

20600



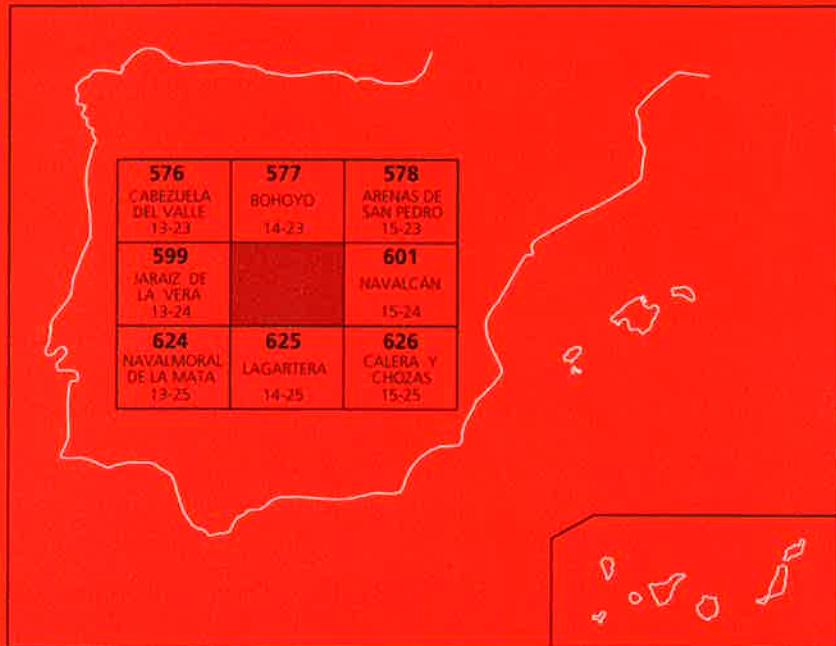
Instituto Geológico
y Minero de España

600
14-24

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CANDELEDA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CANDELEDA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 657-08-007-4
ISBN: 978-84-7840-751-4
Depósito legal: M-54822-2008

Fotocomposición: JPM Graphic, S.L.
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Candeleda-600), han sido realizadas por Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A. (ENADIMSA) dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y supervisión:

F. Bellido Mulas (IGME)
F. Junco Aguado (ENADIMSA)

Autores

Cartografía, Síntesis y Memoria

A. Iglesias Peláez (ENADIMSA). Granitos y Paleozóico
F. Junco Aguado (ENADIMSA). Terciario y Cuaternario

Sedimentología

C. Dabrio González (DPTO. ESTRATIGRAFÍA, UNIV. COMPLUTENSE)
F. Junco Aguado (ENADIMSA)

Petrología

A. Iglesias Peláez (ENADIMSA)

Estudios Petrográficos

R. Sánchez Carretero (INGEMISA). Granitos

Geoquímica

R. Sánchez Carretero (INGEMISA)

Geología Estructural

A. Iglesias Peláez (ENADIMSA)

Rocas Industriales

A. Iglesias Peláez (ENADIMSA)

Neotectónica

F. Moreno Serrano

Geomorfología

F. Moreno Serrano

Hidrogeología

E. Contreras López (INGEMISA)

Geotecnia

D. Martín Herrero (INTECSA)

Análisis Químicos

ENADIMSA (Laboratorio)

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	8
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. ORDOVÍCICO INFERIOR	11
2.1.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras (10)	11
2.2. TERCARIO	12
2.2.1. Arcosas (11)	12
2.2.2. Niveles silicificados (Silcretas) (12)	14
2.3. CUATERNARIO	15
2.3.1. Pleistoceno	15
2.3.1.1. Cantos, arenas y limos (13), gravas y arenas (14), arenas, gravas y limos (15) y arenas y grava (16), Terrazas	15
2.3.1.2. Cantos, arenas y arcillas (17). Glacis	15
2.3.1.3. Conglomerados, bloques, arenas y arcillas (18). Abanicos antiguos	16
2.3.2. Holoceno	16
2.3.2.1. Conglomerados con cantos y bloques, arenas y limos (19). Abanicos modernos	16
2.3.2.2. Cantos, arenas, bloques y limos (20)	17
2.3.2.3. Arenas, gravas y arcillas (21). Aluvial-coluvial	17
2.3.2.4. Cantos, arenas y limos (22). Coluviones	17
2.3.2.5. Cantos, bloques y arenas (23). Aluvial reciente	17
3. TECTÓNICA	18
3.1. INTRODUCCIÓN	18
3.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA	18
3.3. DEFORMACIÓN ALPINA	18
3.4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LOS GRANITOIDES	19
3.5. NEOTECTÓNICA	20
4. GEOMORFOLOGÍA	22
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	22

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	22
4.2.1. Estudio morfoestructural	22
4.2.2. Estudio del modelado	24
4.2.2.1. Formas poligénicas. Superficies de erosión	24
4.2.2.2. Formas fluviales	25
4.2.2.3. Formas de ladera	26
4.2.2.4. Formas lacustres	26
4.2.2.5. Formas antrópicas	26
4.2.3. Formaciones superficiales	26
4.2.3.1. Alteritas	26
4.2.3.2. Sedimentos	27
4.2.4. Evolución geomorfológica	27
4.2.5. Procesos actuales. Tendencias futuras	28
5. PETROLOGÍA	29
5.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	29
5.1.1. Distribución espacial de los tipos y variantes de granitos	29
5.1.2. Relaciones (contactos) entre las variantes y tipos de granitos	29
5.1.3. Granitoides inhomogéneos y migmatitas asociadas (3)	30
5.1.3.1. Granitoides inhomogéneos	30
5.1.3.2. Migmatitas	31
5.1.4. Leucogranitos biotítico-moscovíticos, de grano medio y fino (tipo "Cerro Greda") (4)	33
5.1.5. Granitos moscovítico-biotíticos, de grano medio (tipo "Las Angosturas") (5)	35
5.1.6. Monzogranitos y granodioritas, biotíticos, porfídicos, de grano grueso (tipo "Yuste") (6)	37
5.1.7. Granitos y granodioritas, biotíticos ± moscovita, porfídicos, de grano medio (Tipo "Alardos-Minchones") (7)	40
5.1.8. Monzogranitos y granodioritas, biotítico-moscovíticos, porfídicos, de grano medio (Tipo "Chilla") (8)	42
5.1.9. Granodioritas biotíticas, equigranulares, de grano medio (Tipo "Mesas-Llanas") (9)	44
5.2. ENCLAVES	45
5.3. ROCAS FILONIANAS (1) y (2)	46
5.4. ROCAS METAMÓRFICAS	47
5.5. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS	48
6. HISTORIA GEOLÓGICA	56
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	58
7.1. HIDROGEOLOGÍA	58
7.1.1. Climatología	58

7.1.2. Hidrología superficial	58
7.1.3. Características hidrogeológicas	60
7.2. RECURSOS NATURALES	63
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	63
7.2.2. Minerales metálicos	63
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	68
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	68
7.3.1.1. Área I.....	69
7.3.1.2. Área II.....	69
7.3.1.3. Área III	70
7.3.1.4. Área IV.....	70
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	72
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	72
8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS LUGARES	72
8.2.1. Abanicos aluviales en la Garganta de Chilla y Alardos	72
8.2.2. Depósitos de grandes bloques en la desembocadura de la Garganta de Chilla	73
8.2.3. Garganta de Santa María	74
8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN.....	74
9. BIBLIOGRAFÍA	75

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Candeleda, se encuentra situada al Sur de la Sierra de Gredos. Administrativamente pertenece a las provincias de Toledo, Ávila y Cáceres, tiene como principales núcleos de población las localidades de Candeleda, Villanueva de la Vera, Madrigal de la Vera, Valverde de la Vera, Tiétar del Caudillo, Barquilla de Pinares, Puebla de Miramontes, Las Ventas de San Julián y Talaveruela.

Desde el punto de vista orográfico, la Hoja presenta dos conjuntos claramente diferenciables, en la mitad septentrional se encuentran las mayores alturas, sobre todo en el borde noroccidental con una cota de 1.730 m, descendiendo bruscamente a 260 m hacia la mitad de la Hoja. En esta zona destacan algunos cerros como El Coron (1.350 m), Roble Seco (1.581), Toruno (949 m), y más hacia la zona centro y oriental se encuentran Umbría (521 m), Cruz del Pobre (421 m), San Juan (403 m), Tarraces (403 m), Bucher (438 m) y el Cerro Moracho (360 m).

Las características climáticas corresponden a un tipo mediterráneo continental con ligeras influencias atlánticas, que, en conjunto, presenta una temperatura anual media en torno a los 15-16º y precipitaciones de 800 a 1.300 mm, con temperaturas más anómalas entre Junio y Septiembre que son los meses más calurosos del año.

La red hidrográfica pertenece a la Cuenca del Tajo, su drenaje es abundante, siendo el Tiétar el único río importante, el cual cruza por el centro de la Hoja de Este a Oeste, estando su curso regulado por el Embalse de Rosarito. Los afluentes más importantes, por su margen derecha son los ríos Arbiollas, Garganta de Santa María, Garganta de Alardos, Garganta de Minchones y por su margen izquierda el Arroyo de Alcañizo y el Arroyo Carcaboso.

Esta Hoja se encuadra geológicamente en el Macizo Hespérico o Ibérico dentro de la Zona Centro Ibérica de JULIVERT *et al.* (1974), equivalente a la Zona Lusitana Oriental-Alcúdica de LOTZE (1956-1960 y 1961) (Figura 1.1). Sus características corresponden con las directrices generales hercínicas, con, al menos, dos fases de deformación, que originan pliegues de dirección, esquistosidad asociada, etc.

Como antecedentes bibliográficos más antiguos, caben destacar los realizados por HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950) referentes a los “Rasgos fisiográficos y geológicos de la Vera, del tramo medio del Valle del Tiétar y del campo de Arañuelo”.

En zonas marginales o próximas al área estudiada, O. SCHMIEDER (1915) y H. DEL VILLAS (1915-1917) describen y esquematizan los aparatos glaciares más destacados del Macizo Central de Gredos. Posteriormente, OBERMAIER y CARANDELL (1916-1917) precisan nuevos esquemas y descripciones de dichos glaciares, y VIDAL BOX (1929-1932-1936-1948), en diferentes obras, acaba por completar dicho esquema glacial.

En la vertiente meridional de Gredos, los estudios son aún más escasos y centrados en las características y depósitos torrenciales de las zonas septentrionales de esta Hoja. Tal es el trabajo de síntesis de F. HERNÁNDEZ PACHECO (1957) sobre el glaciarismo meridional de Gredos y en otra obra, del mismo autor (1962), donde estudia los conos de deyección de la Garganta de Alardos. En el mismo contexto, tanto respecto a los materiales aludidos como a

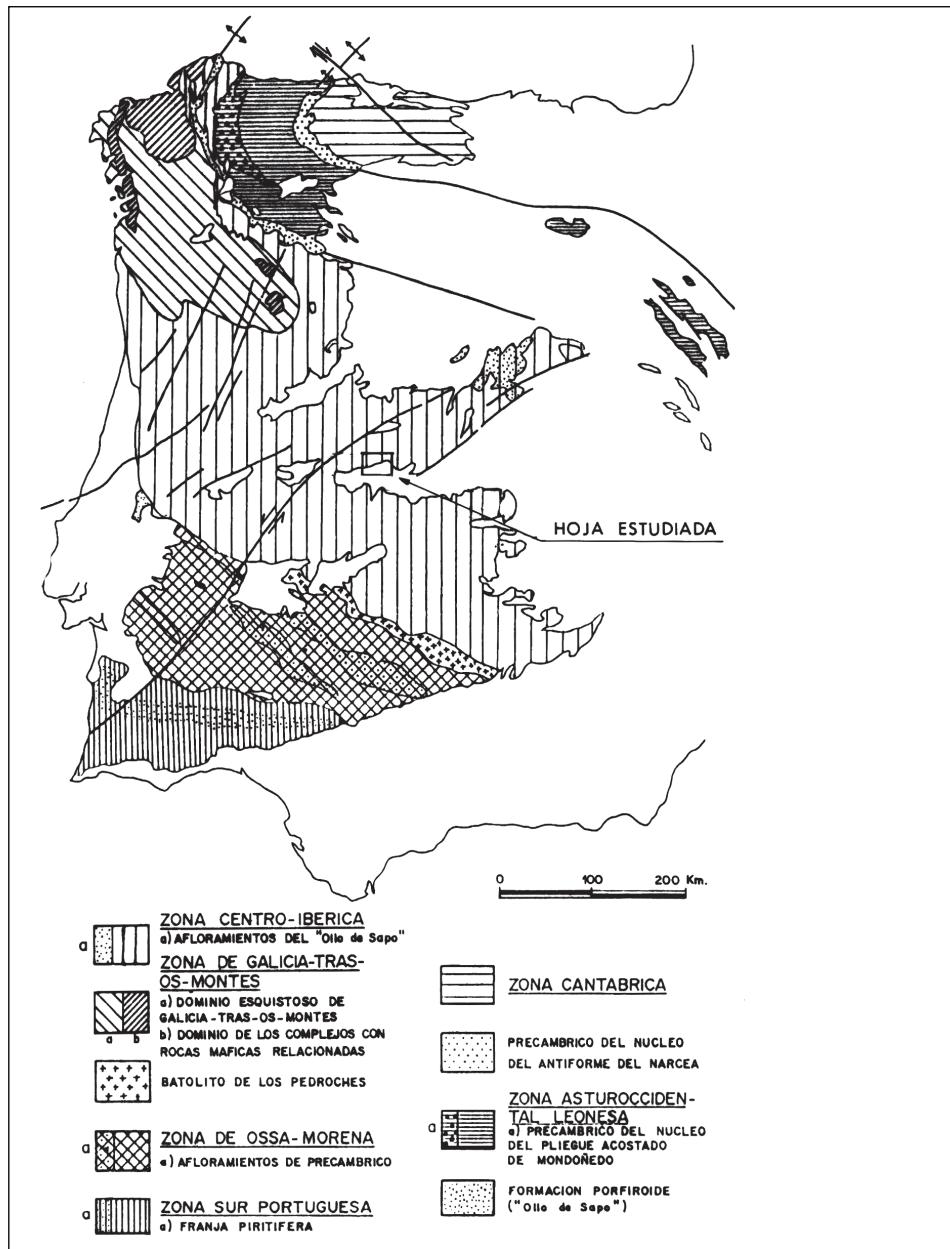


Figura 1.1. Situación de la Hoja en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) según FARÍAS *et al.* (1987).

la reseña glaciar, está el trabajo de I. ASENSIO AMOR (1966) en la Garganta de Santa María, y el trabajo de GARZÓN HEYDT, M.G. (1977).

Entre los antecedentes geológicos más recientes en lo que respecta a los sedimentos pre e infraordovícicos, en áreas próximas a la presente Hoja, cabe mencionar, desde un punto de vista regional, los trabajos de LOTZE (1945-1966) y las Hojas geológicas del Plan MAGNA realizadas por ODRIOZOLA, J.M. y PEÓN, A. (1981).

Por lo que se refiere a las áreas graníticas y migmatíticas, pero ya en zonas relativamente próximas a la región estudiada, además de las Hojas MAGNA citadas anteriormente, son de destacar los trabajos de GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1950), UGIDOS, J.M. (1974-1976-1980-1981), UGIDOS, J.M. y BEA, F. (1976-1979); así como trabajos referentes al significado estructural y modelo de fracturación de algunas regiones del Sistema Central de UBANEL, A.G. (1977). También hay que reseñar los realizados por BABÍN, R. (1974-1976-1977-1978) acerca de diversos aspectos sobre diferentes materiales plutónicos y metamórficos, y las relaciones entre deformaciones, metamorfismo y plutonismo. Finalmente, la caracterización geoquímica, estudios petrológicos, migmatización y anatexia, en áreas del centro-norte de la Sierra de Gredos, han sido establecidas por BEA, F. (1982-1985); BEA, F. y MORENO VENTAS, I. (1985) y BEA, F. *et al.* (1990).

2. ESTRATIGRAFÍA

En la presente Hoja, los terrenos de origen sedimentario vienen representados por metasedimentos del Ordovícico Inferior, sedimentos terciarios, asociados fundamentalmente al Valle del Tiétar, y depósitos cuaternarios.

