparecen restos de andalucita, se interpretan como formados en una etapa temprana de la cristalización. Otro tipo de moscovita aparece en pequeñas placas, sustituyendo a los feldespatos.

El cuarzo presenta formas subredondeadas en cristales individuales o formando agregados de varios individuos y como relleno intersticial xenomorfo. Presenta, por lo general, síntomas de deformación intracristalina con extinción ondulante y estiramiento local.

Tanto sillimanita como andalucita son minerales escasos, especialmente la andalucita. Siempre aparecen en estrecha relación con la moscovita como inclusiones testimoniales, lo que indica que la moscovita se forma a partir de ellos en etapas tempranas de la cristalización.

Desde el punto de vista textural, y a escala microscópica, se trata de granitos hipidiomórficos de grano medio a grueso, tendencia heterogranular, con fábricas algo anisótropas y síntomas de deformación tardí o postcristalina (micas alabeadas, extinción ondulante de cuarzo, etc.). El origen de esta incipiente anisotropía que se aprecia en algunas láminas podría estar más bien asociada a la propia dinámica de emplazamiento de la masa granítica o a efectos tectónicos de carácter regional. En este sentido hay que indicar que las rocas esquistosas de caja presentan una crenulación que es post-blastesis térmica de contacto.

4.2.3. Leucogranitos feldespáticos alcalinos, moscovíticos, con $\pm$ biotita (13)

Bajo esta denominación agrupamos a un conunto de leucogranitos que forman un afloramiento independiente del macizo y que con una dirección norteada intruyen en la serie pizarrosa al SE de Millanes. La geometría de los mismos indica que se trata de cuerpos tabulares groseramente subconcordantes con la estructuración general de las pizarras. Se ha cartografiado una masa principal y un conjunto de diques subparalelos, la mayoría encajados en la serie pizarrosa y otros, intruyendo al granito del apartado anterior.

Se trata de una roca de grano medio (localmente grueso) de color blanquecino-rosado compuesta fundamentalmente por cuarzo, feldespatos y abundantes agregados moscovíticos. Algunos de estos diques son de naturaleza aplítica, pegmatítica o simplemente ricos en cuarzo y turmalina.

Al microscópio presentan una textura que varía de hipidiomórfica a alotriomórfica granular media a fina. La mineralogía es: cuarzo, feldespato-K, plagioclasa ($An < 10\%$) y moscovita, como minerales fundamentales; $\pm$ biotita, apatito, circón y turmalina son accesorios. La biotita se presenta en pequeña proporción, pudiendo faltar en muchas muestras. Igualmente le ocurre a los otros accesorios que faltan en la mayoría de las muestras estudiadas. En cuanto a los minerales principales se aprecian variaciones modales significativas de los feldespatos, especialmente del feldespato-K que llega a ser accesorio.

4.3. ROCAS FILONIANAS

En este apartado se agrupan aquellas rocas que afloran con geometría tabular, como diques, filones o pequeñas apófisis.

4.3.1. Diques de cuarzo (1)

Son escasos y de poco desarrollo, solamente en el cuadrante suroriental de la Hoja, en las proximidades de Valdehúncar se han cartografiado tres filones de dirección N-S y NE-SO. La potencia suele ser inferior a los 2 m e intruyen a los granitos de grano medio-fino y a los de grano medio-grueso. Se trata de cuarzo masivo lechoso sin mineralizaciones asociadas.

Por otra parte, en el leucogranito del Pantano de Gargüera, aparecen pequeñas segregaciones de cuarzo en venas y/o pequeños filones asociados a moscovita y feldespato (pegmatoides) que no tienen representación cartográfica.

4.3.2. Diques de leucogranitos feldespáticos alcalinos (2)

Este tipo de rocas afloran exclusivamente en el macizo de Navalmoral de la Mata, en estrecha relación espacial y genética con la masa mayor descrita anteriormente al SE de Millanes. En realidad se trata del mismo tipo de granito que forma un haz de diques de dirección aproximadamente N-S, intruyendo a la serie pizarrosa del Ordovícico Superior y en menor medida al resto de los granitos de dicho macizo. Se han incluido en este apartado por el tipo de yacimiento (dique) que presentan.

La características mineralógicas son similares a las anteriores descritas (4.2.3), y sólo a nivel textural (tamaño de grano) se aprecian algunas diferencias. Se trata de leucogranitos de grano medio con textura alotriomórfica de tendencia aplítica con abundante moscovita en placas prismáticas bien desarrolladas, que sugieren una cristalización primaria magmática. En otros casos, pequeños cristales más o menos desflecados sobre feldespatos corresponden a transformaciones secundarias. La biotita está netamente subordinada a la moscovita y pasa a ser un accesorio. La plagioclasa es de composición albitica ($An < 10\%$) y tendencia alotriomorfa, más raramente subidiomorfas. El feldespato-K es netamente alotriomorfo al igual que el cuarzo, raramente este último forma crecimientos gráficos con el feldespato.

4.3.3. Leucogranitos de grano medio biotíticos-moscovíticos (3)

Se trata de dos pequeños afloramientos relacionados con la Unidad migmatítica de Tejeda de Tiétar y granitos asociados. Uno corresponde a una masa subredondeada hectométrica intruida en la migmatitas y el otro, con morfología de dique, corta a éstas y al monzogranito porfidico biotítico.

De *visu* se trata de un granito de color claro-rosáceo, equigranular de grano medio y fábrica isotropa en la que destacan los cristales de moscovita. Se altera superficialmente, dando el aspecto de estar «acorchado» cuando se golpea con el martillo.

Al microscopio muestra una textura alotriomórfica equigranular media de tipo aplítico. La composición mineralógica está integrada por cuarzo y feldespato-K alotriomorfos; plagioclasa albitica maclada con formas subidiomorfas y alotriomorfas; biotita y moscovita en placas prismáticas con bordes corroidos por cuarzo y en agregados fibrosos sobre feldespatos o asociados a la biotita. Como accesorios aparece circón, apatito y óxidos ferruginosos.

4.4. ROCAS METAMÓRFICAS

4.4.1. Metamorfismo regional

En este apartado sólo trataremos las rocas metamórficas que no han sido afectadas por procesos de migmatización, previamente descritos en el apartado 4.1, junto a sus productos anatócticos y/o granitos asociados.

Los materiales pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior) y al Ordovícico Medio que afloran en la Hoja, están afectados por un metamorfismo de contacto que oblitera parcial o totalmente los caracteres texturales y mineralógicos previos. Sin embargo, se conservan rasgos texturales que permiten reconocer un evento tectonometamórfico regional hercínico en condiciones de grado bajo que afecta a ambos conjuntos.

En los materiales del CEG predominan las texturas pizarrosas, blastopelíticas y blastosamíticas esquistas materializadas por filosilicatos (cloríticos-sericíticos), junto con clastos finos de cuarzo y feldespatos, principalmente. La biotita presente en estos materiales es debida al metamorfismo de contacto.

Los materiales pizarrosos que afloran en el vértice SO de la Hoja, a favor de los arroyos, son los únicos que no están afectados por metamorfismo de contacto. Se trata de metapelitas compuestas por agregados micáceos finos, cuarzo (tamaño limo) y diversos óxidos de hierro. Estas rocas presentan una esquistosidad (S_1) de tipo *slaty cleavage*, materializada por la orientación de los filosilicatos, que a su vez está afectada por una esquistosidad grosera espaciada de crenulación (S_2), en muchos casos resaltada por óxidos de hierro que se disponen según estos planos.

En resumen, se puede decir que ambos conjuntos han sido afectados por una fase tectono-metamórfica hercínica en condiciones de grado bajo que lleva asociada una esquistosidad (*slaty cleavage*); la cual es afectada por una segunda fase que da lugar a una esquistosidad de crenulación sin crecimientos blásticos.

4.4.2. Metamorfismo de contacto

Como se ha indicado las rocas afectadas por metamorfismo de contacto corresponden a materiales esquistoso-grauváquicos y pizarrosos de escasa representación cartográfica en el ámbito de la presente Hoja, localizados en los vértices NO y SE, respectivamente.

A) Metamorfismo asociado al leucogranito del Pantano de Gargüera y al monzogranito porfídico biotítico.

Materiales del Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) constituyen dos pequeños afloramientos en el vértice NO de la Hoja, en relación con la Unidad migmatítica de Tejeda de Tiétar y granitos asociados. Estas rocas son intruidas por los leucogranitos, biotítico-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y granate (Pantano de Gargüera) y por el monzogranito porfídico, biotítico, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita, que les inducen un metamorfismo térmico de contacto de grado variable.

El afloramiento más occidental, de apenas 0,5 km², queda a modo de megaenclave entre los dos cuerpos graníticos antes aludidos que aparentemente no llegan a contactar de manera directa. Está constituido por rocas que han perdido, en casi su totalidad, la anisotropía (esquistosidad) previa de carácter regional, ahora transformadas en corneanas granulíticas masivas ligeramente elongadas.

Las asociaciones minerales siguientes:

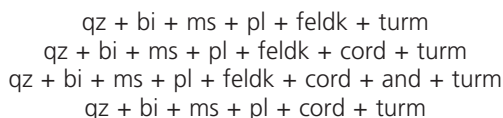
qz + bi + cord + pl
qz + bi + sill + turm
qz + bi + sill + cord + feldk
qz + bi + cord $\pm$ ms

todas ellas en ausencia de moscovita primaria, excepto la última asociación donde su origen es dudoso, indican que se han alcanzado condiciones de grado alto (corneanas en facies piroxénicas).

Además, las texturas predominantemente granoblásticas poligonales o elongadas, granoblásticas-porfiroblásticas y granoblásticas-poiquilooblásticas, indican una importante blastesis que oblitera la estructura previa de la roca. Por otra parte, en algunas de las muestras estudiadas, se observa una importante alteración retrógrada que da lugar a la pseudomorfización de la cordierita por agregados de micas, a la cloritización de la biotita y a la sericitización de la plagioclasa. Esta alteración podría ser debida a un efecto térmico posterior, inducido por uno de los dos cuerpos graníticos que intruye a estas rocas.

El otro pequeño afloramiento de rocas pizarrosas, con pasadas de grauvacas, afectadas por metamorfismo de contacto, aparece en el extremo oriental del monzogranito porfídico biotítico. Estos afloramientos pizarrosos forman parte de uno mayor de unos 4-5 km² que se extiende por la Hoja número 599 (Jaraiz de la Vera).

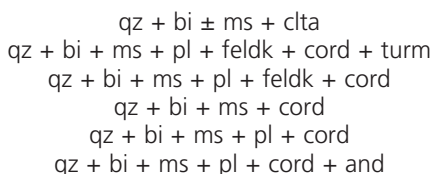
Texturalmente se trata de rocas pizarrosas, blastopelíticas y blastosamíticas de carácter regional a las que se superpone una blastesis térmica de contacto que abarca a la totalidad del afloramiento. Las texturas de metamorfismo de contacto varían desde esquistos moteados a fábricas granoblásticas esquistosas. Las asociaciones minerales de muestras de este afloramiento y de los ubicados en la Hoja de Jaraiz de la Vera:



indican condiciones metamórficas de grado bajo a medio (corneanas en facies albíta-epidota y hornbléndicas). La presencia de moscovita junto con el par cord+feldK puede interpretarse como una asociación retrógrada en desequilibrio (moscovita secundaria) o bien que el feldspato-K sea de origen detrítico (no metamórfico). A juzgar por el aspecto en placas de la moscovita y por la fábrica de estas rocas, se puede pensar que no se han alcanzado condiciones de grado alto; por lo que la moscovita sería primaria y el feldK no de origen metamórfico. Estas asociaciones corresponderían a un metamorfismo de contacto de grado medio.

B) Metamorfismo asociado al macizo granítico de Navalmoral de la Mata

La totalidad del afloramiento de pizarras, que aparece al SO del macizo granítico de Navalmoral de la Mata, está afectado por un metamorfismo de contacto en condiciones de grado bajo a medio, caracterizado por las siguientes asociaciones minerales:



Las asociaciones con feldK + cord en presencia de moscovita la interpretamos como en el caso anterior.

Las texturas de estas rocas son granoblásticas con formación de porfiroblastos xenoblásticos de cordierita y $\pm$ andalucita que engloban restos de otros minerales, especialmente, cuarzo y biotita (formas poiquiloblásticas). Las micas suelen disponerse, en general, orientadas debido a una cristalización mimética controlada por la anisotropía previa de las rocas.

En los retazos de material encajante que quedan en el interior de la masa granítica, representados en cartografía, las corneanas muestran un grado mayor de recrystalización, con textura granoblásticas y la siguiente asociación mineral:



En este caso la moscovita ha desaparecido o la poca que aparece se puede considerar como secundaria por lo que el par cord + feldk, en ausencia de moscovita por desaparición de ésta según la reacción: $ms + 2bi + 14qz = 3cord + 8feldk + 9H_2O$, marca el inicio de las corneanas piroxénicas.

La presencia en estas rocas de placas de moscovita en contacto con cuarzo, aunque en pequeña cantidad, puede ser indicativo de que no se han alcanzado las condiciones térmicas que marcan el inicio de la corneanas piroxénicas y estaríamos, por consiguiente, en el estadio alto de la facies de corneanas hornbléndicas.

Las relaciones blastesis esquistosidad regional indican, que el emplazamiento de estos granitos tuvo lugar con posterioridad a la formación de S_1 y previamente al microplegado con desarrollo de crenulación (S_2) que presentan las pizarras, ya que los minerales blásticos de contacto están afectados por dicho microplegado.

4.5. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Se han muestreado rocas pertenecientes a las dos unidades graníticas que afloran en la Hoja: Unidad migmatítica de Tejeda de Tiétar y granitos asociados y Macizo granítico de Navalморal de la Mata.

A) Unidad migmatítica de Tejeda de Tiétar y granitos asociados

Los análisis realizados se distribuyen de la siguiente manera: migmatitas mesocráticas (1 muestra); granodioritas inhomogéneas foliadas, biotíticas, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita (1 muestra); monzogranito porfídico, biotítico, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita (2 muestras); y leucogranitos foliados, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ granate (Pantano de Gargüera) (4 muestras). En la tabla adjunta se muestran los valores analíticos de mayores y trazas.