En los diversos apartados, que seguidamente se describen, se comenta la distribución y características más significativas, deducidas tanto en trabajos de campo como de laboratorio.

2.1. ORDOVÍCICO INFERIOR

2.1.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras (10)

Se ha cartografiado una pequeña mancha de dimensiones hectométricas que aflora, a modo de "*roof-pendant*", en medio de los granitoides situados inmediatamente al Oeste del Embalse de Rosarito. Está representada por una serie sedimentaria, constituida, principalmente, por cuarzo-esquistos con sillimanita y cuarzo-esquistos micáceos, que se disponen en niveles alternantes de muy pequeña potencia, presentando una estratificación de dirección media N-15°-20°-E y un buzamiento de 60°-70° Oeste.

Las principales características sedimentológicas y las interpretaciones sedimentarias y paleogeográficas se han elaborado en base al levantamiento de una columna estratigráfica, realizada a escala 1:100. Estos trabajos cuentan con las limitaciones propias de la escasez de datos y el carácter local del afloramiento, por lo que ha sido necesario apoyarse, parcialmente, en la comparación con áreas circundantes.

Inmediatamente al Este del Cerro de los Frailes y Oeste del Embalse de Rosarito, sobre la cota 344, se ha estudiado una serie de 62 metros de potencia, constituida por una alternancia de pizarras y cuarcitas o areniscas, con proporciones variables de ambos componentes. En función de los materiales presentes, su morfología y sus escasas estructuras sedimentarias, se pueden diferenciar varias facies:

S: areniscas y cuarcitas blanco-amarillentas, generalmente en bancos tabulares de superficie plana u ondulada (metros 10 a 14 y 21 a 22). El espesor de las capas oscila entre 10 y 40 cm. Pueden intercalar nívellos finos, entre 1 y 3 cm de potencia, de pizarra que facilitan la identificación de la morfología de las superficies de estratificación. Se interpretan como depósitos de megaripples que debían formar parte de barras o bajíos arenosos de plataforma.

H: alternancias de cuarcitas y pizarras, en capas de espesor centimétrico a decimétrico (metros 1 a 7, 15 a 18,5...). Las capas de cuarcitas pueden presentar el techo ondulado o morfologías lenticulares, relacionadas ambas con posibles ripples de oscilación simétricos. Por comparación con series de aspecto semejante, se interpretan como depósitos de plataforma marina (?) somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta (*storm surge ebb*).

M: pizarras con laminación paralela textural; la compactación y la esquistosidad impiden realizar estudios detallados de estos materiales de grano fino (metros 22 a 57 ?, 60 y siguientes?). Se asimilan a decantación en los períodos de buen tiempo, o de tempestades menos violentas, cuando el oleaje afecta muy poco o nada a los depósitos lutíticos del fondo.

El modelo sedimentario que podría proponerse sería el de plataforma siliciclástica marina somera en la que se acumulan y migran barras arenosas (facies S) cuyo agente de transporte no ha podido determinarse en este caso. En las áreas de la plataforma no ocupadas por las barras, la acción del oleaje de tempestad produce las facies H. En el resto de la plataforma (o en las zonas de interbarra durante el buen tiempo) hay decantación de finos (facies M).

Algunas muestras, estudiadas al microscopio, han revelado que estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo regional, causante de una paragénesis de alto grado. Posterior a este evento metamórfico, las rocas han sido afectadas por otro metamorfismo de contacto, que desestabiliza la asociación anterior.

Por una parte, la escasez de niveles de estas rocas y, por otra, el elevado grado de metamorfismo al que han sido sometidas, son factores que dificultan el intento de correlación con otras áreas. No obstante, a pesar de no disponer de datos paleontológicos que permitan establecer una primera aproximación, se les atribuye una edad de Ordovícico Inferior por comparación litológica con otras series de regiones más o menos próximas.

2.2. TERCIARIO

Los sedimentos terciarios presentes en esta hoja corresponden a depósitos continentales, alimentados por un sistema de abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Gredos (borde Norte de la Cuenca del Tíetar) los cuales, se apoyan discordantes sobre el zócalo granítico, con potencias no superiores a los 600 m.

2.2.1. Arcosas (11)

Estos materiales en general, se presentan en facies muy detriticas e inmaduras, de naturaleza arcosica, con predominio de depósitos en masa, y en menor proporción canales distributarios, mantos de arroyada, fangos distales, etc. Asimismo suelen ordenarse en secuencias granodecrecientes, en las cuales aunque con escasa definición, se diferencian dos tipos litológicos; un tramo a muro formado por arenas muy lutíticas con gravilla dispersa y con base ligeramente erosiva, donde es frecuente observar la presencia de una *lag* de cantos, generalmente de cuarzo y fragmentos de rocas graníticas, y otro tramo a techo formado por lutitas arenosas masivas, en el que ocasionalmente suele observarse una disminución del contenido de arena hacia techo. Ambos tramos presentan en general aspecto masivo, tienen un contenido en mica (fundamentalmente biotita) próximo al 3%, asimismo se observa la presencia de hidromorfismo que en la zona oriental de la hoja es muy abundante, el cual debe estar relacionado con pedotubulos de raíces, pues suele presentarse como decoloraciones rojizas sobre gris, en forma alargada verticalmente o en zonas rojizas con manchas verdosas.

Debido a su disposición horizontal, no existen afloramientos que permitan levantar columnas estratigráficas de una gran parte de la serie; sin embargo se pueden observar dos ejemplos puntuales de secciones estratigráficas de las arcosas (Figs. 2.1 y 2.2).

Del estudio mineralógico de estos materiales, se deduce que están formados casi exclusivamente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos de roca y minerales arcillosos, estos últimos tienen un porcentaje en torno al 40% (ilita 50%, montmorillonita 27,5% y caolinita 22,5%). Los fragmentos de roca son de granito, cuarzo, migmatitas y ocasionalmente cuarcitas y pizarras. Los minerales pesados encontrados en estos sedimentos son ilmenita, apatito, turmalina, granate, monacita, hematita, limonita, anatasa, rutilo y epidota, siendo los dos primeros mayoritarios y el resto trazas.

Estos materiales en general son de color gris, aunque no se ha observado nunca la presencia de materia orgánica (restos de materia carbonosa o de otro tipo), sin embargo presentan un aspecto reducido y tienen capacidad para oxidarse, este hecho puede observarse en los frecuentes procesos de hidromorfismo.

La estructura de estos materiales en general es horizontal, aunque ocasionalmente se han observado algunos sedimentos buzando 15° en el contacto con los granitos.

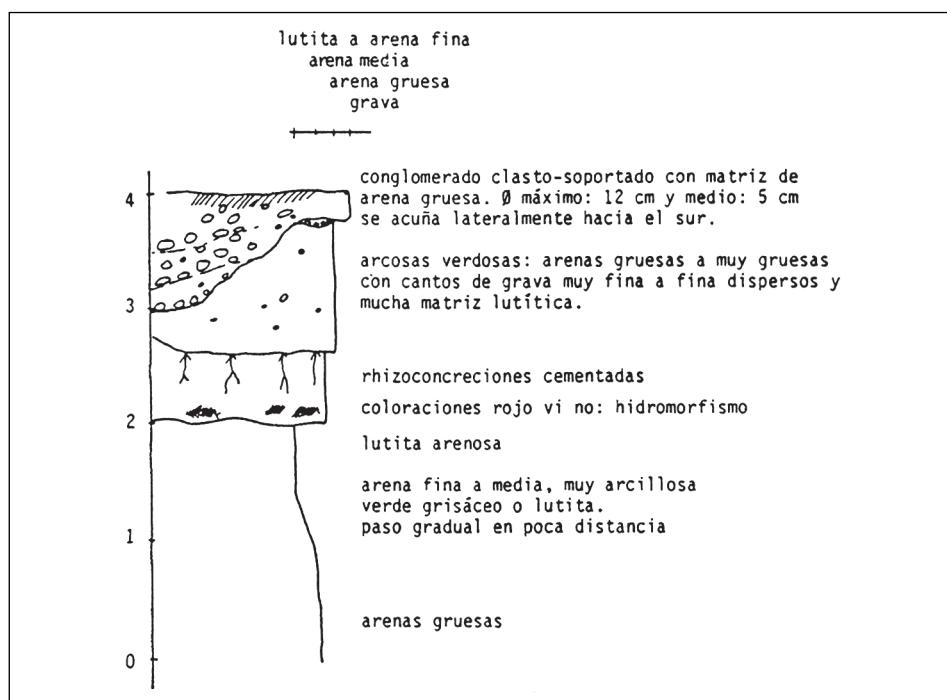


Figura 2.1. Sección estratigráfica de "El Dehesón del Roble".

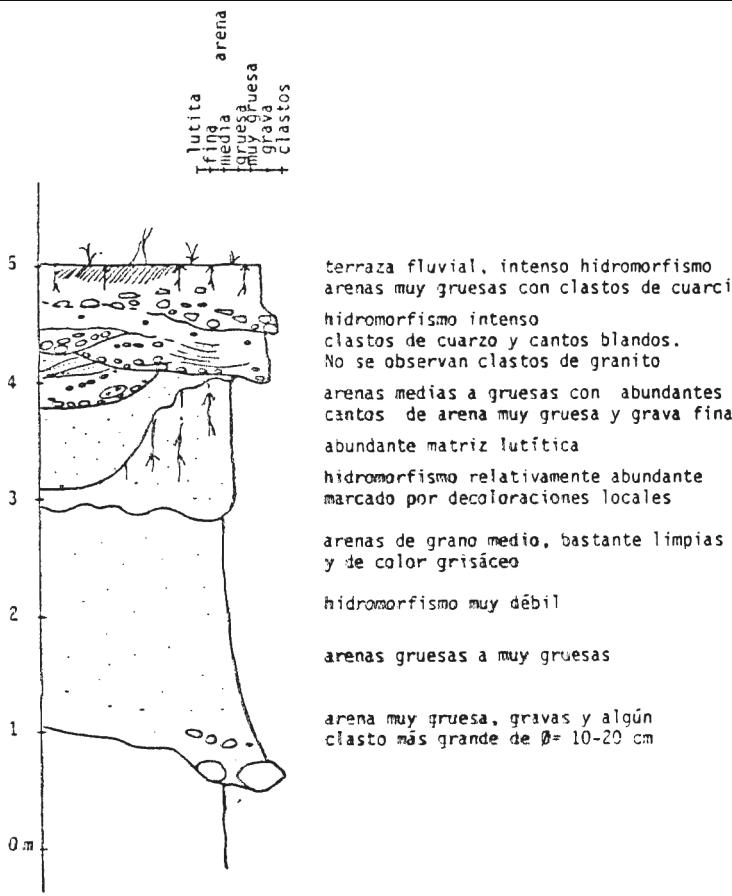


Figura 2.2. Sección estratigráfica de "Barquilla de Pinares".

Mediante el análisis de los sondeos y de los materiales aflorantes, se ha podido comprobar que la litología de los sedimentos presentes en la hoja, en general, corresponde a una sucesión monótona de lutitas arenosas y arenas lutíticas.

2.2.2. Niveles silicificados (Silcretas) (12)

Intercaladas en Las Arcosas (11) se observa la presencia de silicificaciones que afectan con distinta intensidad a dicha serie detrítica, sustituyéndola parcial o totalmente.

Regionalmente, a escala de cuenca y mediante sondeos, se observa que espacialmente estos niveles se sitúan en distintas zonas de la cuenca y a diferentes niveles estratigráficos. Sin embargo,

en esta hoja, las silcretas afloran únicamente adosadas al contacto granito-Terciario del borde Norte de la cuenca. No obstante, mediante sondeos (sondeo n.º 6), pueden observarse niveles de arcosas silicificadas (290 a 295 m, 321 m y 330 m).

La silicificación en general es muy intensa, llegando a borrar totalmente la estructura original de la roca, sustituyendo los minerales como feldespatos, micas y arcillas, por sílice, calcedonia o arcillas de neoformación, quedando en general granos de cuarzo como restos.

El afloramiento de estos niveles no es bueno, por lo que no se ha podido describir una columna, sin embargo, al menos en uno de los afloramientos que puede observarse desde el zócalo granítico, se aprecia una silicificación muy intensa en la base, que hacia el techo va progresivamente disminuyendo en intensidad. En la base, el color es negro y hacia el techo presenta colores pardos y blancos. Asimismo, se observa la presencia de restos orgánicos (vegetales) y de bioturbación posiblemente por raíces, lo que indicaría que son silcretas humedas. El espesor aproximado es de 5 metros.

2.3. CUATERNARIO

Las formaciones geológicas más recientes están caracterizadas, principalmente por los depósitos aluviales del río Tiétar y sus afluentes, por los grandes conos de deyección procedentes de la Sierra de Gredos y por los glacis. Los coluviones y otros depósitos, en general presentan menor importancia.

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. *Cantos, arenas y limos (13), gravas y arenas (14), arenas, gravas y limos (15) y arenas y grava (16), Terrazas*

Se reconocen hasta 4 niveles de aterrazamiento asociados al río Tiétar, formados por 2-5m de sedimentos con base muy erosiva sobre el terciario. Constituidos fundamentalmente por dos litofacies, una de arenas cuarzo feldespáticas de grano grueso o medio, con gravas dispersas o en hiladas, con estructuras de estratificación cruzada y otra formada por gravas de naturaleza polimítica —granito, cuarzo y cuarcita— con matriz limoarenosa, cantosportada, con cantos de redondeados a subredondeados, que están asociados a estructuras de corte y relleno, mientras que las primeras corresponden a barras arenosas, formadas por la migración lateral del canal principal.

En algunos de estos depósitos se observan encostramientos carbonatados de escasa intensidad.

2.3.1.2. *Cantos, arenas y arcillas (17). Glacis*

La mayoría de estos depósitos están relacionados con las terrazas del río Tiétar, y en general forman laderas de suave pendiente.

Estos depósitos están compuestos por cantos, angulosos y/o redondeados, empastados en una matriz arenolimosa, presentando niveles arenosos.

La naturaleza de los cantes está en función del área fuente, si proceden del área granítica, son de granito, cuarzo, migmatitas y si proceden de el área terciaria o del desmantelamiento de alguna terraza, predominan los cantes de cuarzo y cuarcita y la matriz es más arcillosa.

2.3.1.3. Conglomerados, bloques, arenas y arcillas (18). Abanicos antiguos

En la vertiente meridional de la Sierra de Gredos, se encuentran unos materiales constituidos fundamentalmente por conglomerados de cantes y bloques de gran tamaño con una matriz arenoso-arcillosa.

La naturaleza de los cantes y bloques es esencialmente granítica, siendo en menor proporción de cuarzo y migmatítica. En general estos cantes están redondeados o subredondeados y presentan una intensa alteración. El tamaño de los bloques varía de centimétrico a métrico (hasta 5 metros), caracterizándose por una gran heterometría.

La matriz es arcólica con contenidos variables de arcillas (fundamentalmente ilita, caolinita y montmorillonita).

Estos sedimentos son muy inmaduros y están intensamente afectados por procesos de hidromorfismo, presentando coloraciones rojizo-amarillentas y grises, desde el punto de vista sedimentológico corresponden a facies muy proximales de abanicos aluviales esencialmente constituidos por depósitos en masa ("debris flow"). Han sido descritos anteriormente por HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1962), como "Formación de Bloques", atribuyéndolas una edad pliocena, aunque no existen datos de fauna para su datación, así mismo considera que su espesor es de 80 metros.

Estos materiales considerados como pliocuaternarios, en general tienen depósitos holocenos que forman una cobertura poco potente (película) que no se han considerado en la cartografía, con el fin de que dichos materiales quedaran representados cartográficamente.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Conglomerados con cantes y bloques, arenas y limos (19). Abanicos modernos

Estos depósitos se localizan en una zona que se extiende desde el suroeste de Madrigal de la Vera hasta el borde oriental de la hoja, al este de Candeleda. Se asocian a los abanicos aluviales de los afluentes de la orilla norte del Tiétar, que proceden de la vertiente meridional de la Sierra de Gredos.

Los materiales que les constituyen son conglomerados con cantes y bloques de granitos migmatitas y cuarzo con matriz arenoso limosa y con intercalaciones de lechos arenosos y de arenas con cantes. Corresponden principalmente a depósitos en masa, representados por facies muy proximales de abanicos aluviales, y a techo de los mismos se encuentran niveles de limos arenosos con cantes.

2.3.2.2. Cantos, arenas, bloques y limos (20)

Estos depósitos corresponden a la llanura de inundación del río Tiétar y de alguno de sus afluentes, fundamentalmente están constituidos por cantos, y bloques de naturaleza granítica y de cuarzo, con matriz arenosa (arcósica) y a techo limos arenosos, con cantos sueltos, también se observan niveles arenosos con estratificación cruzada.

En general, estos depósitos, tienen base muy erosiva y presentan morfología plana, en el río Tiétar tienen un espesor que oscila entre 2 y 5 m, y una anchura de cientos de metros.

2.3.2.3. Arenas, gravas y arcillas (21). Aluvial-coluvial

Se trata de depósitos constituidos fundamentalmente por arenas, gravas y algunos bloques, empastados en una matriz arenó-arcillosa, que se sitúan tanto sobre materiales graníticos como terciarios, ocupando extensas áreas con pendientes irregulares.

Los cantos suelen ser de cuarzo y granitos y, en algunas zonas (principalmente sobre materiales terciarios), cuarcitas, que en general son redondeadas.

El espesor de estos depósitos oscila entre 1 y 8 metros.

2.3.2.4. Cantos, arenas y limos (22). Coluviones

En esta Hoja los coluviones no presentan un gran desarrollo, siendo más abundantes en la zona noroccidental, estando constituidos por acumulaciones, de espesor métrico, de cantos graníticos y de cuarzo, angulosos, en una matriz arenolimosa, no presentando ningún tipo de ordenamiento interno. En otras zonas constituyen débiles recubrimientos de arenas y cantos desorganizados.

2.3.2.5. Cantos, bloques y arenas (23). Aluvial reciente

Los fondos de valle y los depósitos del lecho menor de los cauces principales, están constituidos por cantos, bloques redondeados y arenas muy gruesas. La naturaleza de los cantos y bloques fundamentalmente es granítica, observándose también cuarzo y rocas metamórficas; las arenas son arcósicas.

Los depósitos que se observan en las gargantas están constituidos por bloques (bolos de granito) muy redondeados y sin alterar, que en la desembocadura de las mismas forman importantes y extensas acumulaciones.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Debido a la carencia de metasedimentos en la presente Hoja —sólo existe un pequeño afloramiento— resulta muy difícil el estudio de la evolución de los acontecimientos tectónicos, cuya resolución requeriría un análisis muy detallado de las características microtectónicas de los granitoides. No obstante, han podido determinarse algunos aspectos básicos atendiendo, por una parte, a datos propios de esta zona y, por otra, a los conocidos de áreas adyacentes.

Por la misma razón, la evaluación de las condiciones metamórficas, en las que tuvo lugar la deformación, no se ha podido comparar con las condiciones reflejadas por los metasedimentos encajantes. Sin embargo, la existencia de zonas con diferentes intensidades de deformación, alternando con otras sin deformación apreciable, contribuyen a enriquecer la variedad de respuestas de los materiales graníticos a los esfuerzos orogénicos.

3.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

En las rocas graníticas se aprecian orientaciones en sus componentes mineralógicos, las cuales plantean el problema de si se trata de estructuras primarias, relacionadas con la dinámica de emplazamiento, o si tienen su origen en alguna fase tectónica regional.

Las rocas graníticas, de distinta composición mineralógica, descritas en capítulos posteriores, cuyas características estructurales demuestran que han sido emplazadas en distintos momentos, se pueden considerar como rocas precoces, con numerosos afloramientos claramente orientados, pero poco deformados, ligadas aparentemente a la anatexia regional y emplazadas, probablemente, durante y al final de la tercera fase hercínica.

La fase de fracturación tardihercínica originó fallas, a menudo desgarres, que en su mayor parte pueden agruparse en dos sistemas que se consideran conjugados y que corresponden a un acortamiento Norte-Sur. Las deformaciones que muestran los granitoides son, muy probablemente, efecto de las fracturas que según sistemas NNE-SSO y NO-SE se han producido en momentos tardihercínicos, de acuerdo con los planteamientos de UBANEL, A.G. (1977) y ODRIozOLA, J.M. *et al.* (1981) en el área del Sistema Central.

3.3. DEFORMACIÓN ALPINA

Durante la orogenia Alpina comienza un nuevo ciclo en esta zona y en las circundantes, que queda reflejado, en la actualidad, por los sedimentos Terciarios del Valle del Tiétar (ODRIozOLA, J.M. *et al.*, 1981).

En el enrasamiento post-hercínico y pre-alpino se va elaborando una superficie erosiva, tipo “penillanura”, que tiene carácter poligénico y heterocrono, habiéndose definido en la zona de Gredos como pre-ciclo arcósico (PEDRAZA GILSANZ, 1978).

Enlazando con la Hoja n.º 577 (Bohoyo), situada al Norte del área estudiada, dicha superficie erosiva es elevada por movimientos progresivos que culminan con el establecimiento de "un *Horst* fundamental, formado por un sistema de bloques en cuña que se elevan suavemente en la vertiente septentrional, culminan en el bloque fundamental (Picos de Gredos) y descienden, en graderío, bruscamente hacia el Graben meridional del Tiétar, formando en esta zona la comarca de La Vera". (ODRIOZOLA, *et al.*, 1981).

3.4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LOS GRANITOIDEOS

Se ha tratado de analizar la deformación sufrida por las rocas graníticas una vez alcanzado un cierto grado de consolidación o, dicho de otro modo, una viscosidad suficientemente grande, como para que el estado de esfuerzos dentro de ella pueda dejar de ser hidrostático a largo plazo y existan esfuerzos diferenciales, capaces de originar una fábrica deformativa de la forma de los granos.

Con toda probabilidad, las deformaciones inducidas por el campo de esfuerzos regional afectaron a la forma de los cuerpos, pero hay que tener en cuenta que a estos cambios de forma se superponen los ligados al proceso de intrusión, los cuales han sido difíciles de identificar. No obstante, los mecanismos de deformación interna han sido investigados y deducidos mediante el análisis microscópico de las texturas y estructuras producidas.

Es frecuente que en muchos afloramientos, donde aparecen megacristales de feldespato potásico tabulares, éstos muestren una clara orientación preferente, la cual suele manifestarse no sólo en áreas deformadas, muy marcadas, sino también en zonas poco o muy poco deformadas, lo que, unido a las disposiciones bandeadas de *schlierens* bióticos o feldespáticos y a las de enclaves de tipo microgranulado, hace suponer que sea debida a flujo magmático. Al microscopio, se ha comprobado que las rocas de estas áreas presentan una fábrica foliada, marcada principalmente por biotitas y feldespatos y, aparentemente, menos por el cuarzo (granos equidimensionales poco o nada deformados), lo cual se puede interpretar como que la estructuración de los granitoides tuvo lugar en un estadio primario, previo a la consolidación definitiva de la roca.

Por otra parte, tanto a nivel de grandes masas como a nivel de afloramientos, una gran mayoría de estos granitoides están sometidos a deformaciones que afectan a todos los constituyentes minerales, por lo que debieron producirse o cesar cuando la roca estaba cristalizada en su totalidad, es decir, que se trataría de deformaciones al estado sólido, lo que en el microscopio se traduce en típicos síntomas de deformación tectónica o post-cristalina: extinción ondulante y microfracturas en el cuarzo, roturas de feldespatos, estiramientos, alabeamiento y fracturación de micas, etc.

También, a nivel de afloramiento, en algunas zonas se han observado deformaciones dúctiles, más o menos penetrativas (proximidades de fallas y fracturas), de carácter proto-cataclástico-miloníticas.

El comportamiento de los granitoides, ante diferentes etapas tardihercínicas de deformación, presenta unas características cuyos rasgos estructurales más acusados se reflejan en:

- Orientación de megacristales: los megacristales de feldespato potásico aparecen en casi todas las facies graníticas de la Hoja, pero son especialmente abundantes en las denominadas tipo "Yuste", tipo "Alardos-Minchones" y tipo "Chilla". Las medidas efectuadas han dado como resultado la existencia de tres direcciones preferentes que corresponden a: N-160°-170°-E / subv-60°-E, N-0°-20°-E / subv-60°-E y N-90°-110°-E / subv-50°-N, siendo la primera la más representativa e importante.
- Fracturas: la fracturación existente debe su origen fundamentalmente a los movimientos tardihercínicos. El conjunto de fracturas observadas en el área granítica responden a tres direcciones preferentes y una de menor incidencia:
 - a) Sistema N-5°-25°-E. Corresponde al sistema de fracturas de mayor representación, alcanzando, algunas de ellas, los 4 Km de longitud. No se aprecian desplazamientos acusados en la horizontal.
 - b) Sistema N-80°-100°-E. Aparece representado por fracturas de menor longitud que en el caso anterior, aunque algunas de ellas separan los límites septentrionales de los sedimentos detríticos terciarios de la cuenca del Tiétar.
 - c) Sistema N-45°-60°-E. Es de menor incidencia que los dos anteriores, aunque, no obstante, algunas fracturas superan los 5 km de longitud. Además, se ha observado que muchas de ellas, previamente tardihercínicas, han rejugado posteriormente en la Orogenia Alpina.
 - d) Sistema N-130°-150°-E. No constituye una familia dominante en toda la masa granítica. Se trata, por lo general, de fracturas de corto recorrido y de una cierta importancia morfológica.

3.5. NEOTECTÓNICA

Para la valoración de la actividad neotectónica se han tenido en cuenta la superficie de erosión y los niveles de terrazas cuaternarias, realizándose algunas consideraciones en relación con la situación y trazado actual del río Tiétar.

Las isohipsas correspondientes a la superficie de erosión no han permitido precisar la existencia de escalones tectónicos entre los diferentes bloques que compartmentan la plataforma de La Vera. Por ello, las fracturas comprendidas dentro de esta plataforma se deben considerar como anomalías geomorfológicas lineales o bien como fracturas sin caracterizar.

A pesar de la falta de dataciones, se han considerado como accidentes, posiblemente neotectónicos, las fallas que presentaron importantes movimientos durante las fases alpinas, al situarse en los límites de las unidades principales: bloques elevados del sistema Central, plataforma de La Vera y cuenca occidental del Tajo en el sector correspondiente al Valle del Tiétar. Otras fracturas, también consideradas importantes, son las que delimitan los umbrales rocosos situados al Sur del río Tiétar.

En relación con los depósitos cuaternarios, no se ha identificado ninguna dislocación, basculamiento, etc., en los afloramientos observados, pues las cotas correspondientes a los niveles de las terrazas más altas sólo presentan una suave pendiente, dirigida, lógicamente, aguas abajo del sistema fluvial del río Tiétar.

Por último, conviene señalar que si el río Tiétar se acerca al borde Norte de la cuenca y está delimitado por dos accidentes en su margen izquierda, se podría interpretar como la consecuencia de un hundimiento activo durante su encajamiento. Sin embargo, dado que los niveles de terraza mantienen sus cotas relativas con relación al cauce, es más lógico pensar en un proceso de epigénesis y sobreimposición de la red fluvial, con un control estructural y litológico sobre su trazado. En todo caso, si la proximidad del río al borde Norte de la cuenca ha sido condicionada por movimientos neotectónicos, éstos habrían tenido lugar antes del encajamiento y, por tanto, de la génesis de las terrazas.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Candeleda, comprende gran parte del Valle del Tiétar, correspondiente a la cuenca occidental del Tajo, así como una porción de la comarca de la Vera situada al pie del Sistema Central.

Dicha comarca constituye una amplia plataforma irregular, cuyo significado será tratado más adelante, drenada por diversos cauces y gargantas encajadas en ella, que desagúan en el río Tiétar.

En su recorrido este río se adapta a diversas líneas de fractura, atravesando un pequeño umbral o barrera litológica situada en el sector central de la hoja, entre los cerros de Los Frailes y de San Juan, respectivamente. Dicho umbral actúa también como dique natural para el embalse de Rosarito.

La mitad Sur de la hoja aparece ocupada por la extensa planicie de la cuenca occidental del Tajo, con extensos depósitos aluviales y una incisión posterior poco desarrollada.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

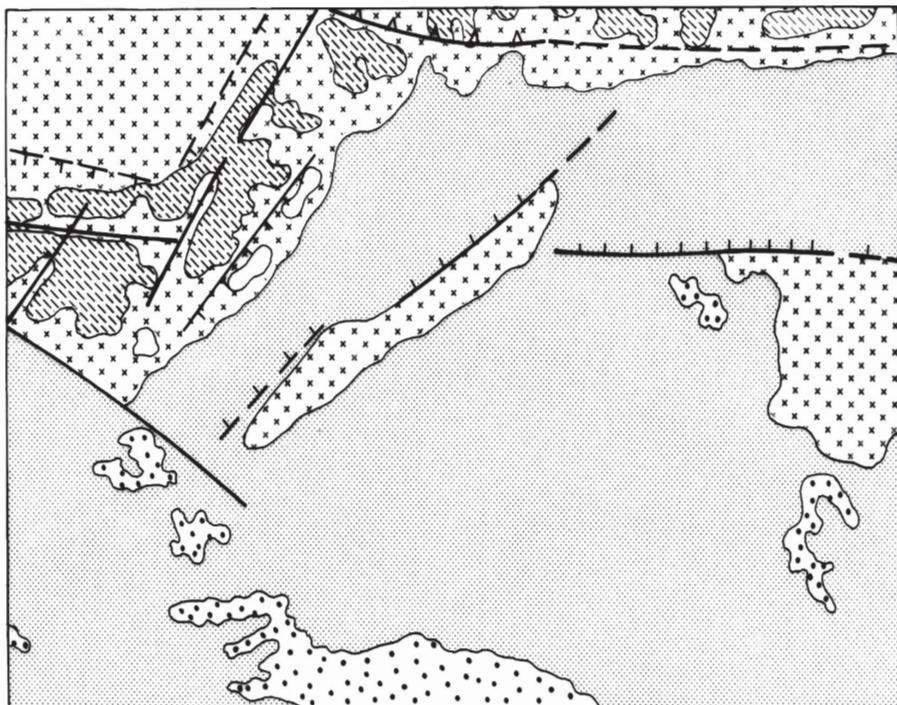
4.2.1. Estudio morfoestructural

El zócalo, constituido fundamentalmente por granitos y rocas afines, ocupa el tercio noroccidental de la hoja, aflorando también en diversos lugares situados siempre en la mitad septentrional de la misma. El resto de la hoja aparece ocupado por las monótonas series arcósicas y conglomeráticas del Terciario.

En los afloramientos correspondientes al zócalo, el único control estructural destacable, en relación con el relieve, viene dado por la presencia de diversas fracturas, algunas de las cuales desnivelan levemente la superficie erosiva correspondiente a la plataforma de la comarca de la Vera, escalón topográfico entre el Sistema Central y la cuenca correspondiente al Valle del Tiétar. (Fig. 4.1.)

Las fracturas mencionadas pueden agruparse, según su dirección, en las siguientes familias principales: NE-SW-E-W a ESE-WNW-NW-SE.

En las inmediaciones de Madrigal de la Vera las rocas y zonas de falla de una de ellas, presentan una dirección E-W y las características de una falla inversa con un componente de movimiento direccional derecho. El resto de las fracturas cartografiadas y con presumible actividad alpina, no afloran de la misma manera, por lo cual no se han podido caracterizar, indicándose tan sólo en algunos casos el bloque hundido. No obstante, hay que tener en cuenta como diversos datos bibliográficos (MARTÍN-ESCORZA, 1980; MORENO SERRANO 1990 y GOICOCHEA *et al.*, 1991) ponen de manifiesto el carácter de fallas inversas, con componentes direccionales variables, para la mayoría de las fracturas con actividad alpina comprobada.



ESCALA 1: 200.000

- | | |
|---|----------------------------------|
| Zócalo granítico (Borde del Sistema Central) | Altas terrazas del río Tietar |
| Cuenca occidental del Tajo | Fallas principales con actividad |
| Superficie de erosión (Mesozoico-Paleogeno retrabajada en el pliocuaternario) | durante el terciario |

Figura 4.1. Esquema morfoestructural (hoja 600).