De acuerdo con el principio de saturación de la alúmina (SHAND, 1927) estas rocas se clasifican como peraluminosas ($A > CNK$), con una relación A/CNK comprendida entre 1,2 y 2,0. Los

Tabla de análisis químicos de la unidad migmatítica de Tejeda de Tiétar y granitos asociados

	SC 9054	SC 9073	SC 9074	SC 9075	SC 9070	SC 9071	SC 9076	SC 9078
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	70.20	72.94	72.75	71.50	69.40	67.50	66.90	63.10
Al ₂ O ₃	16.18	15.31	15.14	15.47	15.03	15.43	15.81	17.74
Fe ₂ O ₃	1.83	1.30	1.53	2.68	4.14	4.97	4.62	7.59
MgO	0.46	0.31	0.29	0.46	1.08	1.16	1.43	2.50
CaO	0.51	0.50	0.61	0.76	1.35	1.25	0.96	0.64
Na ₂ O	3.95	2.97	3.19	3.04	2.37	2.36	2.44	2.16
K ₂ O	4.84	5.10	5.18	5.21	4.93	4.93	5.07	3.81
TiO ₂	0.01	0.08	0.10	0.16	0.56	0.55	0.59	0.94
MnO	0.01	0.01	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05
P ₂ O ₅	0.34	0.38	0.41	0.43	0.43	0.38	0.31	0.13
Total	98.33	98.90	99.25	99.73	99.33	98.57	98.16	98.66
ppm								
Li	13	84	82	103	73	120	69	126
Rb	393	525	460	423	423	430	263	200
Ba	395	146	218	264	482	510	928	575
Sr	64	43	52	57	101	105	129	108
Be	1.49	3.73	2.95	2.54	3.4	3.02	1.41	2.74
La	10	8	18	13	35	28	28	25
Ce	23	20	40	30	72	74	62	63
B	<10	<10	11	12	15.6	19.31	15.19	31
Bi	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Y	<5	5.35	7.59	12.37	23.69	20.61	15.25	7.31
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zr	128	110	128	158	280	292	274	250
Nb	<10	12.69	14.56	19.46	25.19	25.1	22.83	23.5
Ni	<5	<5	<5	<5	6.61	9.6	10.11	<5
Co	<5	<5	<5	<5	10.42	10.46	10.22	10.5
Cr	<10	10	16	35	29	39	38	119
V	10	9	8	12	39	43	54	118
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cd	1.58	11.26	1.33	2.14	3.06	3.5	3.5	2.04
As	<10	<10	<10	<10	<10	13	<10	<10
W	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10.35
Cu	18	8	13	25	17	23	19	33
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	<10	<10	<10	11	19	13	14	17
Zn	49	40	47	46	88	94	80	96
Pb	51	54	59	60	56	58	54	53

1, 2, 3, y 4. Leucogranitos foliados biotíticos-moscovíticos con $\pm$ sillimanita y $\pm$ granate (P. de Gargüera). 5 y 6. Monzogranito porfídico biotítico con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita. 7. Granodiontas inhomogéneas foliadas biotíticas con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita. 8. Migmatitas de Tejeda de Tiétar.

valores más altos, como es lógico, corresponden a la roca migmatítica (= 2,0) y a la granodiorita inhomogénea (= 1,4). Esta última diferenciada de las migmatitas s.s., por su mayor evolución textural (diatextita) y una menor o escasa presencia de cordierita. Tanto por criterios de campo como geoquímicos resulta evidente el carácter anatéctico (metasedimentario: granitos tipo-S, $A/CNK > 1,1$, según la clasificación de CHAPPELL y WHITE, 1974), no sólo para las rocas migmatíticas más o menos evolucionadas, sino para los tipos graníticos (ver figura 4.1).

En la figura 4.2 se diferencian dos asociaciones. Una, formada por los monzogranitos porfídicos biotíticos, la granodiorita inhomogénea (con similitud petrográfica y aspecto mesoscópico, salvo distinto grado de evolución textural) y la roca correspondiente a las migmatitas, que representaría, en cierto modo, el protolito o el término menos evolucionado de la serie. La otra, corresponde a los leucogranitos del Pantano de Gargüera que constituyen una asociación aparentemente independiente de la anterior, la cual se proyecta (de acuerdo con su mineralogía) en el sector peraluminosos de la figura correspondiente a los leucogranitos con $Ms > Bi$ (DEBON y LE FORT, 1983, 1988).

Por otra parte, y de acuerdo con el índice de color (minerales oscuros) expresado en tanto por ciento ($B/5,55$), la primera asociación corresponde a un subtipo mesocrático ($IC > 10\%$) con valores de $IC = 30\%$ (migmatita), $IC = 18\%$ (granodiorita inhomogénea) y $IC = 16,5\%$ (monzogranito porfídico). A su vez esta asociación es de tipo potásica [$K/(Na + K) \geq 0,50$] con valores entre 0,54 y 0,58. Mientras que los granitos del Pantano de Gargüera ($IC = 6\%$) corresponden a un subtipo leucocrático ($IC < 7\%$) con afinidad potásica y sódico-potásica [$0,50 > K/(Na + K) \geq 0,45$] (ver figura 4.3).

En los diagramas de variación lineal (tipo Harker) de la SiO_2 , frente a los distintos elementos se aprecian dos líneas evolutivas diferentes para ambas asociaciones. Lo que indica que los granitos del Pantano de Gargüera no forman una línea cogenética con los otros granitos aquí tratados. Por lo que es muy posible que los protolitos de ambas asociaciones sean diferentes. Por otra parte, el comportamiento de algunos elementos traza es diferente para ambas líneas de evolución. Así, el Y aumenta con el contenido en SiO_2 , de las migmatitas a los monzogranitos porfídicos y disminuye en los del Pantano de Gargüera; el Zr aumenta y tiende a disminuir, respectivamente. El Nb, por su parte, se mantiene constante y disminuye; el Li disminuye y aumenta, respectivamente. El comportamiento del Rb, Ba y Sr se indica en la figura 4.4, en la que se aprecia una disminución de la relación Ba/Rb con el grado de diferenciación.

Los contenidos en Nb también marcan diferencias entre ambas asociaciones. Los leucogranitos del Pantano de Gargüera muestran valores entre <10 ppm y 19 ppm propios de granitos colisionales (PEARCE, *et al.*, 1984); mientras que los granitoides inhomogéneos y los monzogranitos porfídicos están ligeramente más enriquecidos (23-25 ppm), lo que hace que, estos últimos, se proyecten en el campo correspondiente a granitos intraplaca y/o dorsal oceánica. (figura 4.5). En el resto de diagramas utilizados (figuras 4.6 y 4.7) ambas asociaciones se proyectan en el campo correspondiente a los granitos sin-colisionales según criterios discriminatorios de PEARCE, *et al.* (1984).

Los datos geoquímicos y de campo permiten sugerir la hipótesis de que el macizo de monzogranitos porfídicos, los granitoides inhomogéneos (principalmente granodioritas más o menos movilizadas de su entorno migmatítico) y las migmatitas mesocráticas, como términos menos

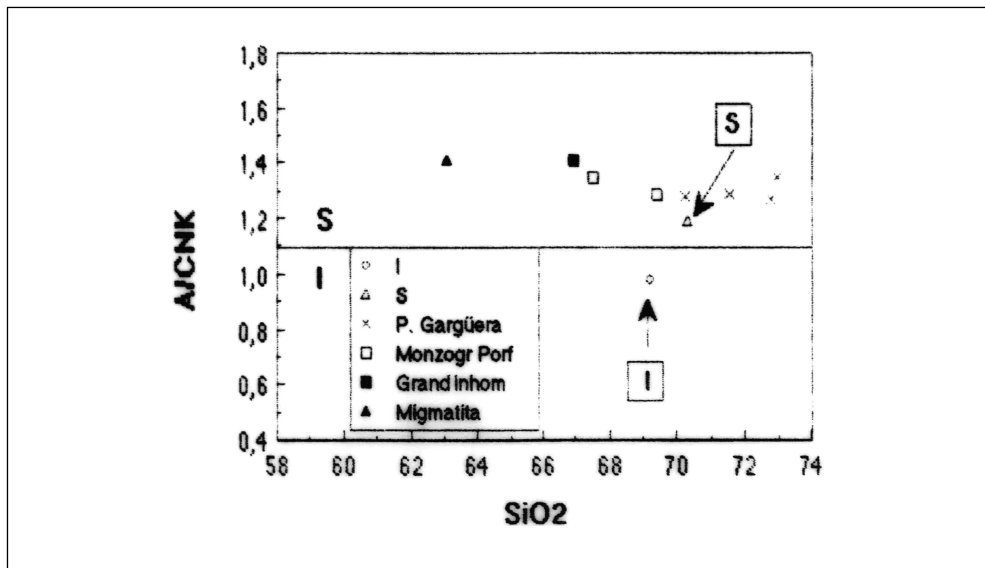


Figura 4.1. Diagrama SiO_2 frente a la relación (en proporciones moleculares) de $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$. La línea correspondiente a $A/CNK = 1,1$ separa los campos de los granitos I (abajo) y S (arriba), según criterios de CHAPPELL y WHITE (1974). Los puntos marcados con flechas muestran la proyección de valores medios representativos de granitos I y S (según WHALEN, *et al.*, 1987).

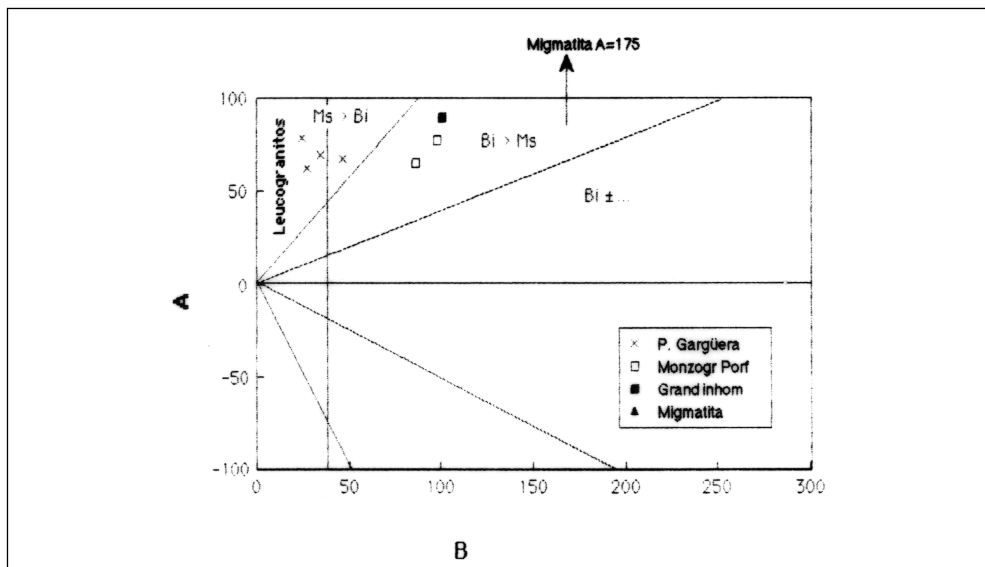


Figura 4.2. Proyección en el diagrama A-B (DEBON y LE FORT, 1983) de los granitos y migmatita analizados. $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ y $B = Fe + Mg + Ti$, están expresados en milicaciones.

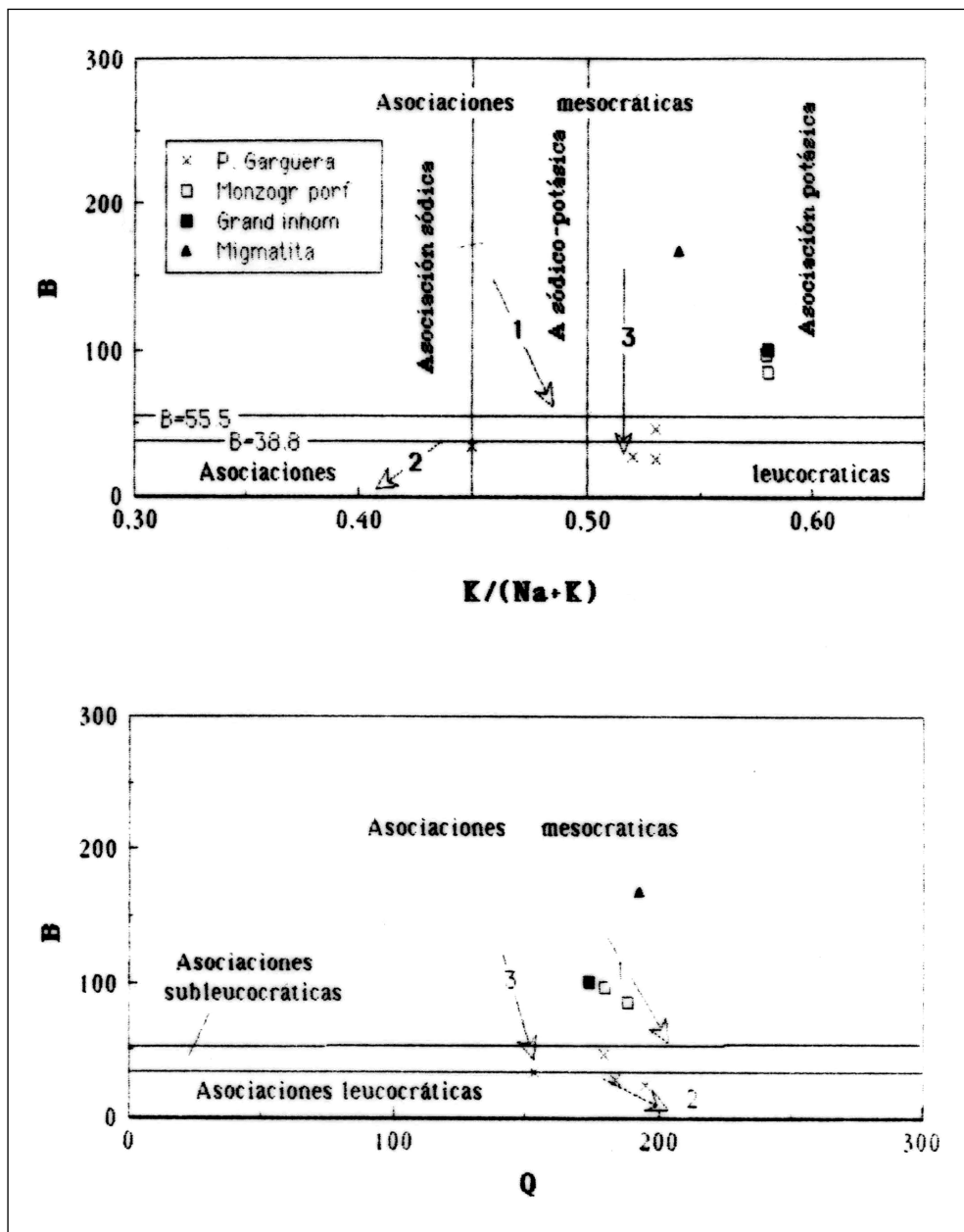


Figura 4.3. Diagramas de clasificación de asociaciones aluminosas usando $B = Fe + Mg + Ti$ como una función de $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca)$ y $K/(Na + K)$ expresadas en milicaciones. Las flechas muestran *trend* teóricos: silico-potásico (1), silico-sódico (2) y silíceo (3) (según DEBON y LE FORT, 1983, 1988).