Coincidiendo con el paralelo de Villanueva de la Vera, existe una zona de fractura, con dirección E-W que delimita uno de los bloques elevados del Sistema Central de la plataforma de la comarca de la Vera. A su vez ésta última presenta, en el sector centro-septentrional de la hoja, un descenso progresivo hacia la cuenca, a lo largo del cual aparece cada vez más degradada, siendo cubierta por sedimentos terciarios y cuaternarios hasta alcanzar el cauce del río Tíetar, que en esta zona coincide con un importante accidente, con dirección N60°, a través del cual vuelve a surgir el zócalo granítico correspondiente al umbral con la misma dirección, situado entre los cerros de Los Frailes y de San Juan.

En el ángulo nororiental la misma plataforma, sin embargo, finaliza de forma brusca según una línea E-W que viene a coincidir con la prolongación de la falla de Madrigal de la Vera. Al Sur de este sector y coincidiendo de nuevo con el río Tiétar un nuevo accidente E-W, con bloque hundido al Norte eleva de nuevo el zócalo granítico que más al Sur queda cubierto de forma paulatina por las arcosas de la cuenca.

En la mitad meridional, ocupada enteramente por los sedimentos de la cuenca, no se detecta ningún control estructural sobre el relieve.

4.2.2. Estudio del modelado

Además de las formas estructurales que se acaban de analizar, el resto de las formas erosivas y sedimentarias existentes dentro de la hoja serán analizadas mediante su agrupamiento en las siguientes categorías genéricas: poligénicas, fluviales, de ladera, lacustres y antrópicas.

4.2.2.1. *Formas poligénicas. Superficie de erosión*

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

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

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

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

En la hoja de Candeleda no se han podido diferenciar los sectores de esta superficie de erosión elevados tectónicamente y que podrían encontrarse en el ángulo noroccidental de la hoja, donde, sin embargo, han debido ser desmantelados por la incisión fluvial.

La plataforma de la Vera, situada entre los relieves mencionados y el Valle del Tiétar, representa el escalón estructural y topográfico situado entre ambos dominios, tal como ya se ha mencionado

más arriba. En él la antigua superficie de erosión parece presentar cierta compartimentación y leves desniveles entre los distintos bloques delimitados por valles fractura. No obstante, la importante degradación de esta superficie hace poco fiable dicha interpretación. Por otro lado, y en línea con algunas de las conclusiones establecidas por PEDRAZA (1989) para todo el Sistema Central, la plataforma de La Vera ha debido de experimentar una evolución posterior a su desnivelación tectónica (alteración y desmantelamiento variable de sus alteritas y regolitos) que podrían haber nivelado los escalones tectónicos producidos durante los movimientos mencionados, conservándose y acentuándose, sin embargo, las formas grabadas (*inselbergs*, etc.).

Dentro del sector correspondiente a la cuenca occidental del Tajo se han podido diferenciar algunos glacis de cobertura con pequeña extensión. En el paraje de Los Escornochivos (lado Este de la hoja), dichos glacis aparecen en una posición relativamente elevada y corresponden realmente a un glacis-terraza del río Tiétar, cuyo cauce se sitúa muy próximo y a 45 m por debajo de los mismos. En los casos restantes los glacis de cobertura y glaciis erosivos aparecen como laderas con suaves pendientes que descienden desde los niveles de terrazas colgadas hasta las inmediaciones de los cauces actuales.

Las unidades cartográficas consideradas como depósitos de tipo aluvial-coluvial, ocupan vallonadas no muy extensas y con pendientes irregulares situadas tanto sobre el zócalo como sobre los sedimentos arcósicos de la cuenca.

4.2.2.2. Formas fluviales

Comenzando con las formas sedimentarias, se han identificado como fondos del valle los depósitos que ocupan esta posición y presentan una morfología totalmente plana. Tal es el caso de algunos valles encajados en la plataforma de La Vera, así como del lecho menor, encajado en la llanura de inundación, de los cauces principales existentes en el interior de la cuenca. En el caso del río Tiétar, su lecho menor alcanza una profundidad de 4 m y una anchura superior a los 100 m. Sobre el mismo se han representado diversas líneas de acreción lateral generadas por la migración del canal de estiaje.

En relación con el río Tiétar y el Arroyo de Alcañizo, situado más al Sur, se han diferenciado diversos niveles de terrazas situadas por encima de su llanura de inundación o terraza baja, y en los intervalos de alturas: 8-12 m, 20-25 m, 30-45 m y 60-65 m, medidas en relación al cauce principal más próximo y considerando la totalidad de la zona de estudio.

En el límite meridional de la hoja el nivel correspondiente a la terraza de 30 a 45 m, se extiende ampliamente enlazando con la extensa superficie que se prolonga hacia el Sur de la hoja, donde dicha superficie aparece levemente degradada por la incisión fluvial, presentando numerosas zonas con canturral, identificables como restos de dicha terraza, la cual debió de corresponder a una extensa superficie de aluvionamiento que cubrió gran parte de la cuenca occidental del Tajo.

En una banda, de 4 Km de anchura, existente entre el río Tiétar y la plataforma de la Vera aparece un sistema de dos generaciones de abanicos, de los cuales el más alto sólo se conserva en plataformas restringidas y colgadas a 30 m sobre los extensos abanicos más recientes. Los primeros podrían estar relacionados y ser coetáneos de la extensa superficie de aluvionamiento

ya mencionada (terraza 30-45 m), aunque no existe ya una conexión directa entre ambos. Los segundos enlazan claramente con el nivel correspondiente a las llanuras de inundación actuales o subactuales.

Al igual que las llanuras de inundación, algunos sectores de los abanicos que enlazan con ellas, presentan formas de arroyada en regueros cambiantes indicadores de que todavía pueden ser funcionales.

En relación con el lecho menor del río Tiétar, se produce una erosión lateral bastante activa, causante del retroceso del escarpe correspondiente a la llanura de inundación y del progresivo ensanchamiento del mismo.

Se han representado también las líneas de incisión lineal y *talwegs* en las vaguadas y valles principales sin desarrollo importante de depósitos fluviales.

En el margen izquierdo del Arroyo de Alcañizo se ha diferenciado un nivel de terrazas erosivas que llegan a enlazar con los glaciares erosivos del Arroyo de San Julián.

4.2.2.3. Formas de ladera

Se han diferenciado diversos coluviales con desarrollo variable en diversas laderas regularizadas existentes bajo algunas terrazas colgadas y, fundamentalmente, en relación con el relieve más energético correspondiente a la incisión fluvial sobre la plataforma de La Vera.

4.2.2.4. Formas lacustres

En el extremo suroriental de la hoja existen diversas zonas con drenaje deficiente y mal definido donde aparecen numerosas lagunas y charcas estacionales.

4.2.2.5. Formas antrópicas

La zona de Serradilla y Barquilla de Pinares (ángulo suroccidental), corresponde a una zona de regadio con numerosos bancales y aterrazamientos que han aprovechado en parte algunos niveles de terrazas, aunque modificando sustancialmente la morfología original, hasta el punto de impedir una clara identificación de dichos niveles.

4.2.3. Formaciones superficiales

Seguidamente se completa la descripción de las alteritas y sedimentos ya analizados bajo un punto de vista geomorfológico.

4.2.3.1 Alteritas

Aparecen representadas por un potente lehm, que en el caso de la plataforma de La Vera, ha sido parcialmente desmantelado. Sin embargo, en los afloramientos graníticos, situados al Sur

del río Tiétar, este lehm aparece mejor conservado, con un espesor superior en algunos casos a los 40 m y dificultando notablemente la cartografía del límite de los sedimentos arcósicos de la cuenca, dado que en muchos afloramientos llegan a ser difícil distinguir dichos sedimentos del lehm no transportado.

4.2.3.2 Sedimentos

Los fondos del valle, el lecho menor de los cauces principales y los grandes abanicos ya mencionados, aparecen constituidos por gravas gruesas y bloques redondeados que en el caso de los abanicos alcanzan casi 1 m de diámetro, siendo fundamentalmente de composición granítica con una matriz limo-arcillosa.

Las terrazas fluviales inferiores presentan una proporción dominante de cantes graníticos, siendo el resto de cuarzo, pegmatitas y pórfidos de origen filoniano. En el extremo sur-oriental del área investigada, estas terrazas medias y bajas son fundamentalmente arenosas, dando lugar a zonas de arenal sólo aptas para pinares.

En las terrazas situadas entre 30 y 45 m sobre los cauces actuales, la proporción de cantes graníticos y cuarcíticos varía de unos sectores a otros. Por último en el nivel más alto predominan ampliamente los cantes de cuarcita que en muchos casos aparecen facetados. Dichas variaciones serán analizadas e interpretadas en el apartado siguiente.

4.2.4. Evolución geomorfológica

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 llenar las cuencas correspondientes a los bloques hundidos.

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

La incisión fluvial posterior y generalizada durante el Plio-cuaternario ha evacuado ya parte del relleno de la cuenca y se ha encajado en la plataforma 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 la extensa superficie de aluvionamiento correspondiente al nivel de terrazas situadas entre 30 y 45 m. En dicho momento debió de producirse la primera generación de abanicos, enlazando con dicha llanura.

Hasta este momento la amplia llanura aluvial, ya mencionada, debió de extenderse por la mayor parte de la cuenca occidental del Tajo (Campo Arañuelo), de forma que sería común a los ríos Tajo y Tiétar, posiblemente el aporte longitudinal, en relación a la cuenca, de cantes de cuarcita, procedentes necesariamente de los Montes de Toledo, que vendrían a mezclarse en este sector con los aportes laterales (primera generación de abanicos) procedentes del Sistema Central y de composición granítica.

Por encima de este nivel han permanecido algunos relieves residuales con canturral exclusivamente cuarcítico (terrazas altas, situadas a unos 60 m sobre los cauces), indicando un drenaje similar para las primeras etapas de vaciado de la cuenca.

Con posterioridad a la génesis de la superficie de Campo Arañuelo, la incisión fluvial se ha producido ininterrumpidamente generándose las terrazas medias y bajas junto con una degradación general del relieve.

4.2.5. Procesos actuales. Tendencias futuras

La incisión fluvial y los procesos de vertiente son las acciones más activas del modelado.

La primera tiene su máxima expresión en el caso del lecho menor del río Tiétar, donde se está produciendo un encajamiento paulatino y un ensanchamiento simultáneo del mismo, que está llevando a la creación de una pequeña llanura de inundación por la que discurre el canal de estiaje. Las dimensiones de este lecho menor son tales que permite albergar los mayores caudales de forma que lo que se ha definido como llanura de inundación, rara vez debe de funcionar como tal.

Los procesos de vertiente revisten cierta importancia en algunas laderas montañosas del ángulo noroccidental de la hoja donde se han detectado caídas de bloques y procesos de reptación muy locales.

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

5.1.1. Distribución espacial de los tipos y variantes de granitos

La cartografía de granitoides, realizada en el marco de la presente Hoja, permite dar una imagen bastante completa y más o menos detallada de la distribución geográfica de los distintos tipos y variantes de las rocas graníticas presentes, a pesar del fenómeno generalizado de la variabilidad continua (transiciones completamente graduales), que contribuye de modo significativo a la dificultad de reconocer facies bien definidas y geográficamente bien delimitadas.

La distribución de las facies es irregular, siendo el tipo que ocupa la mayor extensión el constituido por granitos, adamellites y granodioritas, porfídicas, con \pm moscovita y tamaño de granos gruesos y medios. Ocupa grandes áreas, tanto en la parte septentrional como central de la Hoja, aunque en ciertos afloramientos se observan también cantidades subordinadas de granodioritas biotíticas, no porfídicas y tendencia equigranular. Si bien, a escala general cartográfica, la apariencia de estos granitoides es marcadamente monótona, resulta posible establecer áreas con facies de diferentes características petrográficas, contrastadas tanto con el apoyo de criterios de campo como de estudios microscópicos.

El resto, constituido por granitos y leucogranitos biotítico-moscovíticos, de grano medio y fino, ocupa algo más del 2% de todo el conjunto de granitoides. Finalmente, hay que mencionar pequeñas áreas de granitoides manifiestamente inhomogéneos, asociados especialmente con los núcleos de migmatitas, que pueden ser considerados, en parte, como nebulitas y/o diatexitas. Ocupan algo menos del 1% de todo el conjunto.

5.1.2. Relaciones (contactos) entre las variantes y tipos de granitos

La mayor parte de la superficie de rocas ígneas está ocupada por meras variantes de una misma facies granítica (granitoides tipo "Yuste"), también existen algunas facies graníticas distintas (granitoides tipo "Las Angosturas" y leucogranitos tipo "Greda"), pero muy soldadas y probablemente penecontemporáneas, e incluso existen relaciones entre distintos tipos de granitos que apuntan a intervalos de tiempo algo más largos entre sus momentos de emplazamiento. (Relaciones de granitos inhomogéneos con el resto de granitoides).

Texturalmente, se ha comprobado que, por regla general, los granitos equigranulares pasan gradualmente a los porfídicos, observándose todos los casos intermedios: desde granitos con algún megacristal pequeño y aislado de feldespato potásico a granitos con una textura porfídica incipiente, de éstos a granitos con una textura porfídica bien definida, así como pasos, completamente graduales, entre una textura porfídica seriada y una contrastada.

En lo referente a granulometría, también se observan numerosos pasos graduales de granitos de grano fino-medio a granitos de grano medio y de éstos a los de grano medio-grueso, e incluso a los de grano grueso.

A semejanza de los argumentos invocados por BELLIDO MULAS, F. *et al.* (1987), en cuanto a la clasificación de granitos hercínicos del Norte de Galicia, con respecto al nivel de profundidad de emplazamiento, se puede señalar que todas las facies graníticas que aparecen en esta Hoja presentan características de intrusión relativamente profunda. Entre estas características se pueden citar: la dificultad de delimitar la geometría de las masas graníticas, mal circunscritas respecto a la roca encajante; en los diversos tipos de granitoides no se observa ningún zonado; las zonas de contacto indican que las facies están estrechamente relacionadas, formando parte de un complejo; no se conocen ejemplos claros de bordes de enfriamiento rápido; y, finalmente, casi todas las facies graníticas cartografiadas son difíciles de delimitar frente a las rocas migmatíticas, lo que indica cierto grado de contemporaneidad de emplazamiento de los granitoides y la migmatización.

5.1.3. Granitoides inhomogéneos y migmatitas asociadas (3)

La distribución irregular de estas rocas, los contactos difusos y transicionales que presentan, así como la variación de los tipos petrográficos de unos afloramientos a otros y la abundancia de restos y enclaves migmatíticos dispersos, contribuyen a dificultar las condiciones de observación y a trazar con precisión los límites cartográficos, todo lo cual ha hecho aconsejable insertar en un sólo grupo los granitoides inhomogéneos —ricos en enclaves biotítico-sillimaníticos— y las migmatitas más o menos evolucionadas.

Estas migmatitas, generalmente cordieríticas, muestran una transición a los granitos inhomogéneos ricos en cordierita alterada a pinnita, presentando también restos de la asociación biotita-sillimanita.

Los granitoides inhomogéneos están relacionados con migmatitas cordieríticas, principalmente del tipo nebulítico. Su mineralogía es básicamente la misma, si bien el contenido en feldespato potásico es superior, lo que justifica la denominación de granitos, y la cordierita está sistemáticamente alterada a pinnita.

5.1.3.1. *Granitoides inhomogéneos*

Este conjunto de granitoides a nivel de unidad, presentan una variabilidad —carácter más granítico o más migmatítico— de tipo muy irregular, lo cual es difícil de cartografiar; mientras que a nivel de afloramiento, estos granitoides, suelen mostrar un elevado grado de heterogeneidad, aunque localmente puedan existir zonas relativamente homogéneas.

Se asocian espacialmente con las áreas de migmatitas que afloran dentro de la Hoja. Se trata de granitoides bandeados, con un tamaño de grano que va de fino a grueso, siendo el más común el que oscila de 2 a 7 mm. Presenta partes difusas de carácter pegmatoide (grano medio-grueso) y partes de carácter aplítico (grano fino), aunque, en ambos casos, en cantidades netamente subordinadas.

En general, presentan índices de colores normales, pero existen granitoides más oscuros de lo normal, con biotita predominante sobre moscovita.

Suelen ser equigranulares o algo inequigranulares, siendo poco frecuente la presencia de megacristales de feldespato potásico, los cuales cuando aparecen son bastante alotriomorfos e isométricos.

Es característico de estos granitoides su bandeados texturales y/o composicionales, que se produce a escala centí-decamétrica. Según los casos, este bandeados se puede presentar más o menos definido: desde claramente neto a completamente difuso. Suele ser subparalelo y bastante regular.

También son frecuentes los “*schlierens*” biotíticos, netos o difusos, que parecen ser restos del melanosoma de las migmatitas, con las que suelen asociarse. Estos supuestos restos adquieren, a veces, casi el carácter de enclaves bien delimitados. (Caserío de Mesas Llanas, Garganta Minchones, El Raso, Candeleda, etc.).

En parte, estos granitoides inhomogéneos se pueden considerar como nebulitas y diatexitas, unas veces con pasos graduales a metatexitas y otras veces con pasos graduales a los granitos normales del entorno. (Granitos porfídicos). Estos últimos contactos suelen estar fuertemente soldados, lo cual indica que son más o menos contemporáneos.

La composición de estos granitoides fluctúa entre la de una tonalita y un granito leucocrático, encontrándose frecuentemente granitoides relativamente básicos, cuya composición corresponde a la de adamellitas, granodioritas y tonalitas. Estos términos más básicos suelen pasar insensiblemente a migmatoides de una composición igualmente tonalítica, que sólo se distinguen de los granitoides por su mayor riqueza en biotita y sillimanita y una textura más marcadamente bandeadas de estos minerales. Aunque en los granitoides la biotita predomina generalmente sobre la moscovita, siempre aparece ésta en cantidades más o menos accesorias.

En cuanto a la deformación, a simple vista, se puede considerar que es débil o muy débil por término general, observándose una clara y patente deformación en puntos muy locales y restringidos.

También se caracteriza este grupo por la presencia, abundancia y diversidad de los enclaves, tanto de dimensiones centimétricas como decamétricas. Es posible encontrar restos tipo “*resister*”, de constituyentes litológicos no migmatizados y procedentes de distintos dominios, como pueden ser paragneises, esquistos, cuarcitas, anfibolitas de diversos tipos, ultramafitas, etc. (Ejemplo: Garganta Minchones, Alto de la Jara, Los Rincones, Cerro de los Frailes, etc.). Otros, de dimensiones centí-decamétricas, son predominantemente de tipo surmicáceo (biotita-moscovita-sillimanita) de composición tonalítica-cuarzodiorítica, o bien nódulos de cordierita pinnitizada, xenocristales grandes de cuarzo, de feldespato potásico, etc.

5.1.3.2. *Migmatitas*

Estas rocas ofrecen una mayor complejidad, pudiendo encontrarse una amplia gama de tipos migmatíticos, en grados variables de evolución y en afloramientos generalmente de dimensiones deca-hectométricas, con rocas de tipo granítico o migmatítico-nebulítico, en las que los porcentajes de neosoma y paleosoma varían dentro de amplios márgenes.

Por regla general, presentan transición gradual tanto con los granitoides inhomogéneos como con el resto de granitos porfídicos, ya sean los biotíticos o los biotítico-moscovíticos. La presencia de estas migmatitas queda reducida a pequeñas extensiones dentro de la Hoja, ocupando los afloramientos de mayor superficie los situados al Norte de Candeleda (Garganta de Santa María).

La característica más destacable de los afloramientos migmatíticos es su heterogeneidad y, a veces, la presencia de nódulos de cordierita más o menos alterados a productos pinníticos.

En este conjunto aparecen migmatitas de origen paraderivado (metatexitas), así como numerosos afloramientos de migmatitas clásicas o normales, caracterizadas por una alternancia, a escala centi-decimétrica, de capas (lentículos, *schlierens*, etc.) bien contrastradas de un neosoma granitoide leucocrático y de un paleosoma oscuro, rico en micas (biotita \pm sillimanita) y a menudo de naturaleza restítica.

En el Sector occidental de Gredos ("Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 598. Plasencia". IGME, 1987), UGIDOS, J.M. et al. distinguen dos grupos mineralógicos diferentes de migmatitas: unas migmatitas con biotita-sillimanita residual y neosoma de composición granítica, afectadas por, al menos, una fase de deformación post- S_1 ; y otro grupo de migmatitas cordieríticas, más tardías, con neosomas no afectadas por dicha fase y ricos en cordierita. Probablemente, las diferencias mineralógicas entre ambos grupos estén condicionadas, básicamente, por su origen a partir de diferentes protolitos: predominantemente pelítico en el caso de las cordieríticas y más rico en componentes cuarzo-feldespáticos en el otro caso.

En la presente Hoja, el papel de las migmatitas es mucho menos importante que el representado en el Sector central y Sector occidental de Gredos. Con los afloramientos observados en campo y el estudio petrográfico de algunas muestras no se poseen datos suficientes para discernir entre grupos de migmatitas, como las citadas anteriormente, no pudiéndose descartar, por el momento, que existan dos subgrupos. Aunque éste no es el lugar más apropiado para tratar el problema, si se puede sugerir, con amplia idea estructural, que la roca huésped (migmatita) estuvo sufriendo metamorfismo deformativo mientras el granito se estaba emplazando.

En múltiples afloramientos de estas rocas migmatíticas se observa una foliación (SO~140°-150°) concordante con el bandeados composicional, así como *schlierens* (biotíticos \pm moscovíticos) orientados según la foliación de la roca. En general, los cuarzos, feldespatos y micas se han orientado en condiciones cristaloblásticas (sin-esquistosas). También, en algunos afloramientos muy locales, relacionados con fracturas o fallas, se ha observado que los minerales muestran síntomas de deformación post-cristalina (extinción ondulante, microfracturas, micas alabeadas, etc.), con una anisotropía más o menos grosera, es decir, que se trata, en estos casos, de una foliación tectónica (Sur del Cerro Cortijares, Mesas Llanas, Carretera al Santuario de Chilla, etc.).

En cuanto a las condiciones petrogenéticas de estas rocas, aunque son escasos y pequeños los afloramientos que aparecen en esta Hoja, si nos atenemos a las descripciones señaladas, en la Hoja n.º 577 (Bohoyo), para los mismos, revelan que se han producido bajo condiciones de baja presión, no habiéndose encontrado restos de otras asociaciones mineralógicas que

indiquen presiones más elevadas, como ha sido reseñado en zonas próximas, al Norte de las que aquí se consideran (BABÍN, R. 1974). Asimismo, se puede considerar que el metamorfismo comenzó con la fase principal de plegamiento y la migmatización intensa coincide con la fase paroxísmal del metamorfismo regional, finalizando en estadios tardíos respecto a las principales fases de deformación hercínicas.

Por último, el estudio microscópico pone de manifiesto que la composición mineralógica de las migmatitas está integrada por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita, biotita, sillimanita y \pm moscovita, como componentes mayoritarios, que varían en sus proporciones dependiendo del tipo de roca considerada. Los cuatro primeros minerales constituyen el neosoma y los segundos la principal fracción residual. La moscovita, según los casos y con más o menos profusión, puede presentarse tanto en el leuco como en el melanosoma.

5.1.4. Leucogranitos biotítico-moscovíticos, de grano medio y fino (tipo "Cerro Greda") (4)

Constituyen un grupo de granitos con carácter muy leucocrático, característica que lo diferencian claramente del resto de granitoides (Ver Fig. 5.1).

Aunque se distribuyen irregularmente por toda la Hoja, a modo de meso y macroenclaves englobados en las facies de adamellitas, granodioritas y granitos biotíticos, sus afloramientos más extensos y representativos se encuentran al NO de Candeleda, en los alrededores del "Cerro Greda", de donde se ha tomado el nombre.

Estos leucogranitos parecen encontrarse en relación directa con las migmatitas, pues en ellos son frecuentes restos y enclaves de las mismas, de tamaños variables, tanto a escala macroscópica como microscópica, dándose también zonas en las que alternan o entremezclan ambos tipos de

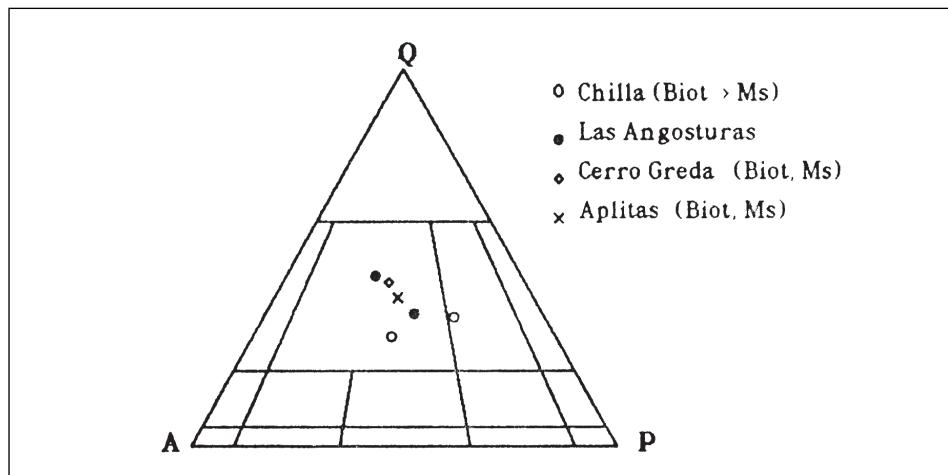


Figura 5.1. Proyección en el diagrama QAP de los diversos tipos graníticos arriba señalados.

rocas (ejemplo: Garganta Santa María, al Norte de Candeleda). En estas zonas es difícil establecer el contacto, ya que el paso de uno a otro tipo de roca tiene lugar a través de un amplio pasillo, donde alternan afloramientos de rocas graníticas con los de rocas anatécticas (metatexitas y diatexitas) que reflejan grados de intensidad variable del metamorfismo.

En algunos puntos de Cerro Greda y en la margen derecha de la Garganta Santa María, estos leucogranitos presentan una orientación, más o menos grosera, según direcciones que oscilan alrededor de valores correspondientes a N-15°-E, observándose al microscopio una fábrica anisótropa, marcada fundamentalmente por las micas y, en menor medida, por los feldespatos.

Esto induce a pensar que el emplazamiento de estos leucogranitos puede haber tenido lugar antes de que finalizara la fase tardihercínica principal.

En el borde occidental del Cerro Greda, los leucogranitos se ponen en contacto con los granitoides (adamellitas y granodioritas) biotíticos, porfídicos \pm moscovita y grano grueso. Aquí el contacto es más neto y, en parte, mecánico, dado el marcado carácter porfídico de los granitos, que facilita la distinción cartográfica. Más hacia el Oeste, dentro del gran complejo de granitoides biotíticos y porfídicos (tipos "Yuste", "Alardos-Minchones", "Chilla"), destacan macroenclaves de leucogranitos, de dimensiones hectométricas, con variable grado de tectonización, lo cual indica el carácter intrusivo tardío de dichos granitoides biotíticos respecto a los leucogranitos, aunque ambos tipos de rocas tengan su origen en el mismo proceso anatético, como se plantea en otras áreas próximas del Macizo Hespérico. (ODRIOZOLA *et al.* 1980; UGIDOS 1974-d; UGIDOS y BEA 1976, 1979).

En la cartografía sólo se han señalado los afloramientos de dimensiones más importantes, si bien hay frecuentes masas de leucogranitos, de dimensiones métricas a decamétricas, que no han sido representados por razones de escala. Macroscópicamente, todos los afloramientos presentan características similares, mostrando, en general, un tamaño de grano fino-medio, texturas análogas a las de tipo aplítico, con cuarzo muy abundante y alotriomórfico, y colores manifiestamente leucocráticos. Con frecuencia la moscovita es tan predominante sobre la biotita que la roca es más bien un leucogranito moscovítico.

El estudio microscópico muestra los siguientes aspectos más relevantes:

- Textura predominantemente alotriomórfica, granular y, en algunas zonas, considerablemente foliada.
- Cuarzo: en cristales xenomórficos, irregulares y de tamaños variables. Cuando aparece incluido en feldespato potásico o plagioclasa, entonces presenta contornos más redondeados.
- Feldespato potásico: muy heterogéneo, también, en cuanto a tamaño de grano y forma. Predomina en formas xenomorfas y raramente como cristales idiomorfos. Cuando éstos son mayores pueden englobar plagioclasa, cuarzo y biotita. En general, el feldespato potásico aparece débilmente pertitizado. En algún caso, puede presentarse con el maclado de la microclina.

- Plagioclasas: entre los minerales esenciales, es el que más veces presenta formas subidiomorfas (tabulares), aunque, en general, aparece en cristales xenomorfos de tamaño variable y con desarrollo local de mirmequitas.
- Biotitas: en láminas irregulares, frecuentemente alteradas a clorita. En general, escasean las inclusiones de minerales accesorios en ellas, como pueden ser el apatito o el círcón. Señalar, también, que las biotitas forman cristales más prismáticos que las moscovitas.
- Moscovitas: también en láminas irregulares y de tamaños variables. Raramente forman placas prismáticas limpias, pues, generalmente, se presentan como agregados fibrosos, desflecados, o incluso con formas radiales, asociadas a otros minerales de los que proceden por alteración, especialmente de la sillimanita (origen tardío, carácter secundario).
- Sillimanita: es un mineral frecuente, pero casi siempre con una acusada transformación a moscovita.
- Otros minerales, con carácter accesorio y de menor importancia cuantitativa, son apatito, círcón y clorita.

5.1.5. Granitos moscovítico-biotíticos, de grano medio (tipo "Las Angosturas") (5)

Los afloramientos más extensos y representativos se distribuyen en los alrededores del Embalse de Rosarito, sobre todo en la finca denominada "Pastoloboso" y al Este del Cerro de "Las Angosturas", de donde se ha tomado el nombre.

Este grupo está constituido por granitos moscovítico-biotíticos, de grano medio (a veces, medio-fino), de colores rosáceos, con textura hipidiomórfica granular y foliada. Presentan una fábrica foliada marcada por los cuarzos, feldespatos y micas, especialmente por éstas últimas. En realidad, existen numerosos afloramientos que se componen prácticamente en su totalidad o enteramente de granitos moscovítico-biotíticos, con predominio claro de la moscovita sobre la biotita, e incluso casi holomoscovíticos. En este último caso se trataría más bien de un leucogranito (Biotita < 5%).

Generalmente, no se aprecia una relación directa y clara de estos granitos moscovítico-biotíticos (5) con las rocas de tipo migmatítico, aunque al observar sus bordes fallados (bloques compartimentados) probablemente están asociados en niveles más profundos que los actualmente observables, es decir, que se originarían en el mismo proceso anatéctico donde se originaron los leucogranitos (4) descritos anteriormente y los granitoides porfídicos biotíticos (6) que se describirán después.

Aunque el grupo de granitos moscovítico-biotíticos (tipo "Las Angosturas") (5) ofrece características petrográficas y composicionales distintas al grupo de granitoides porfídicos biotíticos (6), lo cual representaría sendos arquetipos de la serie alcalina y calcoalcalina, respectivamente, que CAPDEVILA & FLOOR (1970) describen para los granitoides del noroeste de España, si se observan y analizan sus rasgos geológicos, se pueden establecer ciertas

consideraciones que permiten deducir una íntima relación desde el punto de vista genético. En otras palabras, algo similar a las tesis mantenidas por BELLIDO MULAS, F. et al. (1987), frente a las contrastadas por CAPDEVILA & FLOOR (1970), respecto a ciertos grupos de granitoides de Galicia. Entre las consideraciones que relacionan entre sí a estos dos grupos —Granitos moscovítico-biotíticos (5) (Tipo "Las Angosturas") y Granitoides porfídicos biotíticos (6) (Tipo "Yuste")— se pueden citar: la relación espacial tan marcada que existe entre ambos grupos, presentando zonas de mezcla, difíciles de separar en cartografía, como ocurre en las áreas septentrionales y occidentales del Embalse de Rosarito, donde afloramientos del granito Tipo "Las Angosturas" se encuentran en medio de una considerable abundancia de granitoides Tipo "Yuste"; no se ha observado, en ningún caso, una diferencia entre el desarrollo del cortejo filoniano (riqueza en minerales neumatolíticos e hidrotermales) —que se supone implícitamente relacionado con granitos Tipo "Las Angosturas"— de uno y otro grupo, pues, muy al contrario, dicho cortejo está más desarrollado en los granitoides Tipo "Yuste"; por otra parte, se ha observado frecuentemente pasos transicionales entre los dos grupos, de carácter híbrido; finalmente, en los granitos Tipo "Las Angosturas" (moscovítico-biotíticos) son poco frecuentes los enclaves, mientras que los del Tipo "Yuste" (predominantemente biotíticos) suelen contener enclaves microgranudos (precursores básicos), lo cual no se puede utilizar como prueba de que proceden de fuentes magmáticas distintas, pues en otros plutones del Macizo Hespérico, con unidades graníticas claramente consanguíneas, se ha observado la misma distribución de enclaves (BELLIDO MULAS, F. et al. 1987). De cualquier forma, para poder comprobar estas consideraciones, será necesario contar con estudios geoquímicos e isotópicos, que confirmen la existencia de una relación genética más directa (Ver Fig. 5.1).