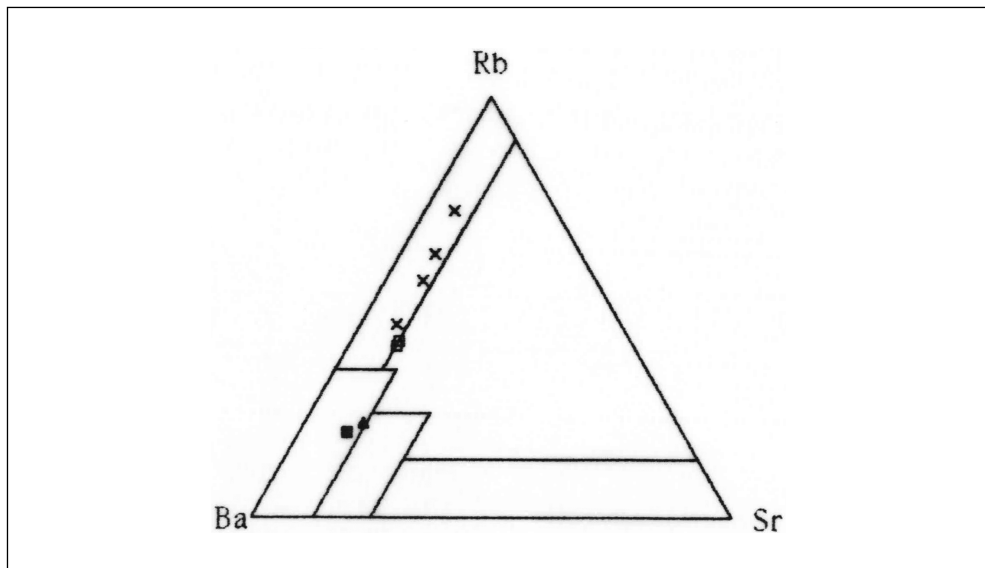


Figura 4.4. Proyección en el diagrama triangular Rb-Ba-Sr de muestras correspondientes a: Leucogranitos del Pantano de Gargüera (cruces), monzogranito biotítico porfídico (cuadrados), granodiorita inhomogénea (cuadrado relleno) y migmatita de Tejada de Tiétar (triángulo relleno).

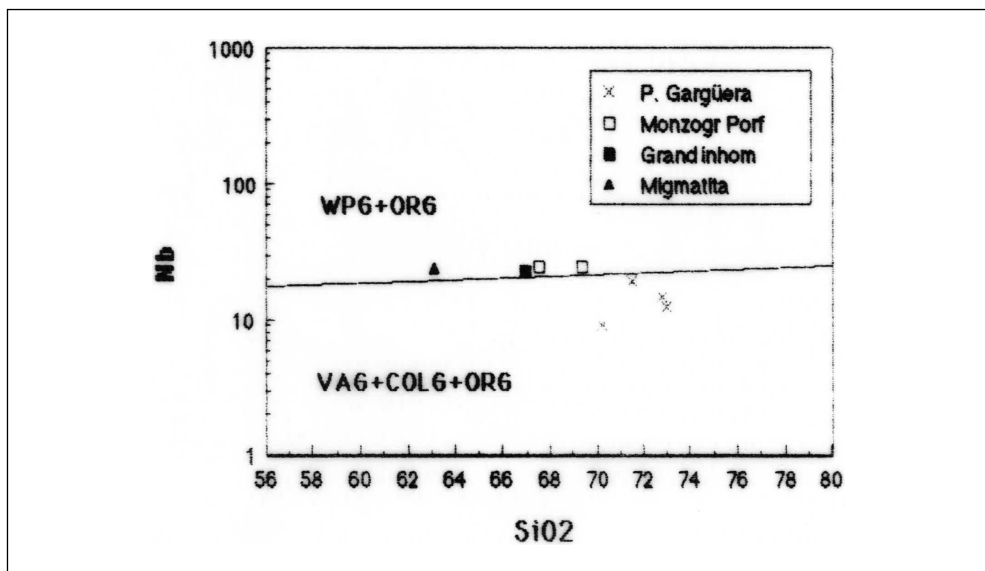


Figura 4.5. Diagrama SiO_2 -Nb que discrimina entre granitos WPG + ORG y VAG + COLG + ORG (WPG: granitos intraplaca; ORG: granitos de dorsal oceánica; VAG: granitos de arco volcánico; COLG: granitos colisionales; según PEARCE *et al.*, 1984).

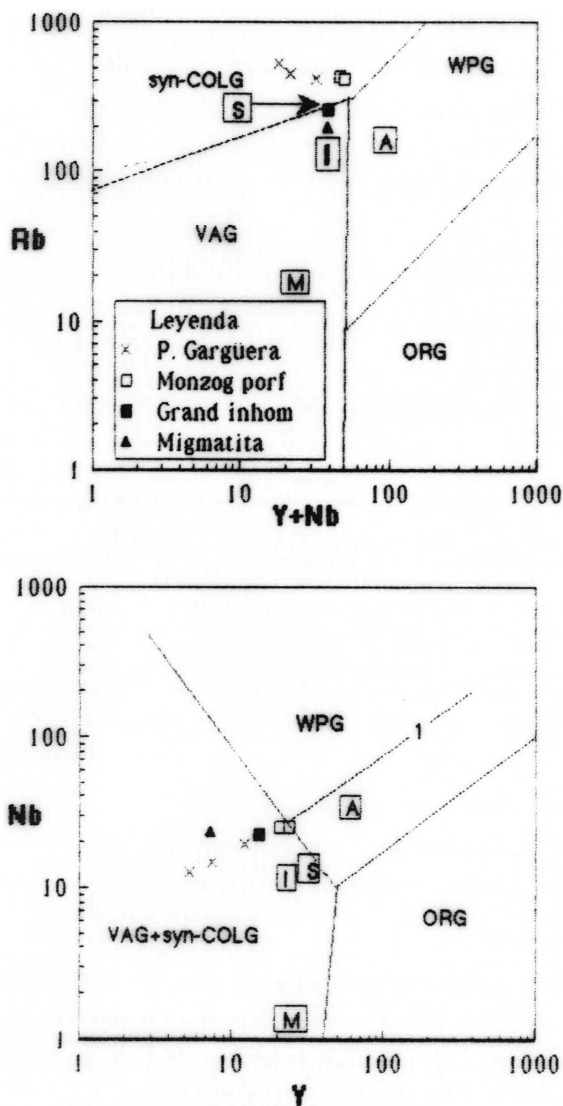


Figura 4.6. Proyección de los diferentes granitos en los diagramas discriminatorios Y-Nb y (Y + Nb)-Nb. WPG: granitos intraplaca; ORG: granitos de dorsal oceánica; VAG: granitos de arco volcánico; COLG: granitos colisionales; según PEARCE *et al.*, 1984). La línea 1 representa el límite composicional superior para ORG de segmentos anómalos de dorsal. Las letras en recuadros representan el punto de proyección de los diferentes tipos graníticos (tipos I, S, A y M) (según valores tabulados por WHALEN, *et al.*, 1987).

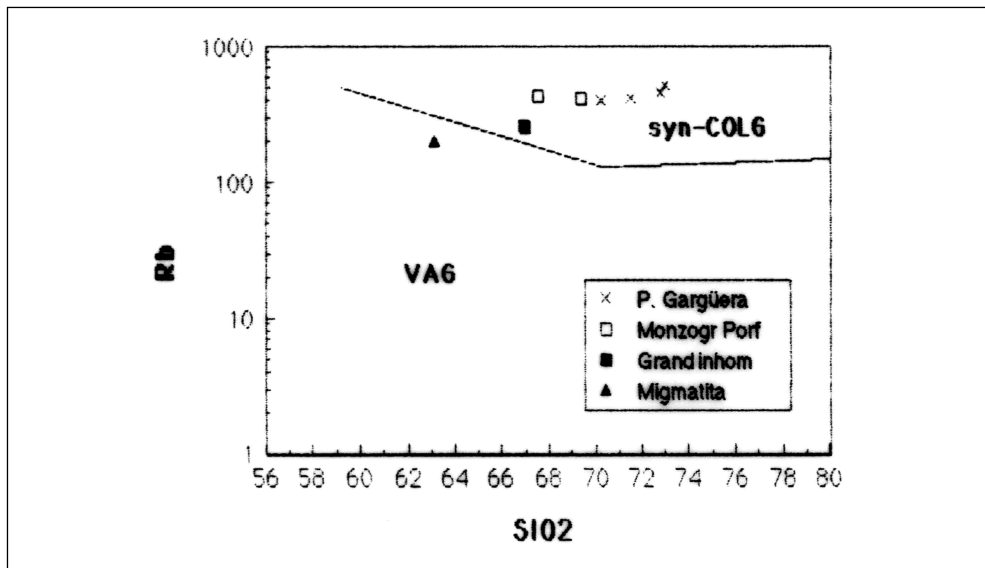


Figura 4.7. Diagrama SiO₂-Rb como discriminante entre granitos de arco volcánico y sin colisionales (según PEARSE, *et al.*, 1984).

evolucionados, representan una asociación magmática procedente de la anatexia (fusión parcial) de un protolito común. La escasez o ausencia de cordierita tanto en los monzogranitos porfídicos como en los granitoides inhomogéneos, sugiere una génesis de estos fundidos en niveles más profundos que en los que se formaron las rocas migmatíticas encajantes. En consecuencia representarían cuerpos más o menos movilizados (subautóctonos).

Por lo que respecta a los leucogranitos del Pantano de Gargüera formarían una asociación, también de origen anatético, aunque presumiblemente procedente de la fusión parcial de un protolito diferente, y por consiguiente con unas características geoquímicas distintas.

B) Macizo granítico de Navalmoral de la Mata

Se han muestreado para análisis químicos las dos variedades más representativas del macizo, es decir, granitos de grano fino-medio, biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita (4 muestras) y granitos de grano medio-grueso ($\pm$ porfídicos), biotíticos-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ andalucita (7 muestras). Parte de los mismos corresponden a la prolongación de estos afloramientos en la vecina Hoja número 625 (Lagartera).

Los diagramas de variación lineal (tipo Harker) de SiO₂/elementos indican que ambos tipos graníticos muestran una misma línea evolutiva, con escasa dispersión para la mayoría de los distintos elementos analizados (tabla adjunta), por lo que se pueden considerar genéticamente relacionados. Fe₂O₃, MgO, CaO y TiO₂ experimentan una disminución respecto al índice de

diferenciación marcado por la sílice, mientras que Na_2O y K_2O presentan cierta dispersión y tendencia a mantenerse o aumentar, respectivamente. En el caso de los elementos traza: Ba, Sr, Y, Nb, Co, V, Cd, Cu y Zn se caracterizan por presentar escasa dispersión y una línea evolutiva de contenido decreciente. El Sn, por su parte, sufre un neto enriquecimiento con el aumento de sílice. Otros como Li y Rb muestran importante dispersión con tendencia creciente. Por último La, Ce, B y Cr tienden a disminuir aunque sus puntos se proyectan en el diagrama de forma muy dispersa.

Esta asociación presenta una relación A/CNK con valores comprendidos entre 1,2 y 1,3, lo que indica un carácter peraluminoso ($\text{A/CNK} > 1,1$; granitos tipo-S, CHAPPEL y WHITE, 1974), tal como se muestra en la figura 4.8. En dicha figura se han representado, también, los valores medios de diversos granitos tipos S e I (según datos tabulados por WHALEN, *et al.*, 1987).

En el diagrama A-B (figura 4.9) estos granitos forman una asociación que se proyecta en el dominio peraluminoso, y va desde términos que se sitúan en el sector $\text{Bi} > \text{Ms}$ al de $\text{Ms} > \text{Bi}$. Siendo los términos menos evolucionados los de grano medio-fino (por otra parte modalmente más ricos en biotita y de emplazamiento anterior a los de grano medio-grueso).

El índice de color (%) calculado a partir del parámetro B indica que los granitos de grano fino-medio ($\text{IC} = 11\%$), forman un conjunto mesocrático, mientras que los otros ($\text{IC} = 8\%$) muestran un carácter subleucocrático.

Por lo que respecta a la relación $\text{K}/(\text{Na} + \text{K})$ se trata de una asociación potásica que evoluciona según un *trend* silíceo tal como indica la figura 4.10. El grado de aluminosidad de esta serie, según valores del parámetro A en milicaciones, varía desde términos altamente aluminosos ($40 \leq \text{A} < 60$) a fuertemente aluminosos ($\text{A} \geq 60$).

En el diagrama triangular Rb-Ba-Sr (figura 4.11) se proyectan en el campo correspondiente a los granitos fuertemente diferenciados, con una relación Ba/Rb decreciente con el grado de evolución.

La utilización de elementos trazas característicos como Rb, Nb e Y (entre otros), ha permitido a PEARCE, *et al.* (1984) proponer una serie de diagramas discriminitorios de marco geodinámico, algunos de los cuales se muestran en las figuras 4.11 y 4.12. Según los mismos, estos granitos muestran características de granitos de marco sin-colisional.

En resumen se puede decir que, el macizo de Navalmoral de la Mata está integrado por granitos que forman una asociación que va desde términos mesocráticos a subleucocráticos, y posiblemente leucocráticos representados por los diques no analizados, de naturaleza peraluminosa (alta a fuertemente aluminosa) y potásica que evoluciona hacia términos enriquecidos en sílice. Dicha asociación deriva de la anatexia de materiales siálicos (granitos tipo-S) generada durante la Orogenia Hercínica en un marco colisional, como consecuencia del apilamiento de material cortical durante las primeras fases orogénicas.

Tabla de análisis químicos de granitos del macizo de Navalmoral de la Mata

	EC 9001	EC 9005	EC 9213	EC 9214	EC 9008	EC 9036	EC 9009	EC 9200	EC 9207	EC 9208	EC 9212
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	68.65	69.60	72.30	70.52	73.80	73.86	70.60	70.82	71.20	72.32	69.96
Al ₂ O ₃	15.14	14.91	14.72	15.19	14.04	14.73	14.32	14.92	15.71	14.92	14.91
Fe ₂ O ₃	3.66	3.53	2.04	3.24	1.47	1.88	3.28	3.07	2.37	2.33	2.77
MgO	0.90	0.91	0.41	0.82	0.21	0.35	0.51	0.70	0.55	0.47	0.58
CaO	1.37	1.25	0.57	1.19	0.54	0.54	0.84	0.83	0.77	0.65	0.93
Na ₂ O	2.88	2.63	2.71	2.60	2.99	2.83	2.99	2.87	3.02	2.90	2.98
K ₂ O	4.84	4.91	4.95	5.34	4.83	4.52	4.68	4.77	4.81	4.94	5.05
TiO ₂	0.61	0.48	0.15	0.45	0.11	0.15	0.24	0.30	0.20	0.21	0.43
MnO	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.46	0.47	0.41	0.45	0.47	0.39	0.47	0.45	0.47	0.41	0.57
Total	98.54	98.72	98.27	99.82	98.47	99.26	97.97	98.75	99.12	99.17	98.21
ppm											
Li	83	81	171	109	99	129	144	112	148	105	136
Rb	546	570	575	578	627	510	708	460	560	434	477
Ba	549	548	238	521	<100	117	349	391	276	255	341
Sr	96	97	60	93	25	44	61	86	76	58	99
Be	3.27	3.56	3.93	3.93	2.37	3.81	4.25	3.46	2.36	3.42	5.25
La	57	64	15	50	18	10	18	26	8	20	14
Ce	108	122	36	124	24	22	52	54	19	36	40
B	20.45	18.56	17.33	19.89	11.04	15.11	15.3	13.33	13.1	14.7	17.04
Bi	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Y	16.32	16.42	11.97	17.29	6.14	7.65	12.66	12.81	11.33	9.06	14.91
Ta	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zr	363	382	146	390	118	120	216	213	136	137	164
Nb	24.47	22.32	18.97	23.93	16.25	16.32	19.82	18.75	18.83	17.98	21.19
Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Co	7.45	6.28	< 5	7.36	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Cr	37	29	13	21	12	11	38	35	24	32	24
V	23	28	15	24.73	7.67	9.65	16.78	20.74	17.14	16.73	18.41
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Cd	3.05	3.09	1.57	2.42	1.47	1.53	2.24	2.4	1.79	1.94	1.91
As	14.14	13.45	13.56	< 10	< 10	14.2	30.75	16.84	< 10	< 10	< 10
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	27	20	10	14	11	8	25	23	15	19	19
Ag	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn	14.79	11.86	17	13.2	18.82	19.55	15.74	< 10	16.49	12.61	17.04
Zn	97	97	66	103	64	56	77	92	74	62	81
Pb	65	60	59	53	43	50	51	59	56	57	56

1,2,3 y 4: Granitos de grano fino-medio biotíticos-moscovíticos con $\pm$ sillimanita. 5 a 11: Granitos de grano medio-grueso biotíticos-moscovíticos con $\pm$ sillimanita y $\pm$ andalucita.

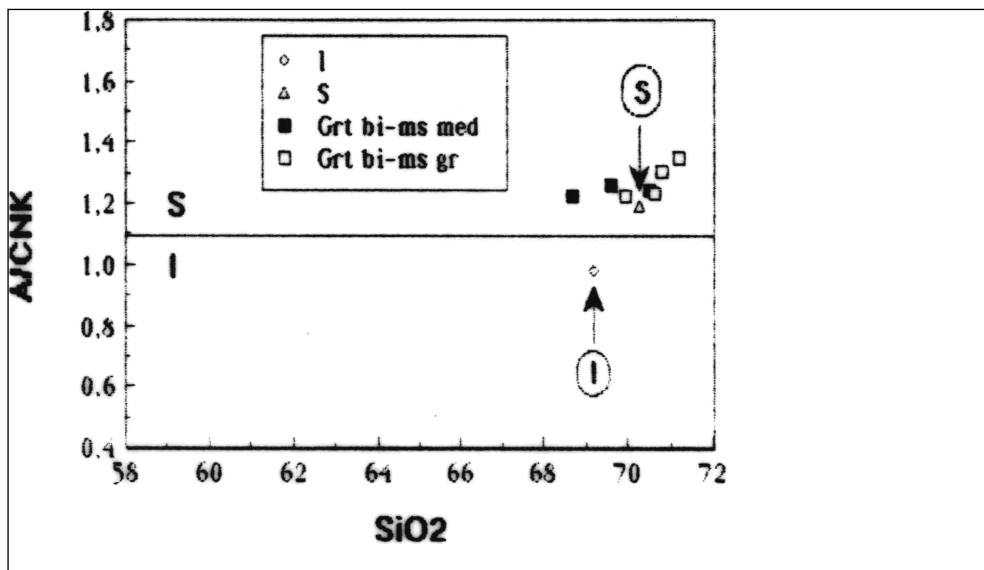


Figura 4.8. Diagrama SiO_2 frente a la relación (en proporciones moleculares) de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. La línea correspondiente a $\text{A/CNK} = 1,1$ separa los campos de los granitos I (abajo) y S (arriba), según criterios de CHAPPELL y WHITE (1974). Los puntos marcados con flechas muestran la proyección de valores medios representativos de granitos I y S (según WHALEN, *et al.*, 1987).

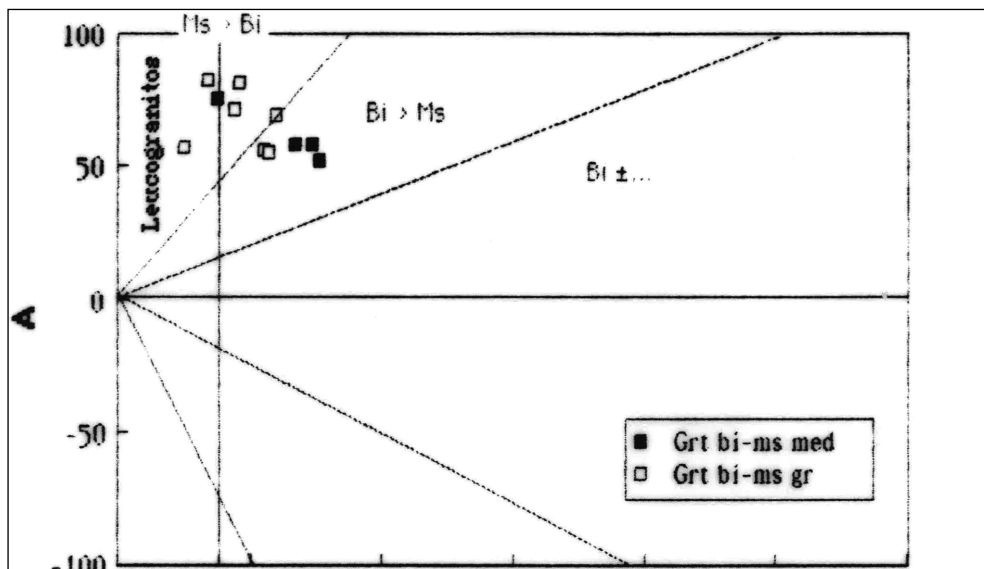


Figura 4.9. Proyección en el diagrama A-B (DEBON y LE FORT, 1983) de los granitos del macizo de Navalmoral de la Mata. $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ y $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$, están expresados en milicaciones.

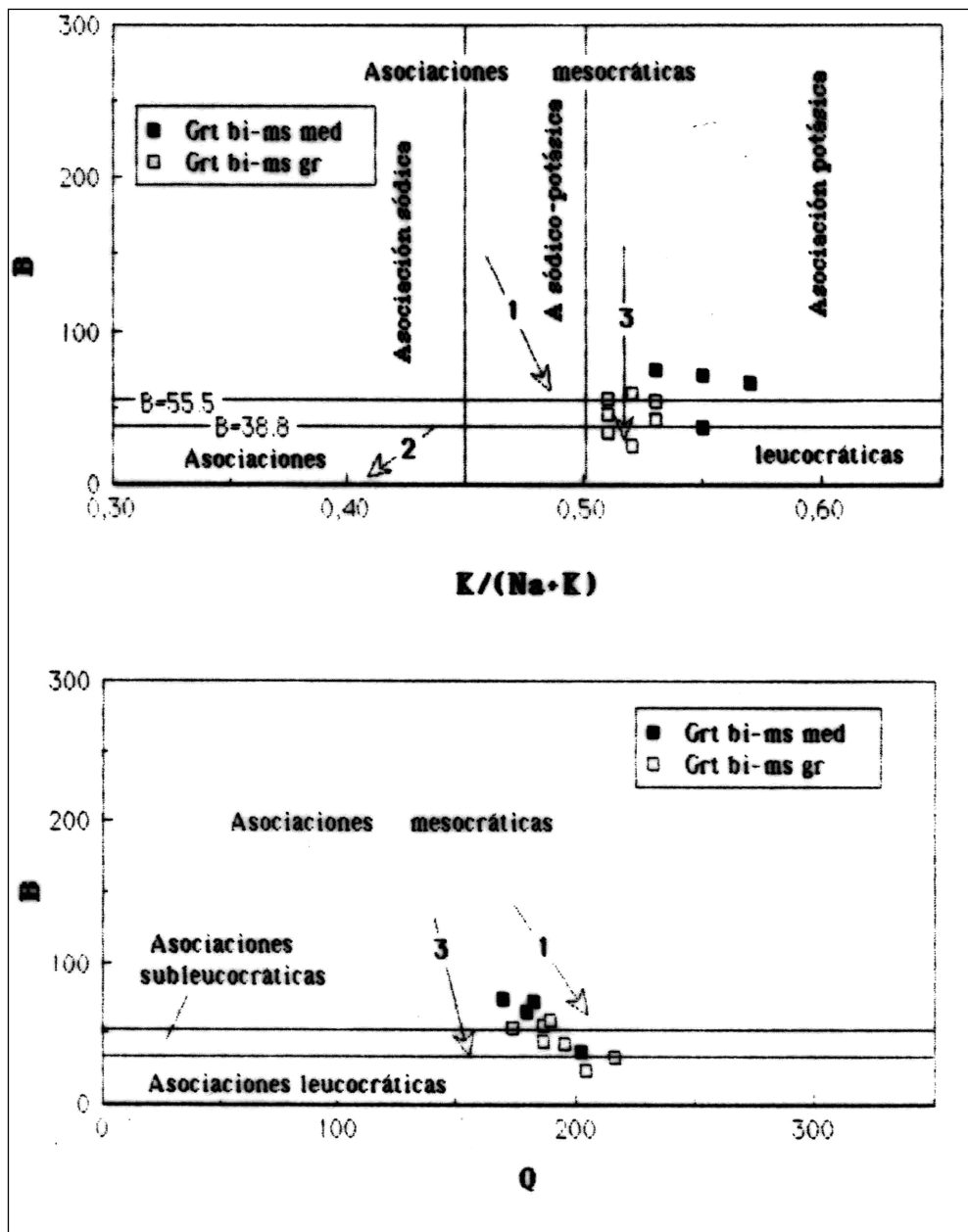


Figura 4.10. Diagramas de clasificación de asociaciones aluminosas usando $B = Fe + Mg + Ti$ como una función de $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca)$ y $K/(Na + K)$ expresadas en milliciones. Las flechas muestran *trend* teóricos: silico-potásico (1), silico-sódico (2) y silíceo (3) (según DEBON y LE FORT, 1983, 1988).

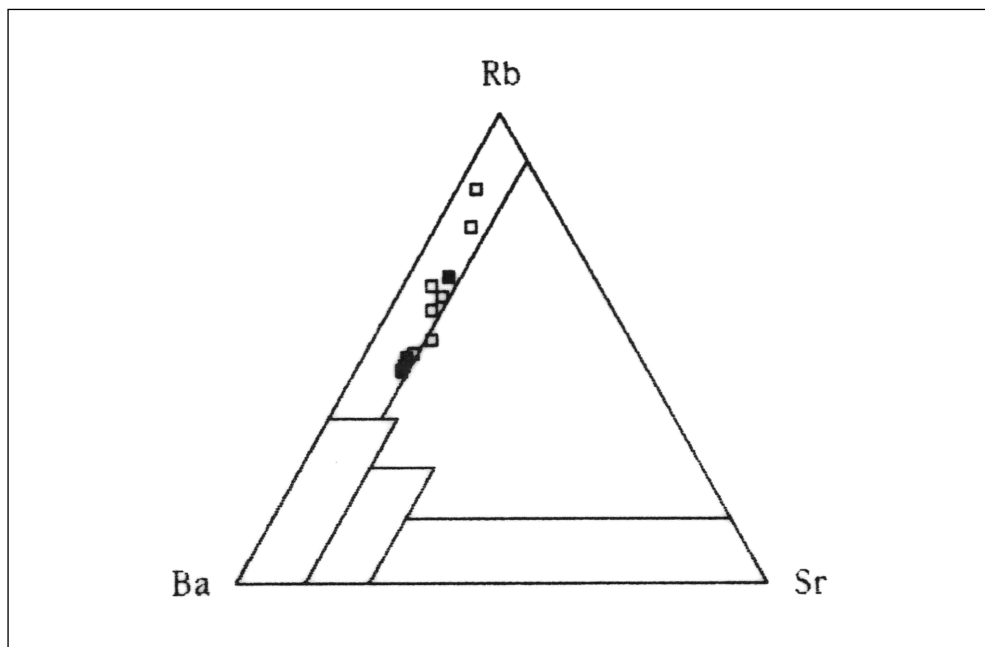


Figura 4.11. Proyección en el diagrama triangular Rb-Ba-Sr de granitos del Macizo de Navalmoral de la Mata, granitos de grano fino-medio biotíticos-moscovíticos (cuadrados rellenos) y granitos de grano medio-grueso biotíticos-moscovíticos (cuadrados).