Debido a las deformaciones a las que han sido sometidos los granitoides de esta región, es difícil determinar con certeza si ciertas orientaciones preferentes, que se pueden observar en algunos afloramientos (N-130°-140°-E), son realmente debidas a flujo magmático. En el caso de los granitos moscovítico-biotíticos (Tipo "Las Angosturas"), generalmente todos los minerales presentan síntomas de deformación post-cristalina y/o tardimagmática, que confieren a estas rocas una textura orientada. En muchos afloramientos no se trata de una deformación muy marcada, pero sí generalizada, coincidente con otras estructuras deformativas, lo que parece indicar que el flujo magmático puede haber sido condicionado por el campo de fuerzas responsable de la deformación. En otras zonas, sin embargo, se observan señales de que estas rocas han sido afectadas por deformaciones dúctiles, más o menos penetrativas, a nivel de afloramiento (proximidades de fallas y fracturas del Embalse de Rosarito), donde se ha comprobado que la fábrica foliada es de origen tectónico post-cristalino, presentando, en múltiples ocasiones, deformaciones proto-cataclástico-miloníticas, lo que, en el microscopio, se traduce en rotura de feldespatos, estiramiento, alabeamiento y fracturación de todas las micas (incluidas las moscovitas) y una deformación dúctil del cuarzo, aunque, en ningún momento, se llega a borrar totalmente las características texturales primarias de la roca.

El estudio microscópico muestra los siguientes aspectos más relevantes:

- Textura predominantemente de grano medio o medio-fino, en la mayoría de los casos fundamentalmente hipidiomórfica granular, presentando sólo algún megacristal disperso de feldespato potásico de hasta 2-3 cm de largo, aunque normalmente no sobrepasan de 1,5 cm.

- Cuarzo: la mayor parte es xenomorfo y, en general, con extinción ondulante. En menor proporción, aparece incluido en plagioclasas y también formando parte de texturas mirmequíticas.
- Feldespato potásico: varía de cristales xenomorfos a formas prismáticas subidiomorfas macladas (Carlsbad), escasamente pertíticas. En ocasiones se reconoce en algunos cristales la macla de la microclina.
- Plagioclasas: la mayoría de las plagioclasas aparecen como cristales xenomorfos, aunque sobre este fondo xenómrfico destacan algunos cristales subidiomorfos. En ocasiones formando texturas mirmequíticas. También es frecuente la alteración a sericita.
- Moscovita: componente mineral cuantitativamente variable. Se presenta generalmente en láminas irregulares (origen secundario) asociadas a los productos de transformación de otros minerales, especialmente sillimanita. En algunos casos, no obstante, su relación textural sugiere un posible origen primario. Con frecuencia forman placas limpias, englobando cuarzo y/o plagioclasas.
- Biotita: frecuentemente forman cristales tabulares y estirados, con bordes corroidos y/o desflecados, transformándose en moscovitas. Es también frecuente la alteración de biotita a clorita.
- Como minerales accesorios se deben citar: la sillimanita, bastante frecuente en estos granitos, la turmalina, que en algunas muestras aparece en cristales xenomorfos, apatito, círcón, esfena, sericita y óxidos.

5.1.6. Monzogranitos y granodioritas, biotíticos, porfídicos, de grano grueso (tipo "Yuste") (6)

Constituye el grupo granítico de más amplia representación cartográfica. En realidad, se debe considerar, más que como grupo, como un subgrupo, muy difícil de deslindar de otros tres subgrupos que se han denominado —acorde con las toponimias más representativas— Granitos y granodioritas tipo "Alardos-Minchones", Monzogranitos y granodioritas tipo "Chilla" y Granodioritas tipo "Mesas-Llanas", es decir, que todos ellos serían como porciones (facies) de un sólo grupo, conjunto o complejo más amplio.

Las diferencias de estas cuatro facies son casi exclusivamente texturales, o se manifiesta por cambios en la proporción biotita/moscovita, o bien por la abundancia o escasez de megacristales de feldespato, ya que composicionalmente son prácticamente iguales, mostrando un solapamiento muy grande de su mineralogía.

En la presente Hoja, este conjunto de granitoides forma parte del Horst fundamental de Gredos, constituido por un sistema de bloques que se elevan suavemente en la parte septentrional (Hoja n.º 577 Bohoyo) y descienden, en graderío, bruscamente hacia el Graben meridional del Tiétar, formando en esta zona la comarca de La Vera. Constituyen un conjunto relativamente homogéneo y bien definido, de morfología variada, con masas mal circunscritas y más o menos adaptadas a las estructuras regionales.

Desde el punto de vista composicional, este conjunto de facies es de naturaleza relativamente básica, tratándose casi en todos los casos de granitoides predominantemente biotíticos. Si se hace caso omiso de los afloramientos y enclaves más básicos y de los enclaves microgranudos, tipo precursores básicos, encontrados en todas estas facies, el espectro composicional abarca desde una granodiorita biotítica a un granito o adamellita biotítico-moscovítica, situándose las facies fundamentales en la zona de transición entre los granitos *sensu stricto* y las granodioritas. La moscovita está casi siempre presente y puede llegar a ser un constituyente principal, como la facies denominada Tipo "Chilla" que se describe más adelante. El anfíbolo aparece sólo en enclaves tipo microgranudo (Ver Fig. 5.2).

Otras variaciones sistemáticas entre las citadas facies pueden ser las originadas por una mayor o menor abundancia de megaenclaves de granitoides inhomogéneos y migmatitas, o de mesoenclaves tipo microgranudo. Estas heterogeneidades aparecen sobre todo en las partes septentrionales de la Hoja.

La variabilidad a nivel de afloramiento consiste principalmente en las variaciones del tamaño de grano, índice de color, abundancia de moscovita y, más en particular, en la densidad del porfidismo y el carácter auto o xenomorfo de los megacristales de feldespato, que puede variar considerablemente, como, por ejemplo, en la facies tipo "Yuste" los megacristales son grandes, abundantes e idiomorfos, en la facies tipo "Alardos-Minchones" y tipo "Chilla" son más pequeños, no siempre abundantes, subalotriomorfos y xenomorfos, y la facies de "Mesas-Llanas" ya deja de ser porfídica.

Los monzogranitos/granodioritas, biotíticos, porfídicos y de grano grueso (Tipo "Yuste") mantienen con el resto de granitoides contactos de transición gradual, de tal forma que no resulta posible el trazado de un límite neutro entre estas facies. Análogamente, la relación entre granitos (monzogranitos) y granodioritas —rocas incluidas en el mismo saco por razones

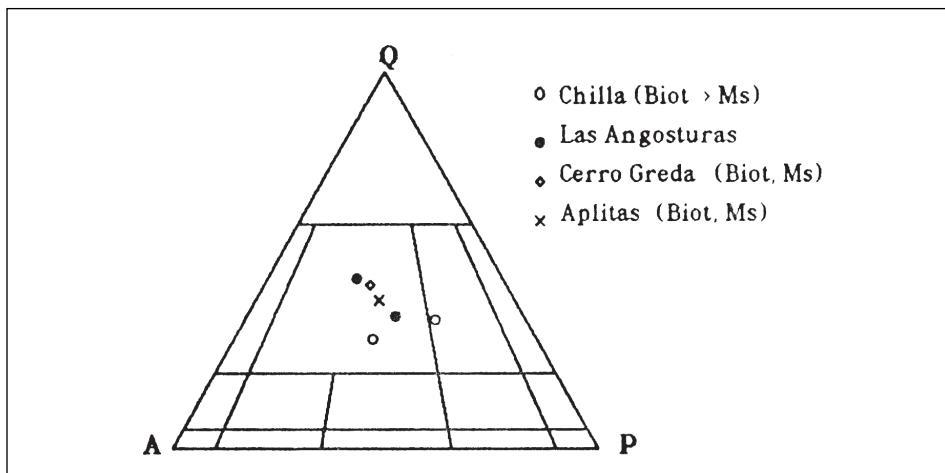


Figura 5.2. Proyección en el diagrama QAP de los diversos tipos graníticos arriba señalados.

cartográficas— es de transición gradual, no existiendo datos que permitan establecer un carácter intrusivo entre ambos tipos de rocas.

De todos los granitoides, estos de Tipo “Yuste” son los que presentan la textura más típicamente porfídica, debido a la presencia de abundantes y/o numerosos megacristales de feldespato potásico. Estos suelen ser idiomorfos y subidiomorfos a simple vista y alcanzan frecuentemente longitudes de 6-8 cm, existiendo en muchos afloramientos ejemplares de 10-12 cm y excepcionalmente de hasta 18 cm de largo (Dehesa “El Seminejo”). Los ejemplares mayores suelen poseer secciones claramente alargadas y, a menudo, se observan texturas de “Frasl”, indicadas por inclusiones de plagioclasa o biotita. La matriz de estos granitoides Tipo “Yuste” es principalmente de grano grueso y grueso-medio.

Con este marcado porfidismo, en muchos afloramientos de estos granitoides, los megacristales de feldespato potásico tabulares muestran una clara orientación preferente, la cual suele manifestarse no sólo en áreas deformadas, sino también en zonas poco o muy poco deformadas, lo que, unido a las disposiciones bandeadas de *schlierens* biotíticos o feldespáticos y a las de enclaves de tipo microgranulado, hace suponer que sea debida a flujo magmático (Garganta de Gualtaminio, Risquera de Piedra Blanca, Cruz del Pobre, etc.). En los estudios microscópicos se ha comprobado que las rocas de estas áreas presentan una fábrica foliada, marcada principalmente por biotitas y feldespatos y, aparentemente, menos por el cuarzo (granos equidimensionales poco o nada deformados), lo cual se puede interpretar como que la estructuración del granito tuvo lugar en un estadio primario, previo a la consolidación definitiva de la roca.

También hay que señalar, de manera muy desigual, tanto a nivel de grandes masas como a nivel de afloramiento, que casi todas las rocas de estos granitoides están afectadas por deformaciones que afectan a todos los constituyentes minerales, por lo que debieron producirse o cesar cuando la roca estaba cristalizada en su totalidad, es decir, que se trataría de deformaciones al estado sólido. Al microscopio, los efectos más aparentes se presentan a nivel de micas y cuarzo, observándose los típicos síntomas de deformación post-cristalina: microfracturas y/o subjuntas en el cuarzo, extinción ondulante marcada, fractura de feldespatos con relleno de cuarzo en venillas, etc.

Desde el punto de vista mineralógico, otro aspecto característico de este subgrupo y de los subgrupos que se describen a posteriori es la abundancia de prismas cordieríticos (generalmente pinitizados), que se distribuyen de modo variable en toda la masa de estos granitoides, si bien se dan zonas, especialmente en la mitad occidental de la Hoja, donde hay una mayor concentración de dichos prismas, que llegan a alcanzar dimensiones de 1-3 cm. En los granitoides descritos en apartados anteriores (Tipo “Cerro Greda” y Tipo “Las Angosturas”) no se han encontrado prismas de cordierita apreciables macroscópicamente.

El estudio microscópico muestra los siguientes aspectos más relevantes:

- Cuarzo: en granos xenomórficos de tamaños variables, formas irregulares y con extinción ondulante. Constituye un componente esencial, tardío en su cristalización, ejerciendo un efecto de corrosión, a veces marcado, sobre plagioclasas y biotita. En parte se encuentra también incluido en plagioclasas. Otro tipo de cuarzo es el asociado a texturas mirmequíticas,

en los bordes albíticos de plagioclasas que se encuentran en contacto con feldespato potásico. También, en alguna ocasión, el cuarzo se encuentra como asociado a productos de alteración de feldespato potásico.

- Biotita: en láminas subidiomorfas en general y de tamaños variables, en muchas ocasiones corroídas por cuarzo y feldespatos de cristalización posterior. Con frecuencia incluyen apatito, circón y opacos (menas metálicas). A veces alterada a clorita, con la formación de agujas de rutilo.
- Plagioclasas: bajo la forma de cristales idio-subidiomorfos, maclados y ligeramente zonados (zonado difuso), de tipo oligoclasa. Otra generación de plagioclasa corresponde a una etapa tardía (texturas *subsólidas*), y se trata de la albita asociada a las mirmequitas, como crecimientos xenomorfos ameboides en los bordes de las plagioclasas en contacto con el feldespato potásico. A veces, las plagioclasas aparecen microfacturadas y presentan variables grados de alteración a sericitas.
- Feldespato potásico: su presencia está representada tanto por cristales idio-subidiomorfos, de tendencia prismática, como por formas irregulares que se distribuyen intersticialmente. Los cristales idiomorfos llegan a alcanzar tamaños de varios centímetros, presentando localmente la macla de Carlsbad y pertitización a veces visible macroscópicamente. Son frecuentes las inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo subredondeado.
- Moscovita: mineral de distribución cuantitativa muy variable. Estas moscovitas suelen ser secundarias, presentándose en cristales fibroso-desflecados, asociados a feldespatos y a biotitas. En otros casos los cristales de moscovita son limpios y prismáticos, lo cual podría sugerir un posible origen primario (magmático).
- Cordierita: relativamente frecuente en algunas zonas. Se presenta, en general, en prismas idiomorfos de tamaños variables y muy raramente sin alterar a productos pinníticos.
- Sillimanita: en prismas aislados o no, así como en haces de individuos aciculares (fibrolita), con variable grado de alteración a moscovita. Los cristales de sillimanita pueden estar incluidos en plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico, así como asociados a biotita.
- Otros minerales accesorios son: apatito, circón, esfena, sericitas, rutilo, clorita, mena metálica y, más raramente, andalucita.

5.1.7. Granitos y granodioritas, biotíticos \pm moscovita, porfídicos, de grano medio (Tipo "Alardos-Minchones") (7)

La mayor parte de las rocas de este subgrupo son granitos y granodioritas; también aparecen monzogranitos, aunque en menor abundancia. Constituyen la segunda facies de granitoides de más amplia representación cartográfica. Junto con los subgrupos de "Yuste", "Chilla" y "Mesas-Llanas" forman un conjunto o complejo de rocas genéticamente interrelacionadas por un mismo proceso de evolución magmática.

Estos granitoides se distribuyen por el tercio Norte de la Hoja, principalmente en los dos tercios orientales y una pequeña zona septentrional del Embalse de Rosarito. La representación volumétrica más importante, a nivel de afloramientos, se manifiesta entre las Gargantas de Alardos y de Minchones, de donde toma su nombre este tipo de facies.

El espectro composicional abarca desde los granitos *sensu stricto* a las granodioritas, y la composición mineralógica es cualitativamente similar a la facies tipo "Yuste", (ver Fig. 5.2), pero existen diferencias cuantitativas, entre las que cabe destacar:

- Los granitoides tipo "Yuste" son algo más ricos en biotita.
- En el tipo "Yuste" la moscovita, cuando aparece, es muy escasa, mientras que en la facies "Alardos-Minchones" es muy frecuente, incluso puede ser abundante, pero siempre con biotita predominante.
- La facies de "Alardos-Minchones" es más rica en minerales accesorios.

En cuanto a las características texturales, estas dos facies son diferentes: en "Alardos-Minchones" la mesostasis presenta un tamaño de grano medio y medio-fino, no tan grueso como el tipo "Yuste"; los megacristales de feldespato potásico son pequeños (1-3 cm), subaltriomorfos/ xenomorfos, y no siempre abundantes, mientras que en el tipo "Yuste" son abundantes, tamaños considerables (6-8 cm), hábito tabular y tendencia idiomórfica.

Nada se puede precisar de sus relaciones con el encajante metamórfico ya que, en la presente Hoja, no aparecen metasedimentos. Esta facies "Alardos-Minchones" mantiene con el resto de granitoides contactos de transición gradual, de tal forma que no resulta posible el trazado de un límite neutro entre las distintas rocas graníticas.