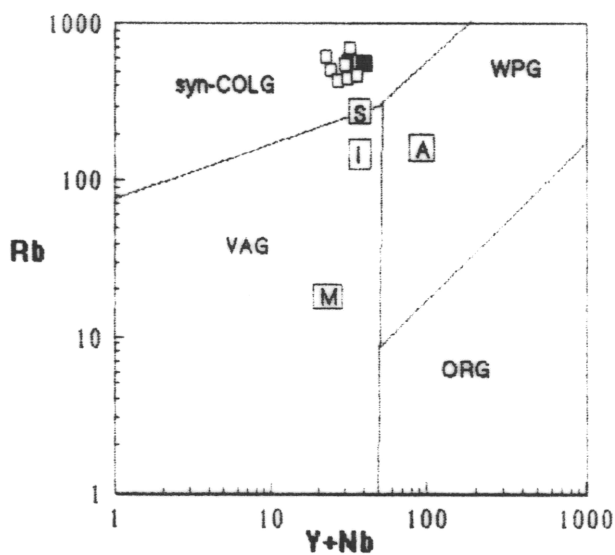
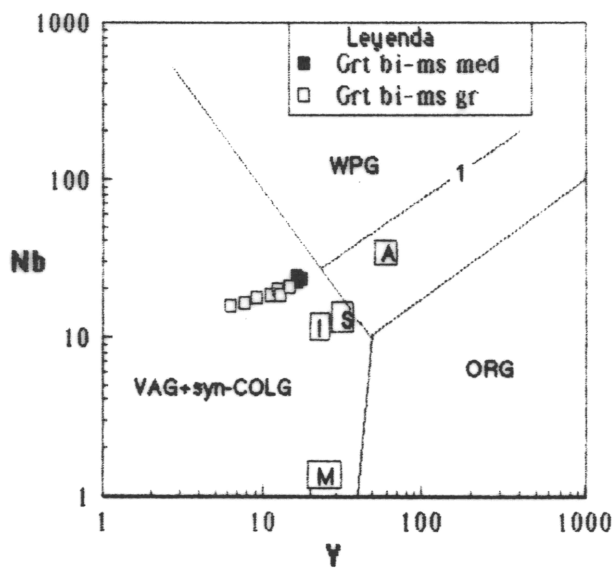


Figura 4.12.

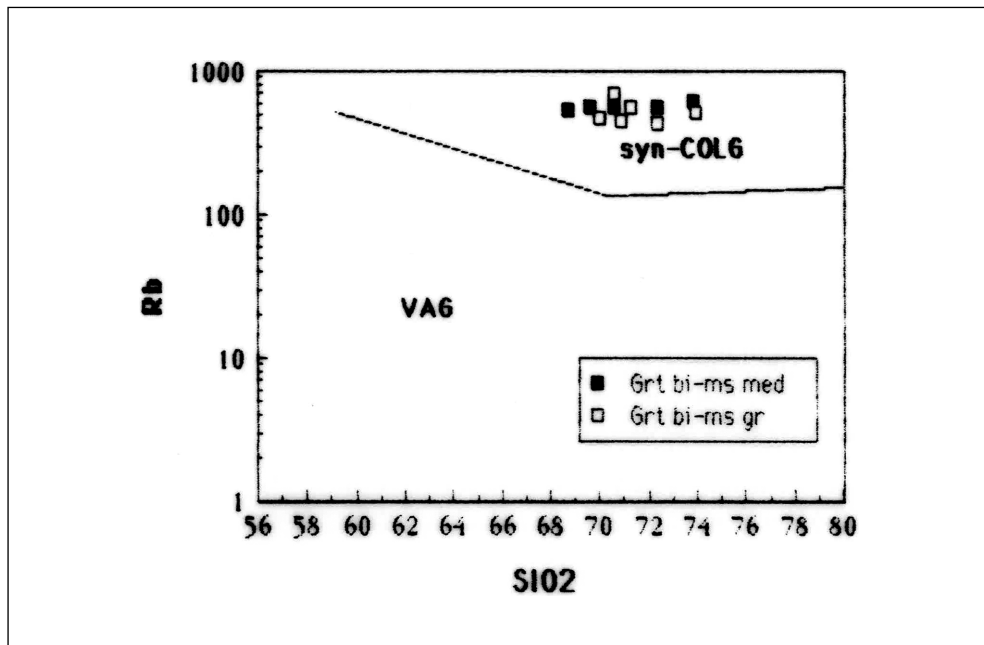


Figura 4.13. Diagrama SiO₂-Rb como discriminante entre granitos de arco volcánico y sin-colisionales (según PEARSE, *et al.*, 1984). Obsérvese su clara proyección en el campo de los ggranitos sin-colisionales.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La descripción de la evolución histórica de la geología del área de estudio, irá encaminada en el mismo sentido que la tectónica. Es decir, se describirán los diferentes ciclos tectónicos que condicionan el depósito de los sedimentos e intrusión de rocas ígneas y son los siguientes. Ciclo Prehercínico y Hercínico y Ciclo Alpino.

5.1. CICLO PREHERCÍNICO Y HERCÍNICO

Los materiales metasedimentarios que afloran en la presente Hoja, están integrados por: la Unidad migmatítica de Tejeda de Tiétar, que aunque de edad incierta, suele atribuirse tradicionalmente al Precámbrico y/o Cámbrico Inferior; por una sucesión pizarroso-grauváquica atribuible al Complejo Esquisto Grauváquico; y, por un conjunto de pizarras y unos niveles de cuarcitas de edad Ordovícico Inferior.

El escaso desarrollo de estos afloramientos, así como la deficiente calidad de los mismos, dificulta la reconstrucción paleogeográfica y, en definitiva, la historia geológica de éstos.

Por criterios regionales se sabe, que en ciertos sectores de la Zona Centro Ibérica, como la parte oriental del Sistema Central, donde los materiales han sido menos afectados por la Orogenia Hercínica, se pueden observar series néisicas (localmente ortoneises). Sobre éstas se sitúa un conjunto metasedimentario de naturaleza detrítica con intercalaciones locales de niveles carbonatados (marmoles) y sobre ellos, discordante, el Ordovícico Inferior.

En el área de Salamanca, los materiales metasedimentarios más bajos corresponden a la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, 1980), compuesta por pizarras arenosas, pizarras negras bandeadas, microconglomerados y conglomerados. Los tramos microconglomeráticos compuestos por cuarzo y feldespatos en una matriz sericítico-arcillosa, han sido denominados porfiroides (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973). Esta formación pasa gradualmente hacia techo a una sucesión compuesta por limolitas y pizarras con pasadas de areniscas, que intercalan localmente niveles carbonatados (calizas, brechas, paraconglomerados, etc.) y algunos tramos, métricos a decamétricos, de pizarras carbonosas negras o grises, microbandeadas (Formación Aldeatejada, DÍEZ BALDA, 1980). Ambas formaciones pertenecen al denominado Complejo Esquisto Grauváquico y pueden correlacionarse (DÍEZ BALDA, *et al.*, 1990) con la serie Superior definida por ROBLES CASA y ÁLVAREZ NAVA (1988) en el Domo de las Hurdes y con la Formación definida en los Montes de Toledo con el nombre de limolitas del Pusa (SAN JOSÉ, *et al.*, 1974).

La edad de estos materiales ha sido atribuida tradicionalmente al Precámbrico terminal (Rifeense superior/Vendiense-Cámbrico Inferior); sin embargo, recientemente DÍEZ BALDA, *et al.* (1990) les atribuyen, tanto a la Formación Monterrubio como a la de Aldeatejada, una edad Cámbrico Inferior.

Algunos tramos de la Formación Aldeatejada han sido interpretados como depósitos de abanico submarino que evolucionan gradualmente hacia condiciones de plataforma cada vez más somera hacia el techo de la formación (DÍEZ BALDA, 1986). Por otra parte, NOZAL MARTÍN y ROBLES CASA (1988) la interpretan como depósitos de plataforma que evoluciona a facies arenosas (playa) por cambios en el nivel del mar.

Las areniscas de Tamames, en continuidad estratigráfica con la F. Aldeatejada (DÍEZ BALDA, 1980), representarían ya facies someras francas; sobre ellas se sitúan las calizas arrecifales de Tamames, que corresponden a un ambiente marino dominado por mareas

Es muy probable que las rocas migmatíticas aflorantes en la Hoja, al igual que los materiales metasedimentarios con ellas relacionados (vértice NO de la Hoja) y más exactamente representados en la vecina Hoja número 958 (Plasencia), correspondan a los materiales arriba aludidos.

Según DÍEZ BALDA, *et al.* (1990) no existen evidencias de deformaciones ante-cámbricas en el área de Salamanca. Tampoco existen pruebas en este sentido dentro de los materiales aflorantes en la Hoja. No obstante, fuera del ámbito de la misma, existen evidencias de una deformación previa a la hercínica (Fase Sárdica) responsable de la formación de pequeños pliegues cortados por la S_1 hercínica (OEN ING SOEN, 1970; MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1978) y de la discordancia del Ordovícico Inferior sobre los materiales Cámbricos y/o Precámbricos. En el entorno O de la presente Hoja dichos pliegues tendrían una dirección aproximada NE-SO y plano axial subvertical, sin desarrollo de esquistosidad asociada (MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1978).

Por consiguiente, el metamorfismo y la deformación que se reconocen en los materiales del substrato (anteriores a los depósitos terciarios de la Cuenca del Tajo) son producto de la Orogenia Hercínica. Durante la misma tiene lugar una deformación polifásica y un metamorfismo plurifacial que se desarrolla en torno a las principales fases tectónicas. Las dos primeras fases de deformación van acompañadas de desarrollo de esquistosidad, con cizallamientos dúctiles al final de la segunda fase. El metamorfismo regional comienza con la primera fase en condiciones de presiones intermedias con formación de granate, sillimanita y, localmente, distena y estauroлита. Este metamorfismo evoluciona hacia condiciones de menor presión (cordierita y $\pm$ andalucita), durante la segunda y tercera fases de deformación. Los fenómenos de migmatización corresponden a esta segunda etapa metamórfica (M_2), que debió producirse con posterioridad al desarrollo de S_2 , ya que los movilizados graníticos asociados a las migmatitas la afectan.

Durante las últimas fases (F_3 y F_4) se producen, por lo general, pliegues de gran radio, y es cuando tiene lugar la mayor parte de las intrusiones graníticas del Sistema Central con desarrollo de metamorfismo de contacto. Durante F_3 o tardi- F_3 , en algunas áreas del Sistema Central, se desarrollan núcleos plutono-metamórficos con migmatización asociada. En la Hoja número 529 (Santa María del Berrocal), SÁNCHEZ CARRETERO, *et al.* (en prensa) describen un episodio metamórfico (M_3) tardicinemático respecto de F_3 y de bajas presiones, que se caracteriza por una blastesis estática y migmatización local, que no responde a un simple efecto térmico de contacto, sino a un mecanismo más amplio que genera un domo térmico en relación con el emplazamiento de masas graníticas.

Con posterioridad a estas últimas fases de deformación tiene lugar el desarrollo de una tectónica frágil de fracturación tardi-hercínica, que afecta a todo el conjunto meridional de la sierra de Gredos según dos sistemas principales de dirección dominante: E-O y NNE-SSO. El primero sería responsable de la compartimentación en bloques de la sierra de Gredos, delimitando las áreas elevadas de la misma, el escalón morfológico de la Comarca de la Vera y la Cuenca del Tajo. El segundo, es a nivel regional, el más desarrollado; son fracturas de gran recorrido (hasta 20 km) y están muy bien representadas en la Hoja número 599 (Jaraiz de la Vera). Este sistema es posterior al desarrollo de una etapa extensional («Episodio dúctil extensional tardi-hercínico» de DOBLAS, 1990), ya que afecta a la Falla dúctil-frágil, de dirección E-O, que atraviesa la mitad meridional de la Hoja de Jaraiz de la Vera.

5.2. CICLO ALPINO

De acuerdo con los datos existentes de la región, el registro sedimentario en la Cuenca del Tiétar empieza en el Mioceno. De igual forma que en otras cuencas sedimentarias instaladas sobre el Macizo Hespérico, el origen de las mismas debió estar relacionado con una fracturación relativamente importante, que condicionó cuencas continentales largas y estrechas, configuración no diferente al diseño fósil que en la actualidad presenta.

Los primeros sedimentos que se producen en la Cuenca corresponden a conglomerados cementados de matriz limo-arenosa. Estos depósitos se interpretan como abanicos aluviales que deben estar asociados a una cuenca continental en la que los bordes, sujetos a una actividad tectónica, son los que condicionan en gran medida el suministro de materiales clásticos,

procedentes de la erosión de los macizos periféricos de la cuenca. En la Hoja de estudio hay dos sistemas diferentes, uno al Norte situado sobre zócalo perteneciente a la sierra de Gredos, y otro al Sur sobre zócalo de los Montes de Toledo. Las gravas medias y las arcosas probablemente pertenezcan a las partes medias y distales de estos sistemas, que presumiblemente irrumpen en un medio de tipo lacustre, según se deduce de la presencia de niveles de arcillas y de sedimentos silíceos y carbonatados en otras partes de la Cuenca, fuera de la Hoja de estudio. La edad de estos acontecimientos se establece en el Mioceno (probablemente Medio-Superior), de acuerdo con los restos paleontológicos encontrados en Calzada de Oropesa (LÓPEZ-MARTÍNEZ, 1991).

Por encima de esta sucesión se instala otro ciclo de gravas y arenas que debe estar en relación con sucesivos periodos de dismantelamiento de los bordes de la Cuenca. La edad asignada para este nuevo ciclo es Plioceno y se correlaciona con el relleno y tapizado de las denominadas «rañas» de la Meseta. Algunos autores consideran a las «rañas» como horizontes cronoestratigráficos, otros propugnan la hipótesis de que son depósitos aluviales asociados a bordes de cuenca y que tienen lugar en varios ciclos deposicionales (MARTÍN SERRANO, 1988).

Es a lo largo del Cuaternario cuando se produce probablemente una reactivación de las líneas de fractura antiguas, según se deduce de los lineamientos observados en sedimentos pertenecientes al Mioceno y Plioceno y que configura en gran medida la red fluvial actual. Red fluvial que pone de manifiesto un encajamiento progresivo y variable de los niveles de aterramiento del río Tiétar y afluentes.

Los relieves residuales configurados quedan parcialmente tapizados por un recubrimiento, que determina todos los depósitos de vertientes, donde quedan incluidos los abanicos aluviales más recientes que se observan en la actualidad.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

El área que nos ocupa, Hoja de Naval Moral de la Mata, número 13-25, disfruta de un clima en cuanto a su régimen de humedad de tipo *mediterráneo seco*, según la clasificación agroclimática de J. Papadakis, con inviernos y veranos cálidos.

Para un periodo comprendido entre 1940 a 1985, las temperaturas medias anuales se encuentran comprendidas entre los 18 °C en el extremo suroccidental de la Hoja, hasta los 16 °C en la esquina NE de la misma (ver figura 6.1).

Para el mismo periodo, la precipitación media anual ponderada en el área, es de aproximadamente 885 mm/año, superior a la registrada en la cuenca del Tajo (640 mm/año). Esto equivale aproximadamente a 2.890 Hm³/año, esto es, un 8,1% del total de precipitaciones registradas en dicha cuenca.

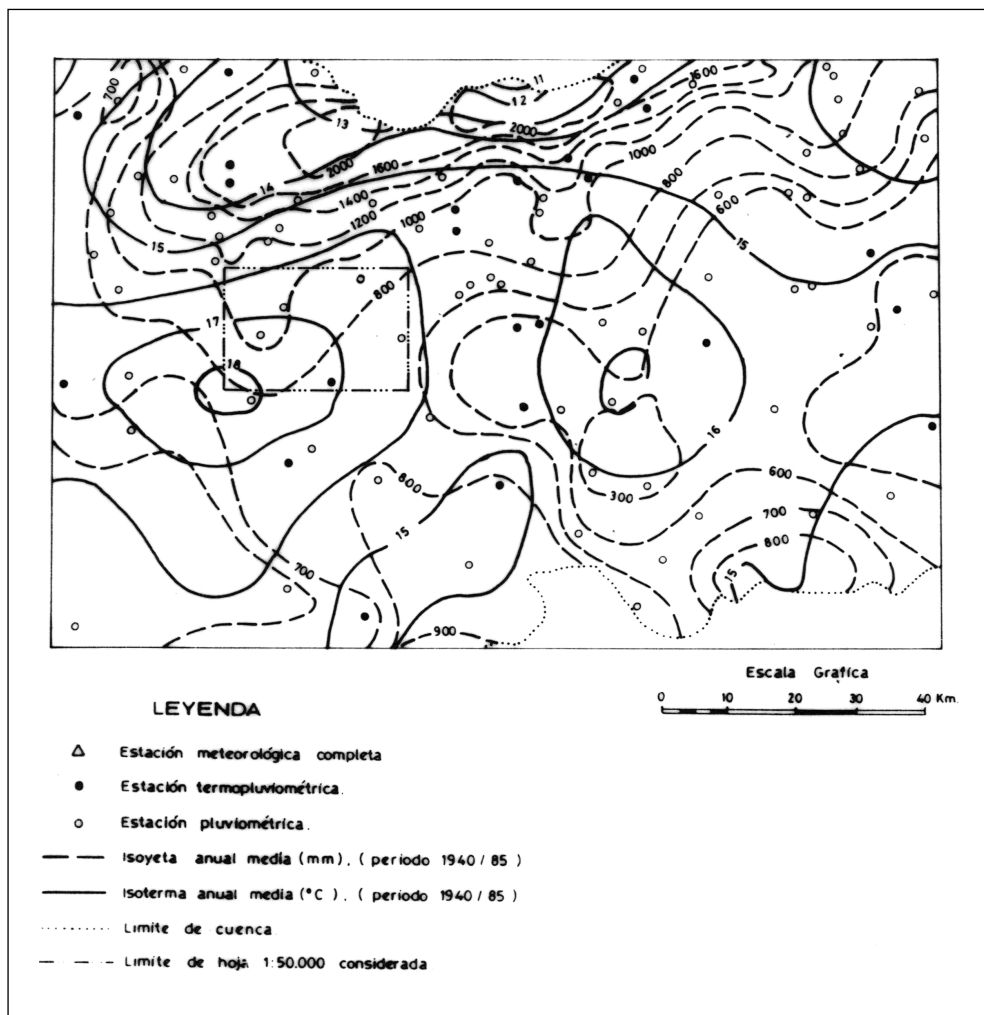


Figura 6.1. Mapa regional de isoyetas e isotermas (extraído del Plan Hidrográfico de la Cuenca del Tajo, MOPU).

La distribución espacial de estas precipitaciones presentan un máximo de 1.200 mm en la esquina noroccidental de la hoja, con una tendencia de variación decreciente hacia el SE, donde se registran valores inferiores a 800 mm/año (ver figura 6.1).

Según el método de Thornthwaite, para un periodo comprendido entre 1955 a 1985, la evapotranspiración media ponderada en el área es de unos 875 mm/año, lo que equivale aproximadamente a 2.870 Hm³/año.

6.1.2. Hidrología superficial

La mayor parte de las aguas superficiales, en este sector, discurren principalmente a través del río Tietar, que atraviesa el cuadrante noroccidental de la hoja, y por arroyos tributarios del mismo de escasa importancia que configuran una red mal jerarquizada de funcionamiento estacional, entre los que cabría destacar en la margen Norte, el arroyo de Santa María y Garganta de Garabo y en su margen Sur, el arroyo de Porquerizo, arroyo del Palancoso y el Fresnedoso.

Las agua del sector surcentral de la Hoja, al Sur de Casatejada hasta Millares, discurren hacia el Sur, a través de arroyos menores de circulación estacional, siendo reguladas por el embalse de Arrocampo-Almaraz. Dicho embalse tiene una capacidad de 35,5 Hm³.

Las aguas del río Tiétar se encuentran reguladas por el embalse de Torrejón, situado más hacia el O, fuera de los límites de la hoja, en la desembocadura del río Tiétar en el río Tajo. Este embalse tiene una capacidad total de 176 Hm³, regulando una cuenca de 37.094 km².

No existe en la hoja ninguna estación para el control de calidad de las aguas superficiales. Basándonos en los datos suministrados por las estaciones números 161 y 184 de Arenas de San Pedro y Bazagona, situadas ambas fuera de los límites de la hoja, al NE y SO respectivamente, podemos asignarles un Índice de Calidad General (ICG) comprendido entre 80 y 90, por lo que se trataría de aguas de buena calidad. La evolución en la contaminación de estas aguas en estas estaciones, refleja un comportamiento fluctuante con tendencia desfavorable.

6.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa en la cuenca hidrográfica del Tajo, en el extremo occidental del Sistema Acuífero número 14, Madrid-Toledo-Cáceres, del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS).

Litológicamente, se pueden diferenciar en la hoja dos grandes conjuntos litológicos. Un primer conjunto constituido por rocas ígneas y metamórficas de edad Precámbrico-Paleozoica, que constituyen el basamento impermeable sobre el que descansa el segundo conjunto permeable, constituido por materiales detríticos de edad Terciario-Cuaternario (ver figura 6.2).

Este conjunto permeable ocupa aproximadamente 80% de la superficie de la hoja, y está constituido por un Terciario detrítico continental, formado por una sucesión monótona de lutitas arenosas y arenas lutíticas que se apoyan discordantemente sobre el zócalo granítico, cuyo mecanismo de depósito corresponde a una red de abanicos aluviales, y sobre este, discordantemente se depositan las formaciones detríticas Cuaternarias que corresponden a depósitos aluviales, rellenos de fondo de valle y grandes conos de deyección procedentes del Norte, y por glaciares, coluviones y derrames, depósitos estos últimos que presentan menor importancia por su escasa extensión y potencia.

Estas formaciones permeables están conectadas hidráulicamente entre sí, constituyendo el Sistema Acuífero número 14, Madrid-Toledo-Cáceres.

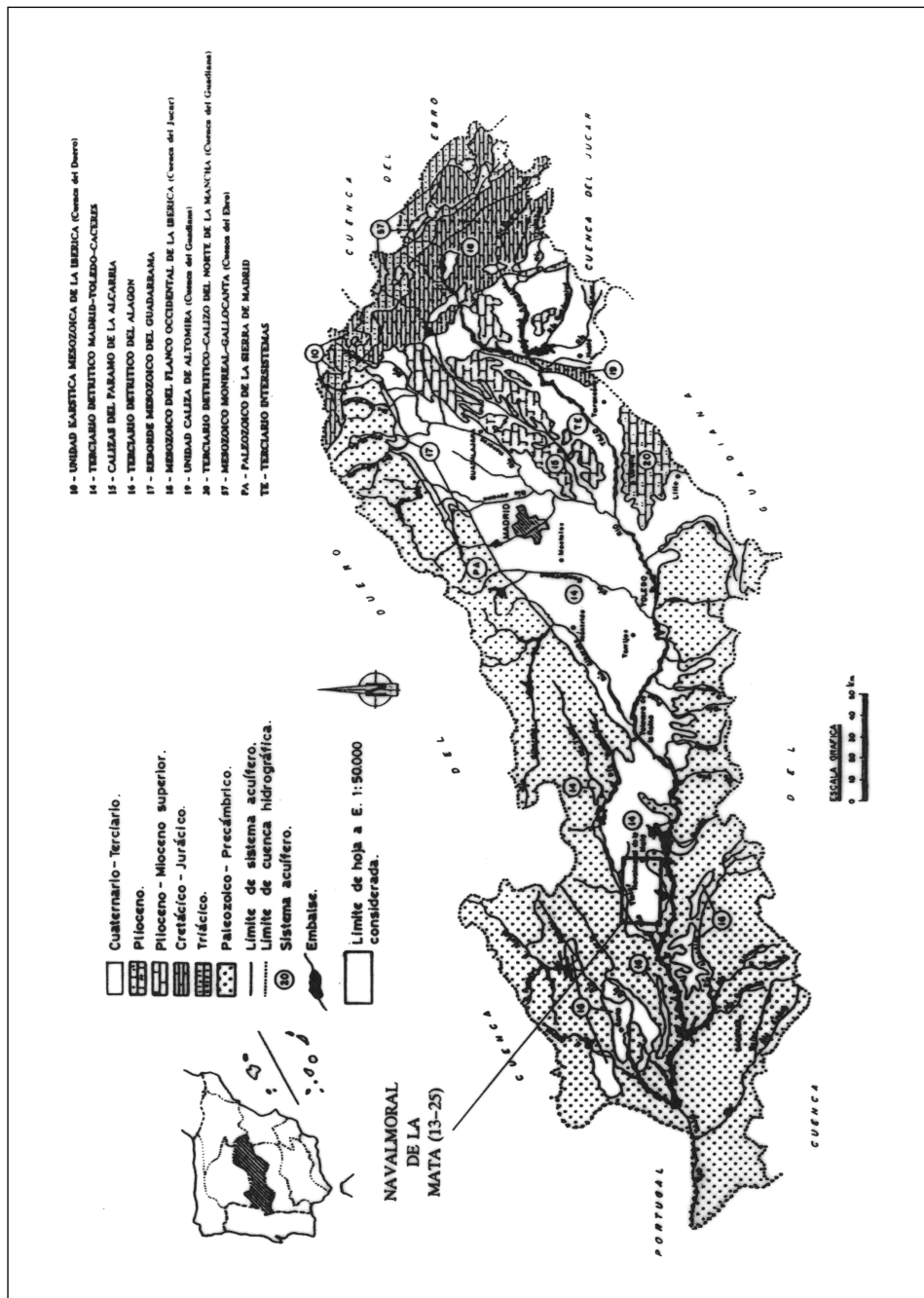


Figura 6.2. Mapa de situación de los sistemas acuíferos de la Cuenca del Tajo.

Deben su permeabilidad a porosidad intergranular. La propia naturaleza de estos sedimentos hacen de este un acuífero anisótropo y heterogéneo, actuando como un acuífero multicapa, donde la circulación se establece desde los interfluvios (zonas de recarga) hasta los valles de los ríos y arroyos (zonas de descarga). La alimentación de estos facies permeables, se debe principalmente al agua de lluvia.

Las rocas ígneas y metamórficas afloran en las esquinas, Noroccidental y Suroriental de la hoja. Constituyen un conjunto de muy baja permeabilidad, debiéndose esta, al mayor o menor grado de fracturación y/o alteración de la roca.

Algunos de la fractura N 30°-40° E, como es el caso de la falla de Belvis que pone en contacto los materiales igneos y metamórficos del Sureste de la hoja con el Terciario, están salpicadas de pequeños manantiales a lo largo de la misma (Fuente de los Barros, Fuente de la Poza, Fuente del Caminero, Fuente de los Pilonos).

En la hoja existen gran cantidad de captaciones de agua en forma de pozos domésticos, sondeos, balsas, etc., y la mayoría de ellos son pozos de gran diámetro utilizados para el abastecimiento de casas de labranza, localizados principalmente sobre los facies permeables. De los puntos de aguas existentes en la hoja se han inventariado seis manantiales, cinco sondeos, ocho pozos y una galería, lo que hacen un total de 20 puntos (ver cuadro Inventario Puntos de Agua).

La calidad química de las aguas subterráneas, es bastante constante en todo el acuífero detrítico (ver figura 6.3. «Diagrama logarítmico de SCHOELLER. Campo de variación de las aguas subterráneas en la comarca de «Campo Arañuelo»), estando condicionada ésta por factores de tipo litológico, tiempo de permanencia de las aguas en el acuífero y contaminaciones puntuales sobre todo de tipo orgánico. En general, la calidad es buena, pudiendo ser utilizadas incluso para consumo humano.

Existe un predominio de la facies bicarbonatadas cálcicas a bicarbonatadas cálcico-magnésicas y se trata por lo general de aguas poco mineralizadas, blandas a medianamente duras. Asociado a zonas de descarga del acuífero detrítico aparecen facies sulfatados, cálcico-sódicas a cloruradas-sódicas.

Hay que tener en cuenta que dada la conexión hidráulica entre el río y el acuífero, hay bastantes posibilidades de contaminación del acuífero al recoger aguas superficiales contaminadas, por lo que se debe poner especial cuidado en que estos vertidos no se realizan en áreas de recarga, sobre todo si estas se encuentran especialmente fracturadas y en lugares en los que el nivel freático esté próximo a la superficie.