En lo referente a deformaciones, a semejanza de lo que ocurre en la facies tipo "Yuste", en algunos afloramientos de los granitoides tipo "Alardos-Minchones" los megacristales de feldespato potásico tabulares muestran una clara orientación preferente, la cual suele manifestarse no sólo en áreas deformadas, sino también en zonas poco o muy poco deformadas, lo que hace suponer que sea debida a flujo magmático. Estas rocas suelen presentar una fábrica foliada, marcada principalmente por biotitas y feldespatos, lo cual se puede interpretar como que la estructuración del granito tuvo lugar en un estadio primario, previo a la consolidación definitiva de la roca. Pero, por otra parte, muchas rocas de estos granitoides están sometidas a deformaciones que afectan a todos los constituyentes minerales, por lo que debieron producirse o cesar cuando la roca estaba cristalizada en su totalidad, es decir, que se trataría de deformaciones al estado sólido.

Otro aspecto característico de este subgrupo es la presencia de prismas cordieríticos (pinnitizados), pero no son nada abundantes, como ocurría en ciertas zonas de los granitoides tipo "Yuste". Se distribuyen de modo variable por toda la masa de rocas graníticas, pero especialmente en las áreas transicionales entre estos granitoides ("Alardos-Minchones") y las migmatitas/granitoides inhomogéneos.

Los aspectos más relevantes del estudio microscópico son los siguientes:

- Cuarzo: xenomorfo granular, de tamaño variable, formas irregulares, no elongado y con escasa extinción ondulante; o bien con tendencia a presentarse en granos más o menos equidimensionales, globulosos y localmente elongados. También se puede presentar como cuarzo intersticial, con extinción ondulante marcada y/o en frecuentes desarrollos mirmequíticos.
- Biotita: se puede presentar en placas con inclusiones de apatito y circón, principalmente, o bien formando agregados o núcleos en los que se encuentran asociados moscovitas y restos de sillimanita. Otras veces, muestra una distribución irregular, en "grumos" estirados, definiendo una textura orientada (foliada), o bien desflecadas, estiradas y dobladas (efectos de una deformación). En algunas ocasiones aparece cloritizada y como inclusiones dentro del feldespato potásico.
- Plagioclasa: como cristales subidiomorfos ligeramente zonados (oligoclasas) y poco maclados; o bien en cristales pequeños xenomorfos, intergranulares, con o sin desarrollo mirmequítico. En algunos cristales es frecuente la presencia de una red de fracturas (aspecto "ruiniforme").
- Feldespato potásico: se puede presentar en cristales de tendencia prismática, con macla de Carlsbad o en cristales intersticiales xenomórficos. También se han observado texturas micropertíticas (en venillas) y cristales de feldespato potásico con inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo.
- Moscovita: se ha observado en placas limpias, prismáticas, corroídas por cuarzo; otras veces, desflecadas y asociadas a biotitas, presentando, con frecuencia, ciertas formas que sugieren una transformación de antiguos cristales de sillimanita.
- Cordierita: cuando aparece, está casi totalmente pinnitizada.
- Sillimanita: en prismas aislados o no, así como en haces de individuos aciculares (fibrolita), con variable grado de alteración a moscovita.
- Otros minerales accesorios son: turmalina, que se encuentra con frecuencia en rellenos intersticiales, apatito, circón, esfena, sericita, rutilo, clorita, mena metálica, óxidos de hierro y, más raramente, andalucita.

5.1.8. Monzogranitos y granodioritas, biotítico-moscovíticos, porfídicos, de grano medio (Tipo "Chilla") (8)

En cuanto a representatividad cartográfica, estos granitoides constituyen la tercera facies o subgrupo de todo un conjunto de rocas, genéticamente interrelacionadas por un mismo proceso de evolución magmática.

A este subgrupo se le denominó "Chilla" debido a que las masas principales de rocas se encuentran al Este y Oeste de la Garganta del mismo nombre, apareciendo los afloramientos

más representativos en la carretera que sube desde Candeleda al Santuario de Ntra. Sra. de Chilla, ya situado fuera de la presente Hoja.

Estos granitoides se distribuyen por la mitad oriental de la Hoja, manteniendo con el resto de granitoides contactos de transición gradual. Incluso, a nivel de afloramiento, la relación entre monzogranitos y granodioritas —incluidos en la misma facies por razones cartográficas— es de transición gradual, no existiendo datos que permitan establecer un carácter intrusivo entre ambos tipos de rocas. Aunque mantienen contactos con los granitoides tipo "Yuste", los afloramientos más representativos se interrelacionan fundamentalmente con los del tipo "Alardos-Minchones".

A semejanza de los dos subgrupos descritos con anterioridad, el espectro composicional abarca desde una granodiorita biotítico-moscovítica a un monzogranito de dos micas, situándose las facies fundamentales en la zona de transición entre los granitos sensu stricto y las granodioritas. La composición mineralógica es similar a las facies tipo "Yuste" y tipo "Alardos-Minchones", pero en el tipo "Chilla", la moscovita está siempre presente y llega a ser un constituyente principal y, además, son menos ricos en biotita que los dos primeros (Ver Fig. 5.1).

Texturalmente, aunque estos granitoides poseen una notable densidad de porfidismo, las rocas son menos ricas en megacristales de feldespato potásico, con afloramientos donde son escasos o incluso llegan a desaparecer, aunque en la mesostasis siga abundando el feldespato intersticial. Los megacristales de feldespato potásico, de 1-2 cm de media, suelen poseer hábitos de tendencia prismática o isométrica, con una distribución de tamaños menos amplia y, en general, más pequeños y menos idiomórficos que en las dos facies descritas con anterioridad ("Yuste" y "Alardos-Minchones").

También en los granitoides tipo "Chilla" se han observado megacristales de feldespato potásico, micas y, a veces, cuarzo, que muestran una clara orientación preferente, la cual suele manifestarse no sólo en áreas deformadas, sino también en zonas poco o muy poco deformadas, lo que hace pensar en una fluidalidad magmática. Pero, por otra parte, muchos de estos granitoides están sometidos a deformaciones que afectan a todos los constituyentes minerales, es decir, que se trataría de deformaciones al estado sólido, o, al menos, en un "estado intermedio". Calculando la media de las orientaciones más significativas, se pueden establecer dos sistemas principales cuyas direcciones son: N-165°-180° / 50°-60°-E y N-90°-100° / 30°-N.

El estudio microscópico muestra los siguientes aspectos más relevantes:

- Textura: en términos generales, estos granitoides presentan una textura hipidiomórfica granular foliada.
- Cuarzo: puede presentarse en cristales xenomorfos granulares, de tamaños variables y formas irregulares, o bien estirados, definiendo una foliación.
- Plagioclasa: aparece en cristales xenomorfos, de tamaños variables (generalmente pequeños) y en cristales subidiomorfos, o bien en agregados de cristales (mirmequitas) alrededor del feldespato potásico. A veces, se reconocen algunos prismas de sillimanita dentro de las plagioclásas.

- Feldespato potásico: en cristales xenomorfos de tamaños variables (algunos de microclina). En muchas ocasiones son ligeramente pertíticos. Suelen englobar plagioclasa, cuarzo y biotita.
- Biotita: en cristales prismáticos, con corrosión; otras veces desflecadas y con alteraciones locales a clorita. Frecuentemente presentan abundantes inclusiones de apatito y circón.
- Moscovita: se puede presentar en cristales limpios (prismáticos o de bordes rectos); o bien en cristales desflecados irregulares, formando agregados fibrosos y/o fibroso-radiadas, tanto en espacios intergranulares, asociados a biotita o dentro de feldespatos. Algunos cristales presentan agregados restíticos de sillimanita y, sólo en algún caso, aparece andalucita como cristal restítico.
- Cordierita: raramente se ha observado, pues es muy poco frecuente. Cuando aparece, siempre está pinnitizada.
- Otros minerales accesorios son: apatito, circón, clorita, sillimanita, opacos, sericita, rutilo, pinnita, esfena y andalucita.

5.1.9. Granodioritas biotíticas, equigranulares, de grano medio (Tipo "Mesas-Llanas") (9)

Este subgrupo apenas representa el 1% del conjunto de granitoides de la Hoja.

Se han representado las masas más importantes, si bien, localmente, pueden encontrarse también pequeñas extensiones decamétricas. Los afloramientos se encuentran interrelacionados con los del tipo "Yuste" y el tipo "Alardos-Minchones", correspondiendo, probablemente, a diferenciaciones, pre maduramente enfriadas, de los mismos.

Se distribuyen por la mitad occidental de la Hoja, situándose la representación volumétrica más importante en las proximidades del "Caserío de Mesas-Llanas" (de donde toma el nombre esta facies), en el paraje de la Risquera de Piedra Blanca, al Oeste del Cerro Toruno.

Los contactos con los granitoides tipo "Yuste" se pueden considerar como meras envolventes de las zonas en que puede encontrarse la granodiorita de "Mesas-Llanas", y no como el límite entre cuerpos masivos. También existen zonas con facies transicionales de orden decamétrico/hectométrico y zonas de contactos más o menos netos (escala métrica).

Desde el punto de vista composicional, este subgrupo es de naturaleza relativamente básica, aunque localmente presente aspecto leuco, tratándose, en general, de granodioritas predominantemente biotíticas (Ver Fig. 5.1).

La variabilidad composicional de estos granitoides con respecto a los tipos "Yuste" y "Alardos-Minchones" es escasa o nula, pues difiere de ellas, fundamentalmente, en la matriz de grano relativamente medio-fino, en su textura equigranular y no porfídica, y en la fábrica marcadamente isótropa, en comparación con las texturas foliadas que presentan los primeros. En definitiva, el tipo "Mesas-Llanas" manifiesta una homogeneidad composicional y/o textural frente a la heterogeneidad contrastada de los otros tipos.

Concentraciones difusas de biotita o feldespato, tipo *schlieren*, son escasas y muy raras. La distribución de la biotita es, a menudo, algo irregular a escala de muestra de mano, presentándose vagas concentraciones milimétricas-centimétricas, que parecen provenir de restos de enclaves surmicáceos incompletamente disgregados y borrados.

Debido a la escasa representatividad cartográfica de estas facies, no se ha podido precisar señales características de las deformaciones, aunque, por lo general, estos granitoides están poco o muy poco deformados en la casi totalidad de sus afloramientos.

Microscópicamente, presentan una textura hipidiomórfica equigranular, con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como componentes principales, y círcón, moscovita, esfena, mena metálica, productos arcillosos y sillimanita, como accesorios.

La plagioclasa varía desde cristales subidiomorfos, de cristalización temprana, a xenomorfos tardíos, con intercrecimientos de cuarzo, dando texturas mirmekíticas que invaden a los cristales de feldespato potásico. Este último, subordinado a la plagioclasa, presenta formas de tendencia prismática o xenomorfas, englobando, con relativa frecuencia, minerales como plagioclasa y biotita. En algunos casos, el feldespato potásico es microclina. La biotita forma placas con evidencias claras de estar corroídas por cuarzo y feldespato. La moscovita forma agregados fibrosos, unas veces conectados con la biotita y, otras veces, como productos procedentes de la sillimanita.

5.2. ENCLAVES

La cantidad, heterogeneidad y orientaciones detectadas en los enclaves, hacen que éste sea un tema de necesaria evaluación y sistematización, dadas sus implicaciones tanto en la génesis como en el grado de deformación de los cuerpos plutónicos. Para ello sería indicado realizar un estudio detallado de dichos enclaves —lo cual escapa a los objetivos contemplados en el presente trabajo— y establecer las características petrogenéticas de los granitoides que los incluyen. No obstante, pueden ser considerados los siguientes tipos:

- En los granitoides inhomogéneos suelen aparecer supuestos restos de melanosomas de migmatitas que adquieren, a veces, el carácter de enclaves bien delimitados. Pueden alcanzar dimensiones tanto centimétricas como decamétricas. También es posible encontrar restos tipo “*resister*”, de constituyentes litológicos no migmatizados (esquistos, cuarcitas, paragneises, etc.); nódulos de cordierita pinnitizada; xenocróstales grandes de cuarzo, etc.
- En los granitos, adamellitas y granodioritas, porfídicos, biotíticos y biotítico-moscovíticos, es característico la relativa abundancia de “enclaves microgranulos”, siendo más frecuente en la facies “Tipo Yuste”. Sus dimensiones son variables (cm-m), pero predominantemente pequeñas (< 50 cm).
- Presentan contornos redondeados y los más pequeños son a menudo elipsoidales. Son siempre más oscuros y de grano más fino que las facies que los incluyen. Suelen ser masivos y, algunas veces, foliados. Pueden mostrar una textura ligeramente porfídica debido a la

presencia de escasos fenocristales de feldespato, cuarzo y biotita. Su composición mineralógica es principalmente tonalítica y, además de la biotita, pueden contener anfíbol como mineral máfico (Garganta Minchones).

- Los “enclaves microgranudos” suelen disponerse paralelamente a las estructuras del granitoide encajante, y con éste presenta siempre contactos netos, aunque soldados. Estos enclaves microgranudos se han considerado generalmente como comagmáticos con las facies fundamentales que los incluyen.
- También son relativamente frecuentes los “enclaves surmicáceos”, ricos en biotita \pm moscovita \pm sillimanita, de pequeñas dimensiones (< 20 cm) y de morfología lenticular. Aparecen en casi todas las facies graníticas, con excepción de los leucogranitos, donde apenas se han observado.
- Por último, los “enclaves de rocas metamórficas”, más abundantes en los granitos y adamellitas biotíticas (Tipo “Yuste”), donde son frecuentes los xenolitos de tipo diatexítico, los nódulos cordieríticos completamente pinnitizados, así como las restitas metamórficas ricas en cristales de sillimanita (fibrolita). En general, estos tipos de enclaves suelen presentarse con dimensiones centimétricas.

5.3. ROCAS FILONIANAS (1) Y (2)

Las manifestaciones filonianas asociadas a los cuerpos graníticos de la presente Hoja, son de muy escasa importancia.

No se han observado diques de pórvido, ni de microgranitoides.

Las pegmatitas suelen ser francamente escasas y, cuando aparecen, se presentan en bolsadas irregulares, venas y lentejones, de dimensiones centi-decimétricas, manifestándose pocas veces en combinación con rocas aplíticas. Además de los minerales corrientes, en muchas de estas venas pegmatíticas se ha observado turmalina más o menos abundante. Son estériles desde el punto de vista económico.

Las rocas aplíticas se presentan predominantemente en filones delgados (generalmente de escasas corridas y 0,5 a 1 m de potencia; excepcionalmente, con 2-3 m de potencia). Sus contactos con la roca de caja son netos, regulares y algo soldados. Son rocas leucocráticas de grano fino (1-4 mm), de textura equigranular y sacaroidea o con algún fenocristal de feldespato o cuarzo disperso. Aunque no puedan ser consideradas como filonianas en sentido estricto, estas rocas aplíticas también pueden aflorar en masas difusas, más o menos irregulares, como las que aparecen en la margen izquierda de la Garganta de Alardos (carretera de El Raso), al Este de Madrigal de la Vera, donde estos diferenciados tardíos, con morfología alargada N-S, presentan transiciones graduales con los granitos y adamellitas biotíticos, porfídicos, de grano medio-grueso, existiendo, a grandes rasgos, una relación entre su mineralogía micácea y la del granito encajante. En este caso concreto, parece tratarse de un aplogranito, con morfología de dique, de dimensiones hectométricas, asociado a una apófisis de la unidad encajante (Granitoides Tipo “Alardos-Minchones”). Se componen principalmente de cuarzo,

feldespato, moscovita y biotita. Microscópicamente, se ha observado que con frecuencia contienen cantidades accesorias de turmalina, apatito y epidota. Excepcionalmente, aunque estériles, se han detectado opacos (menas metálicas). (Ver Fig. 5.1).

Otras manifestaciones relativamente frecuentes son filones y diques de cuarzo, de potencias muy variadas (desde centimétricas a métricas/decamétricas). Son genéticamente posteriores a los diferenciados magmáticos tardíos, a los que cortan. Siguen sistemáticamente direcciones NE-SO, alcanzando el máximo desarrollo (corridas kilométricas) los que se encuentran en la mitad occidental de la Hoja, encajados en granitoides biotíticos, porfídicos y de grano grueso (Tipo "Yuste").