6.2. RECURSOS NATURALES

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

Dentro del ámbito de la presente Hoja, no existe ninguna explotación minera, tan sólo se puede citar, según se desprende de la bibliografía consultada y de las observaciones realizadas durante la ejecución de la cartografía geológica, algún indicio de escaso interés.

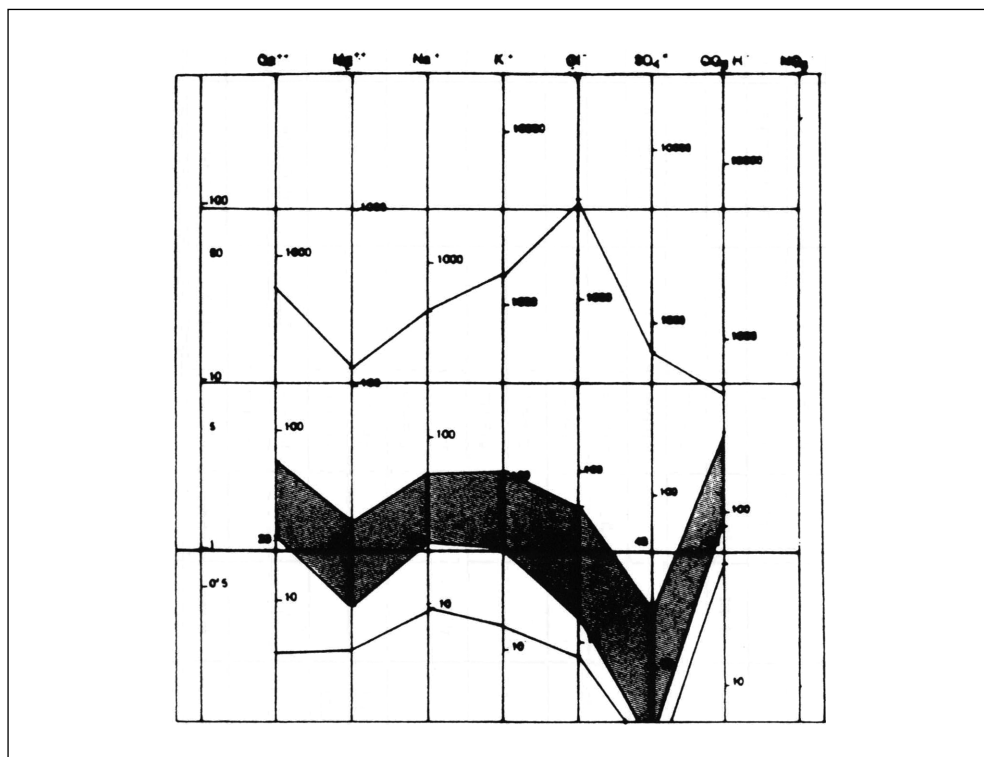


Figura 6.3. Diagrama logarítmico de SCHOELLER (modificado). Campo de variación del quimismo de las aguas en la comarca «Campo Arañuelo».

6.2.1.1. *Minerales metálicos*

El indicio conocido está ubicado en el Macizo granítico de Navalморal de la Mata y dentro del término municipal de Millanes, se trata de un pequeño indicio improductivo de fósforo (Coordenadas UTM: 280050, 4416470) de morfología filoniana NE-SE, con una mineralogía compuesta por cuarzo, apatito y micas (Indicio Casajero).

6.2.1.2. *Minerales no metálicos*

El potencial minero, correspondiente a este apartado, es prácticamente nulo, como se desprende de la ausencia de indicios o labores encaminadas a su explotación.

Las arenas del Terciario, en el cuadrante nororiental de la Hoja, parecen tener mayor componente silíceo. Si la componente del 75% en SiO_2 , podría pensarse en su uso como arenas silíceas.

Cuadro resumen inventario puntos de agua Navalморal de la Mata 13-25 (624)

Número punto	Coordenadas			Nat.	Prof. obra (m)	Usos	Nivel Piez.		Caudal		Litolo	Conduc. (μh/cm²)	Facies	Ph	Origen docu.	Fecha
	X	Y	Z				(msnm)	fecha	(m³/h)	fecha						
13251001	421610	597835	245	M		A.R.			5,00	1981	Arenas	110	bicarb.Na	6.10	ITGE	1990
13251002	418500	594065	260	S	230,00	O					Arenas				ITGE	1990
13252001	428445	599620	240	M		O			0,60	1981	Arenas	276	Cl.Ca-Na	5.95	ITGE	1990
13253001	433650	600960	270	P	8,00	A	264,00	1981			Arenas				ITGE	1990
13253002	433598	601050	270	P	6,00	A	265,00	1981			Arenas				ITGE	1990
13253003	434565	595900	259	M		A					Arenas				ITGE	1990
13253004	436025	594850	261	M		G			0,30	1981	Arenas				ITGE	1990
13253005	435850	596575	261	S	350,00	O					Arenas				ITGE	1990
13254001	439500	601660	250	P	5,50	R					Arenas				ITGE	1990
13254002	439680	601450	350	P	5,50	R					Arenas				ITGE	1990
13254003	442620	599075	262	M		O			3,60	1981	Arenas				ITGE	1990
13254004	441200	599745	260	M		A					Arenas	175	Cl+Sulf.Ca-Na	6.50	ITGE	1990
13255001	421500	591295	258	S	70,00	O					Arenas				ITGE	1990
13257001	435800	585975	295	S	63,00	O	290,60	1981	4,40	1981	Arenas				ITGE	1990
13257002	435200	585375	283	G		A			0,80	1981	Arenas				ITGE	1990
13257003	432165	585450	162	S	162,00	O					Arenas				ITGE	1990
13258001	442950	590425	285	P	15,00	A	276,62	1981			Arenas				ITGE	1990
13258002	439100	588565	300	P	65,00	O	297,50	1981			Arenas				ITGE	1990
13258003	439250	588620	300	P	40,00	O	297,70	1981			Arenas				ITGE	1990
13258004	439050	588465	300	P	40,00	O	297,90	1981			Arenas				ITGE	1990

Naturaleza:	Manantial	M	Usos:	Acontecimiento
	Sondeo	S		O
	Pozo	P		R
	Galería	G		I
				C
				No se usa

6.2.2. Rocas industriales

Las rocas con potencialidad sobre las que se han realizado labores de explotación en el pasado o en la actualidad son las rocas graníticas del Macizo de Navalmoral de la Mata. Estos granitos pueden ser aprovechados como áridos de machaqueo y como material de construcción local, más difícilmente como rocas ornamentales canterables a nivel industrial.

Existen algunas canteras abandonadas, como las situadas al S de Navalmoral de la Mata en la margen izquierda de la carretera que desde esta localidad se dirige a Valdehúncar. Esta cantera, abierta en el granito biotítico-moscovítico de grano fino-medio ha debido beneficiar el granito como árido, ya que éste aparece fuertemente diaclasado como para ser utilizado para roca ornamental.

En la actualidad existe una cantera activa en el término municipal de Millanes que explota el granito biotítico-moscovítico de grano medio-grueso como áridos, con una producción estimada en 20.000 m³.

En el leucogranito del Pantano de Gargüera existe una pequeña cantera abandonada junto al Canal del Embalse de Rosalito (SO del Cerro Peña del Aguila), con un frente de unos 30 m de anchura por 5 de altura.

En el Cerro Cabezas, y a favor de una fractura NO-SE, aflora un nivel de cuarcitas ordovícicas que han sido explotadas como áridos. Las dimensiones del frente de explotación son de aproximadamente 150 m de longitud por 45 m de ancho y 10 m de alto.

Por último, citar la existencia de pequeñas canteras activas o intermitentes de uso particular abiertas en los depósitos arenosos del Terciario o bien la explotación de arenas de los depósitos fluviales del río Tiétar, que se usan como áridos naturales de uso local.

6.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

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

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

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

En la Hoja de Navalmoral de la Mata, se han distinguido cuatro áreas y ocho zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

— AREA I

ZONA I1: Tramos 1, 2 y 3.

ZONA I2: Tramos 4 al 13.

— AREA II

ZONA II1: Tramos 14 y 16.

ZONA II2: Tramo 15.

— AREA III

ZONA III1: Tramo 17.

ZONA III2: Tramos 18 a 21.

— AREA IV

ZONA IV1: Tramos 22, 23, 26 y 28.

ZONA IV2: Tramos 24, 25, 27, 29 y 30.

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

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

6.3.1.1. Area I

Se ha dividido en dos Zonas que incluyen a todas las rocas ígneas y filonianas de la Hoja.

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

Están representadas por los diferentes diques intruidos entre distintas facies graníticas y metasedimentos, con una potencia media de diez metros.

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

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

— ZONA I2 (Tramos cartográficos 4 al 13)

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

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

La roca en sí, se considera impermeable, aunque puede presentar una cierta permeabilidad 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.

6.3.1.2. *Area II*

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

— ZONA II1 (Tramos cartográficos 14 y 16)

Corresponde, a las pizarras y grauvacas (Precámbrico-Cámbrico Inferior) y a pizarras grises (Ordovícico), ambas masivas.

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

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

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

— ZONA II2 (Tramo cartográfico 15)

Los materiales de este tramo son cuarcitas (Cuarcita Armoricana) que aparecen en la zona central de la Hoja.

Presentan morfología abrupta con pendientes del 30%, que unido a la elevada fracturación y extensas zonas coluviales 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 facturación 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.

6.3.1.3. *Area III*

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

— ZONA III1 (Tramo cartográfico 17)

Se incluyen en esta zona a los conglomerados cementados con matriz limoarenosa aflorante en el borde suroccidental de la Hoja.

No presentan problemas geomorfológicos y su posición es horizontalizada. Estos sedimentos se consideran impermeables y sólo existen filtraciones por fisuración, siendo la escorrentía superficial el único aspecto hidrogeológico relevante.

Las características mecánicas son buenas, ya que presentan una capacidad de carga alta y no tienen problemas de asientos. Presentan dificultades en cuanto a su ripabilidad.

— ZONA III2 (Tramos cartográficos 18, 19, 20 y 21)

Corresponden a esta zona arcosas, cantos y arcillas, por lo general poco cementadas que se ubican formando replanos en las bandas N y S de la Hoja. No presentan problemas geomorfológicos resaltantes, aunque sí se observan signos de erosión lineal, abarrancamientos y entalladuras en las arcosas de la zona N.

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

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

6.3.1.4. *Area IV*

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

— ZONA IV1 (Tramos cartográficos 22, 23, 26 y 28)

Son cantos arenas y limos correspondientes a glaciares coluviones y abanicos existentes como recubrimientos de laderas, con mayor o menor inclinación en los relieves de la Hoja.

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

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

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

— ZONA IV2 (Tramos cartográficos 24, 25, 27, 29, y 30)

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, fondos de valle y zonas de encharcamientos.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

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

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

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

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

7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

Dada la escasez de afloramientos de materiales del zócalo granítico y metasedimentario hercínico, y por otra parte, debido a las deficientes condiciones de exposición de los depósitos terciarios de la Cuenca del Tajo, que ocupan una zona llana con escasos puntos de observación limitados generalmente a los pequeños taludes de las carreteras, resulta difícil hacer una relación de puntos de interés geológico significativos. No obstante se proponen los siguientes puntos:

- Migmatitas mesocráticas de Tejeda de Tiétar y granitoides inhomogéneos.
- Relaciones de intrusión entre las facies graníticas biotítico-moscovíticas de grano fino-medio de grano medio-grueso (Macizo de Navalmoral de la Mata).
- Dinámica actual del río Tiétar.

Todos ellos se pueden considerar como de interés científico y educativo-didáctico.

7.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS

— ***Migmatitas mesocráticas de Tejeda de Tiétar y granitoides inhomogéneos.***

Como ya se ha indicado en el apartado 4.1, estos materiales situados en el extremo NO de la Hoja, representan los afloramientos más meridionales de la Unidad plutono-migmatítica de Tejeda de Tiétar-Torremenga.

Se ha seleccionado este punto porque a lo largo de un pequeño corte de más de 300 m, se pueden observar las rocas migmatíticas s.s. y un granitoide inhomogéneo (granodioritas inhomogéneas foliadas, biotíticas, con $\pm$ moscovita y $\pm$ sillimanita), no diferenciado en trabajos previos, y que se interpreta como un producto anatético más evolucionado procedente del mismo protolito que da lugar a las migmatitas.

Las relaciones de campo entre ambos conjuntos litológicos indican un contacto definido aunque no cortante, lo que se interpreta como un cuerpo subautóctono, ligeramente desenraizado. También existen diferencias mineralógicas respecto de las rocas migmatíticas s.s., marcadas por la escasa o nula presencia de cordierita y por los menores contenidos en biotita y sillimanita. Asimismo, la textura de los granitoides inhomogéneos es más granular y con contenidos restíticos diseminados por el cuerpo de roca.

Geoquímicamente guardan cierta afinidad (ver apartado de geoquímica), aunque se aprecia un mayor contenido en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y, menor proporción, de K_2O en las rocas migmatíticas que en los granitoides inhomogéneos. La escasez o ausencia de cordierita en los términos más evolucionados de esta asociación migmatítica s.l., sugiere que estas rocas se han generado en niveles más profundos que las migmatitas s.s. en las que encajan. Por otra parte, los datos químicos indican que tanto las migmatitas de Tejeda de Tiétar, como los granitoides inhomogéneos y los monzogranitos biotíticos porfídicos forman una asociación magmática cogenética.

Este Punto de Interés Geológico (PIG) se ha clasificado según su contenido, utilización e influencia como sigue:

- Petrológico: Medio.
- Tectónico: Bajo.
- Mineralógico: Medio.
- Geoquímico: Medio.
- Científico: Medio.
- Didáctico: Medio.
- Por su influencia: Regional.

— ***Relaciones de intrusión entre las dos facies graníticas principales del Macizo de Navalmoral de la Mata.***

El Macizo granítico de Navalmoral de la Mata lo integran, fundamentalmente, dos variedades graníticas: granitos de grano fino-medio, biotítico-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y granitos de grano medio-grueso, biotítico-moscovíticos, con $\pm$ sillimanita y $\pm$ andalucita.

Las relaciones de campo entre ambos tipos litológicos sugieren, tal como se ha indicado en el apartado 4.2.1, que es el granito de grano medio-grueso el que intruye al fino-medio. Dicha intrusión debió tener lugar cuando esta última variedad aún gozaba de una cierta plasticidad, ya que buena parte de fragmentos (englobados en el granito medio-grueso) aparecen doblados, estirados y/o deformados con síntomas inequívocos de que aún el granito fino-medio no estaba totalmente consolidado.

Las mejores observaciones de estas relaciones se pueden hacer en los alrededores de la carretera de Navalmoral de la Mata a Valdehúncar, unos 700 m al NE del vértice Navalmoral de 450 m de altitud, en el paraje Dehesa del Berrocal. A lo largo del contacto entre ambos tipos graníticos se observa una franja de brecha magmática en la que enclaves de granito fino aparecen dentro del grueso y viceversa.

Este PIG se ha clasificado de la siguiente manera:

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

— ***Dinámica del río Tiétar.***

Los materiales terciarios y cuaternarios que aparecen en la Cuenca del río Tiétar son de carácter continental y de tipo fluvial y lacustre (s.l.). La escasez de buenos afloramientos no permiten elaborar adecuadamente un modelo de cuenca sedimentaria. Sin embargo, la dinámica actual del río Tiétar puede ser equivalente a algunos depósitos del registro sedimentario antiguo. Por esta razón se cree de interés la zona elegida.

El punto de interés se sitúa en el río Tiétar, junto al puente de la carretera que une las localidades de Casatejada y Jaraiz de la Vera.

La dinámica actual del citado río podría ser de tipo entrecruzado, según se deduce de los numerosos canales situados entre barras arenosas que existen en el cauce principal.

Las barras arenosas pueden asociarse a *megaripples* o dunas arenosas, cuando el nivel del agua es alto y cubre todo el lecho del río. Al bajar el nivel del río, estas estructuras arenosas quedan emergidas y el agua circula por canales distributarios con menor régimen energético; en estos canales se evidencian *ripples* generados por la propia corriente fluvial.

Cuando el régimen del flujo baja ostensiblemente pueden existir áreas del cauce fluvial marginales que quedan parcialmente encharcadas. Estas áreas pueden generar depósitos de tipo lacustre. Tanto en estas zonas como en las barras arenosas, sin caudales de aguas significativos en el primer caso y nulos en el segundo, la vegetación coloniza, pudiendo modificar el curso fluvial ante nuevas crecidas.

Por su interés se ha clasificado como:

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

7.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

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

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

8. BIBLIOGRAFÍAS

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1977): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española, *Trab. Neog.-Cuat.*, 5, 7-29.
- ANDONAEGUI, P. y BARRERA, J. L. (1984): Petrología de dos series graníticas peraluminicas de Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroja (Toledo), *Bol. Geol. Min.*, txcv-II, 165-183.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTÍN HERRERO, D. y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1980): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 número 676 (Membrio) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*, ITGE, Madrid.
- BEA, F. (1975): *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres*, tesis doctoral, Universidad de Salamanca.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971): Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres, *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. 2.
- CHAPELL, B. W. y WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types, *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- CONTRERAS LÓPEZ, E.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. y JUNCO AGUADO, F. (en prensa): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 599 (Jaraiz de la Vera) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) (realización 1991)*, ITGE, Madrid.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Trans. R. Soc. Edin.: Earth Sci.*, 73, 135-149.

- DEBON, F. y LE FORT, P. (1988): A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications, *Bull. Minéral*, 111, 493-510.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980): La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto Grauváquico al Sur de Salamanca, *Est. Geol.*, 36, 131-138.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1986): *El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica del Sur de Salamanca*, Ediciones Universidad de Salamanca, 162 p.
- DÍEZ BALDA, M. A.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; MONTESERIN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M. V. y ROBLES CASAS, R. (1990): Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro Ibérica), *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2), 117-125.
- DÍEZ MONTES, A. y LÓPEZ PLAZA, M. (en prensa): Petrología y estructura del área anatética marginal del Este de Plasencia (Cáceres), *Comunicación presentada a la XI Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular*, Huelva, marzo de 1991.
- DOBLAS, M. (1990): Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia, *Tectonophysics*, 191, 325-334.
- EGOZCUE, D. J. y MALLADA, D. L. (1876): *Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres*, Imprenta de Manuel Tello,. Madrid.
- FOLK, R. L. (1951): Stages of textural maturity in sedimentary rocks, *J. Sedim. Petrol.*, 21, 127-130.
- GARCÍA FIGUEROLA, L. C. (1963): El dique diabásico del Norte de Extremadura, *Notas y Com. Inst. Geol. de España*, núm. 69, 43-78.
- GARCÍA FIGUEROLA, L. C. (1965): La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia (Cáceres), *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 77, 129-164.
- GIL SERRANO, G. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 706 (Madroñera) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*, ITGE, Madrid.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916): Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo, *Trab. del Mus. Nac. Cien. Nat. Ser. Geol.*, 15, 5-74.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912): Itinerario geológico de Toledo a Urda, *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol.*, 1, 5-46.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1953): «Rasgos fisiográficos y geológicos de la Vera, del tramo medio del Valle del Tietar y del Campo Arañuelo», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (G.)*, 70, pp 217-245.
- HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A. y VILAS, L. (1977): Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel, *Estud. Geol.*, 33, 327-342.

- IGLESIAS, A. y JUNCO, F. (en prensa): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 600 (Villanueva de la Vera) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) (realización 1991)*, ITGE, Madrid.
- ITGE (1981): *Plan nacional de investigaciones de aguas subterráneas. Estudio hidrogeológico de la Cuenca Hidrográfica del Tajo. Memoria*, consta de 5 tomos en los que se describen y analizan todos los sistemas incluidos en la cuenca.
- ITGE (1985): *Síntesis hidrogeológica de Castilla-La Mancha*, síntesis de los sistemas acuíferos existentes en la Comunidad Castellano-Manchega, orientada a deducir los recursos subterráneos a nivel de cuenca.
- ITGE (1987): *Sistemas acuíferos en España Peninsular*, a escala 1:400.000, todos los sistemas acuíferos existentes en España.
- ITGE (1990): *Estudio de la rocas plutónicas del macizo hespérico*.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1.000.000. Memoria explicativa*, 90 pp.
- LEOPOLD, L. B. y WOLMAN, M. G. (1957): Rives channel patterns: a traight meandering and braided. *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 282-b, 39-85.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1991): *Informe paleontológico (micromámiferos) (MAGNA), Hojas 530, 531 y 600*, ITGE, 8 p.
- LÓPEZ VILCHES, L. y RUIZ CELAA, C. (1983): «Síntesis hidrogeológica de la Cuenca del Tajo», *III Simposio Nacional de Hidrogeología*, Madrid, pp 637-648.
- LOTZE, F. (1945a): Einige Probleme der Iberischen Meseta, *Geotekt. Forsch. H. G.*, Berlín, pp 1-2.
- LOTZE, F. (1945b): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta, *Geotkt. Forsch.*, 6, 78, 92.
- LOTZE, F. (1954): Foschungen zur Stratigraphie des westmediterranen Kambriums, *Jb. Akad. Wies. Lit.*, 68-69.
- LOTZE, F. (1955a): Probleme des spanischen Kambriums und neue Forschungsergebnisse, *Z. Dts. Geol. Ges.*, 105 (1953), 571.
- LOTZE, F. (1955b): Forschuengen zur Stratigraphie des westme diterranean Kambriums, *Jb. Akad. Wiss. Lit.*, 68-69.
- LOTZE, F. (1956a): Das Präkambrium Spaniens, *N. Jb. Geol. Paläont.*, 8, 373-380.
- LOTZE, F. (1956b): Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyn-tisschen faltung, *Geotekt. Symposium H. Stille*, 129-139.

- LOTZE, F. (1958): Zur Straigraphie des spanischen Kambriums, *Geologie*, 7 (3-6), 727-750 (trad. J. Gómez de Llarena, *Notas Com. Inst. Geol. Min. España*, 61, 131-164).
- LOTZE, F. (1980): El precámbrico en España, *Not. y Com. del IGME*, vol. 60, pp. 227-239.
- LOTZE, F. (1961): Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España, *Not. y Com. del IGME*, vol. 61, pp. 137-161.
- MACPHERSON, J. (1879): Estudio geológico y petrográfico del Norte de la provincia de Sevilla, *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 6, 97-268.
- MACPHERSON, J. (1883): Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España, *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 12, 3-40.
- MARTÍN GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973): Los materiales infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca), *Bol. Geol. Min. España*, LXXXIV, 407-418.
- MARTÍN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y UGIDOS, J. M. (1978): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 702 (S. Vicente de Alcántara) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*, ITGE, Madrid.
- MARTÍN SERRANO, A. (1988): El relieve de la región occidental Zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico, *Ins. de Est. zamoranos Florian de Ocampo. Dip. de Zamora*, 311 pp.
- MOPU (1980): Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo, control piezométrico y de la calidad de los acuíferos de la fosa Miocena. Sistema núm. 14 - Terciario detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres. Inf. Técnico F.M. 3. Tomo I. Descripción de la cuenca e inventario actualizado de la red de control piezométrica y control de calidad.
- MOPU (1988): *Documentación básica para la redacción del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo*.
- MOPU (1991): *AFOROS, 3. Cuenca del Tajo. Anuarios. Periodo 1982-1983 a 1983-1984*.
- MORENO, F. (1974): Las formaciones anteordovícicas y del anticlinal de Valdelacasa, *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 396-450.
- MORENO, F. (1975a): Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa, *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 396-450.
- MORENO, F. (1975): Olistostromas. fanglomerados y *slump folds*. Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real).
- MORENO, F. (1977): *Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales*, tesis doctoral (inédita).

- MONTESERIN LÓPEZ, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1985): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 653 (Valdeverdeja) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*, ITGE, Madrid.
- MONTESERIN LÓPEZ, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1987): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 652 (Jaraicejo) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*, ITGE, Madrid.
- NOZAL MARTÍN, F. y ROBLES CASAS, R. (1988): Series y correlaciones de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca, *II. Congr. Geol. España*, Granada, 139-143.
- OEN ING SOEN (1970): Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal, *Bol. Geol. y Minero España*, t. 81, núm. 2.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, *Jour. Petrology*, 25, 956-983.
- PETTJOHN, F. J.; POTTER, P. E. y SIEVER, R. (1972): *Sand and sandstone*, Springer-Verlag, Berlín, 618 pp.
- RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1955): El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo, *Not. y Com. del IGME*, vol. 40, 53-87.
- RANSWEILER, M. (1967): Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittelspanien), *Diss.*, 1-100.
- RUBIO, P. L. y LLAMAS, M. R. (1982): «Aspecto hidrogeoquímicos del sector occidental del acuífero Terciario de la Cuenca del Tajo (España)», *III Semana de Hidrogeología*, Fac. Ciencias. Lisboa, preprint, 29 pp.
- ROLDÁN GARCÍA, F. J. y APALATEGUI ISASA, O. (en prensa): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 776 (Montijo) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) (realización 1992)*, ITGE, Madrid.
- ROLDÁN GARCÍA, F. J. y APALATEGUI ISASA, O. (en prensa): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 775 (Badajoz) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) (realización 1992)*, ITGE, Madrid.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CONTRERAS LÓPEZ, E. y MARTÍN HERRERO, D. (en prensa): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 529 (Santa María del Berrocal) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) (realización 1991)*, ITGE, Madrid.
- SASTRE MERLÍN, A. (1976): «Sobre la existencia de aguas salobres en los materiales detríticos y cuaternarios de los alrededores de Talavera de la Reina (Toledo)». *I Simposio Nacional de Hidrogeología*, Valencia, pp 436-449.
- SASTRE MERLÍN, A. (1976): «Características hidrogeológicas de los materiales detrítico de edad terciaria y cuaternaria de los alrededores de Talavera de la Reina (Toledo)», *I Simposio Nacional de Hidrogeología*, Valencia, pp 376-397.

- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974): Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo, *Bol. Geol. Min.*, 85, 21-31.
- SCHMIDT, H. J. (1957): Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien), *Munster*, junio 1977.
- SDZUY, K. (1961): Das Kumbrium Spaniens Teil II. Triobitem, *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math.-Naturwiss. Kl.*, 7-8, 217-408.
- SHAND, S. J. (1927): *Eruptive Rocks*, 1.^a ed., J. Wiley & Sons, Nueva York.
- TEIXEIRA, C. (1955a): *Notas sobre a geologia de Portugal. O Sistema Silúrico*, ed. autor, Lisboa, 1-105.
- TEIXEIRA, C. (1955b): *Notas sobre Geologia de Portugal. O complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano*, ed. autor, Emp. Lit. Flumiense, Lisboa, 1-50.
- TEIXEIRA, C. (1959): L'évolution du territoire portugues pendant les temps ante-mesozoiques, *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 13, 229-255.
- THADEU, D. (1951): Geologia e jazigos de chumbo e zinco do Beira Buixa, *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 9 (1-11), 1-144.
- TORRE DE ASUNÇÃO, C. (1969): *Sur la petrographie du Complexe des schistes et grauvaques ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)*, Tomo LII das comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia*, tesis, Universidad de Salamanca.
- UGIDOS, J. M. (1974a): Características del Metamorfismo en el área Béjar-Plasencia, *Bol. Geol. Min.*, 85, 673-681.
- UGIDOS, J. M. (1974b): Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar. Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina, *Stvdia Geológica*, 8, 27-46.
- UGIDOS, J. M. (1974c): Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes, *Stvdia Geológica*, 7, 63-68.
- UGIDOS, J. M. y FERNÁNDEZ LAGUNA, F. (1973): El metamorfismo al E de Plasencia (Cáceres), *Stvdia Geol.*, VI, 65-71.
- UGIDOS, J. M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTÍN HERRERO, D. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, número 598 (Plasencia) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*, ITGE, Madrid.

- VICENTE LAPUENTE, R. y SASTRE, A. (1983): «Contribución al conocimiento Hidrogeológico Regional del Campo Arañuelo (Prov. de Cáceres y Toledo)», *III Simposio de Hidrogeología*, Madrid, pp. 665-675.
- WEGGEN, K. (1955): Stratigraphie und Tektonik der sudlichen Montes de Toledo (Spanien), *Diss.*, 103 pp.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L. y CHAPPELL, B. W. (1987): A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contr. Mineral. Petrol.*, 95, 407-419.
- WINKLER, H. G. F. (1965): *La genèse des roches métamorphiques*, Editions Ophrys, 187 pp.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-646-8



9 788478 406463