5.4. ROCAS METAMÓRFICAS

A pesar del tamaño minúsculo de los afloramientos paleozoicos que aparecen en la Hoja (ver descripciones en el capítulo 2.1.), se ha podido interpretar algunas informaciones generadas tanto a nivel de campo como de microscopio.

En el Cerro de los Frailes, al Oeste del Embalse de Rosarito, afloran los materiales que están constituidos por cuarzo-esquistos con sillimanita y esquistos cuarcíticos micáceos (moscovita, biotita y clorita). Han sido afectados por una fase tectonometamórfica que da lugar a una fábrica foliada, presentando, en algunas zonas muy locales, una esquistosidad microplegada (pliegues angulares).

Microscópicamente, se ha comprobado que estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo regional, causante de una paragénesis de alto grado, como lo demuestra la presencia de sillimanita, mineral éste, que se conserva como finas agujas dentro de cristales de cuarzo. Posterior a este evento metamórfico, las rocas han sido afectadas por otro metamorfismo de contacto, que desestabiliza la asociación anterior y transforma la sillimanita en moscovita, así como las biotitas aparecen desflecadas y alteradas a cloritas, junto a los agregados micáceos.

En otros dominios metamórficos, como son las zonas migmatíticas ubicadas dentro de los granitoides, las rocas ofrecen una mayor complejidad, pudiendo encontrarse una amplia gama de tipos migmatíticos, en grados variables de evolución, con rocas de tipo granítico, nebulítico, diatexítico, metatexítico, etc., en las que los porcentajes de paleo y neosoma varían dentro de amplios márgenes, como han descrito otros autores (ODRIOZOLA, J.M. et al., 1981) en la Hoja de MAGNA n.º 577 (Bohoyo) situada al Norte. En algunas zonas, especialmente en el tercio Norte de la Hoja, estos migmatoides llegan incluso a presentar cristales feldespáticos de características similares a las que tienen los granitos biotíticos/porfídicos que los envuelven, dándose entre ellos contactos difusos y transicionales que contribuyen a dificultar las condiciones de observación y a trazar con precisión los límites cartográficos, todo lo cual ha hecho aconsejable insertar en el grupo de los granitoides inhomogéneos el conjunto de estas rocas migmatíticas.

En cuanto a la composición mineralógica, condiciones petrográficas y procesos metamórficos de estas rocas, ya han sido suficientemente descritos en el epígrafe 5.1.3.2.

5.5. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Se han muestreado rocas pertenecientes a las distintas variedades diferenciadas en cartografía y que corresponden a: granitos inhomogéneos y migmatitas asociadas (1 muestra), leucogranitos (Cerro Greda, 1 muestra), granitos biotíticos-moscovíticos (Las Angosturas, 1 muestra), monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso (Yuste, 5 muestras), granitos y granodioritas biotíticas (Alardos-Minchones, 1 muestra) y monzogranitos y granodioritas biotíticos-moscovíticos porfídicos de grano medio (Chilla, 1 muestra). En la Tabla 5.1. se muestra la composición (mayores y trazas) de estos granitos.

	A19001	A19044	A19020	A19005	A19008	A19019	A19051	A19071	A19052	A19035	A19075
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	64.60	72.16	69.85	68.20	65.5	67.50	67.6	68.70	66.38	68.88	68.40
Al ₂ O ₃	17.33	14.68	15.1	14.97	15.1	15.48	14.79	14.98	15.59	15.31	14.83
Fe ₂ O ₃	4.39	1.08	1.85	3.49	4.81	3.15	4.18	3.11	4.73	3.15	3.22
MnO	1.52	0.37	0.49	0.90	1.30	1.10	0.98	1.11	1.15	0.90	1.08
CaO	2.73	0.59	0.77	1.62	1.99	2.11	1.39	1.48	1.23	1.21	1.54
Na ₂ O	3.80	3.40	2.65	2.77	2.75	2.95	2.87	2.93	2.28	2.58	2.56
K ₂ O	3.11	5.17	6.57	5.46	5.53	4.88	4.92	4.88	5.52	5.21	5.31
TiO ₂	0.74	0.21	0.23	0.53	0.79	0.46	0.60	0.41	0.78	0.53	0.61
MnO	0.04	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.28	0.31	0.45	0.40	0.44	0.28	0.34	0.40	0.42	0.37	0.48
Total	98.54	97.98	98.07	98.37	98.04	97.95	97.91	98.04	98.12	98.18	98.04
ppm											
Li	105	51	91	94	78	64	77	70	73	69	74
Rb	194	320	317	350	393	240	320	274	288	370	362
Ba	667	133	393	559	693	649	526	443	519	529	550
Sr	484	47	72	198	220	222	134	117	118	111	114
Be	3.5	2.2	3.1	4.2	2.4	3.8	2.6	9	2.8	3.2	2
La	38	< 10	28	53	64	32	52	25	70	50	64
Ce	88	17	57	107	130	83	110	70	150	83	136
B	31	22	23	30	43	27	28	26	25	24	26
Bi	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Y	14	6	14	19	24	20	23	20	28	19	20
Ta	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zr	218	102	216	288	378	217	362	240	395	340	370
Nb	23	14	18	25	36	23	32	21	34	24	29
Ni	6		6	10	2	6	2	2	7	2	
Co	31	21	25	26	26	49	49	26	29	15	29
Cr	23	6	13	18	29	13	25	16	15	21	19
Y	50	14	19	35	52	40	46	34	55	40	33
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Cd	2	< 1	< 1	1.7	2.3	1.7	< 1	< 1	1.8	1.5	< 1
As	23	< 10	< 10	19	13	18	13	14	< 10	< 10	< 10
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	21	9	11	17	24	11	18	18	18	16	16
Ag	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn	18	9	13	20	14	8	13	14	13	16	18
Zn	87	43	61	80	130	44	78	79	66	81	80
Pb	86	85	103	91	71	106	95	78	76	77	87

1: Granitos inhomogéneos; 2: Cerro Greda; 3: Las Angosturas; 4,5,6,7 y 8: Yuste; 9: Alardos-Minchones; y 10 y 11: Chilla

Tabla 5.1. Análisis químicos.

La clasificación química en el diagrama An-Ab-Or de O'CONNOR (1965) puede verse en la Fig. 5.3.

La relación (en proporciones moleculares) de $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (A/CNK) muestra valores comprendidos entre 1.072 y 1.297, en todos los casos se trata de valores superiores a la unidad ($\text{A/CNK} > 1$) lo que indica un carácter peraluminoso (CLARKE, 1981) para este conjunto granítico.

Los granitos peraluminosos con $\text{A/CNK} > 1.1$ (Fig. 5.4) han sido clasificados genéticamente como de tipo-S (CHAPPEL y WHITE, 1974). Sin embargo, tales granitos peraluminosos pueden representar puntos de convergencia a partir de diversos procesos de evolución por cristalización fraccionada de magmas metaaluminosos (CAWTHORN *et al.*, 1976).

La composición mineralógica de los granitos estudiados, con la presencia de fases alumínicosilicatadas (Al_2SiO_5), \pm cordierita, \pm moscovita, etc., es, asimismo, característica de rocas peraluminosas. Este carácter queda reflejado en el diagrama A-B (Fig. 5.5) donde las muestras se proyectan en el dominio peraluminoso de la figura siguiendo un *trend* de diferenciación negativo, propio de una asociación magmática aluminosa (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/55.5), se trata a su vez de rocas mesocráticas ($\text{IC} > 10$) con valores entre 12 (Chilla) y 18 (inhomogéneo), excepto las muestras correspondientes a los granitos de C. Greda y Las Angosturas que presentan un índice de color de 4.6 y 6.8, respectivamente; y corresponden a rocas leucocráticas ($\text{IC} < 7$). A su vez esta asociación aluminosa la podemos clasificar como potásica $\{\text{K} / (\text{Na} + \text{K}) > 0.50\}$, a excepción de la muestra correspondiente a

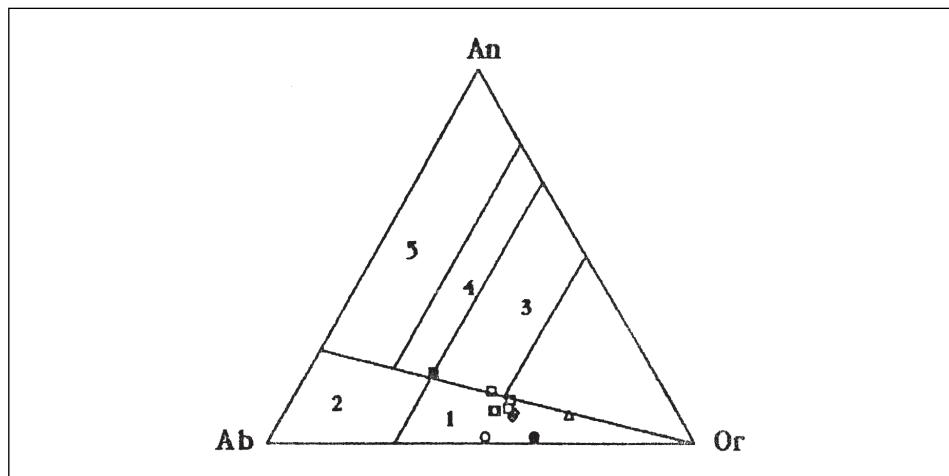


Figura 5.3. Diagrama An – Ab – Or. 1 = granito, 2 = trondhjemita, 3 = adamellita, 4 = granodiorita y 5 = tonalita (según O'Connor, 1965). Leyenda como en Figura 5.7.

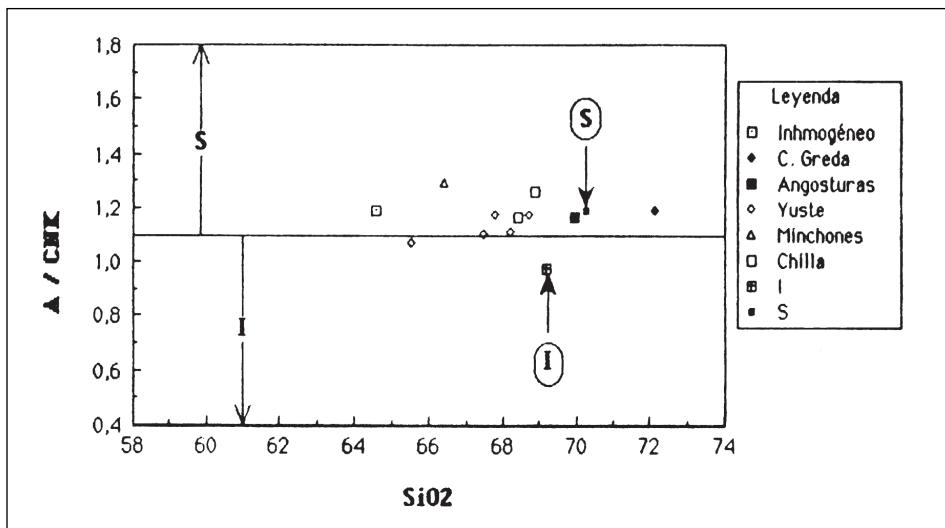


Figura 5.4. Diagrama SiO_2 frente a la relación (en proporciones moleculares) $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. La línea correspondiente a $\text{A/CNK} = 1.1$. separa los campos correspondientes a granitos I y S. Los puntos marcados con flechas llenas corresponden a muestras representativas de granitos tipos I y S respectivamente (según Whalen *et al.*, 1987).

los granitos inhomogéneos y/o migmatíticos que corresponde a un subtipo aluminoso sódico $\{\text{K} / (\text{Na} + \text{K}) = 0.35\}$. En la Figura 5.6 se pueden apreciar, de una manera gráfica, estas características, donde se insinúa un *trend* sílico-potásico (incremento del contenido en cuarzo (parámetro Q) y ligero de la relación K / (Na + K)).

En resumen, y según los criterios de clasificación de DEBON y Le FORT (1983, 1988), estas rocas formarían parte de una asociación aluminosa, mesocrática a leucocrática y tendencia sílico-potásica. Respecto del índice de alúmina (valor del parámetro A) los monzogranitos tipo Yuste varían desde bajos en alúmina ($10 < \text{A} < 20$) a altos en alúmina ($40 < \text{A} < 60$) con valores de A entre 19 y 44. El resto corresponde a índices altos en alúmina a excepción del granitos de Minchones y una muestra de Chilla que corresponderían a muy altos en alúmina ($\text{A} > 60$) con valores de A = 71 y 63, respectivamente.

Respecto a los elementos trazas, y a pesar de las limitaciones del muestreo, las líneas evolutivas en diagramas de variación lineal (tipo Harker) respecto del índice de diferenciación marcado por SiO_2 presentan las siguientes características. Así, elementos tales como Li, Ba, Sr, B, Ce, La, Be, Nb, Y, V, Cr, Co, Cu, Zn y Sn muestran un comportamiento compatible, es decir, tienden a disminuir con el aumento de SiO_2 , Rb y Pb, por el contrario experimentan un aumento con SiO_2 . En los granitos correspondientes a la Hoja de Jaraiz de la Vera (CONTRERAS *et al.*, 1991) se observa la misma tendencia. En el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 5.7) se muestra la evolución de estos elementos.

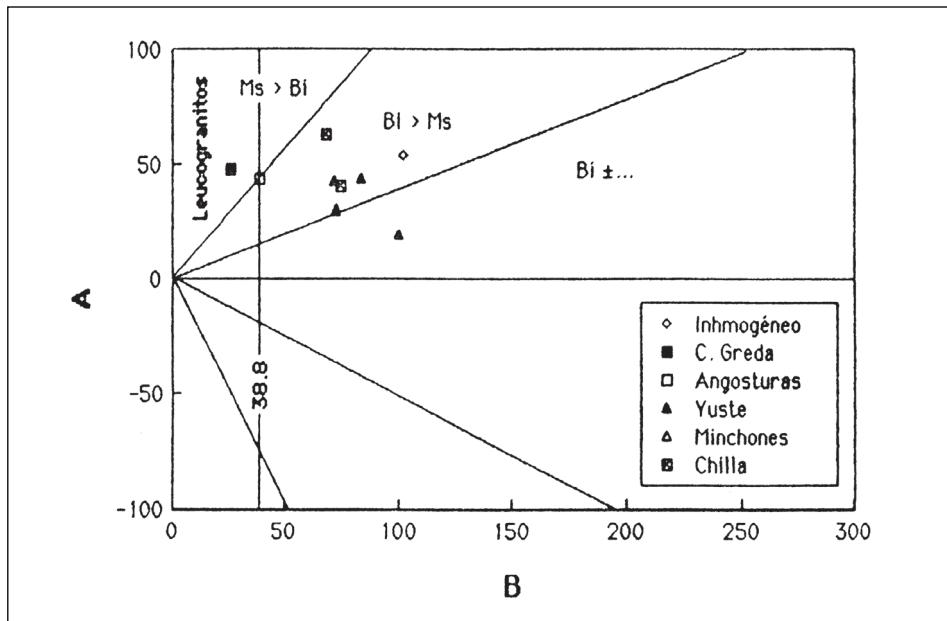


Figura 5.5. Proyección en el diagrama A-B (Debon y Le Fort, 1983) de análisis correspondientes a: granitos inhomogéneos y migmatitas asociadas, leucogranitos (Cerro Greda), granitos biotíticos-moscovíticos (Las Angosturas), monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso (Yuste), granitos y granodioritas biotíticas (Alardos-Michones) y monzogranitos y granodioritas biotíticos-moscovíticos porfídicos de grano medio (Chilla). A = Al – (K+Na+2Ca) y B = Fe+Mg+Ti. Los parámetros están dados en miliciones (103 gramos-átomos) para 100 gramos de roca.

Elementos altamente incompatibles como Zr e Y muestran un comportamiento aparentemente anómalo debido a su tendencia a disminuir con respecto a SiO_2 , más manifiesto en el segundo. Este comportamiento del Zr, puesto de manifiesto en algunos otros granitos del Sistema Central (APARICIO *et al.*, 1983) y en los granitos de la Hoja de Jaraiz (CONTRERAS *et al.*, 1991), parece estar en relación con la fraccionación temprana de fase minerales ricas en este elemento (como circón, biotita, etc.). Los elementos de las Tr, La y Ce, también muestran una disminución que es más patente y con menos dispersión en el Ce.

Respecto al marco geodinámico de estos granitos se han utilizado algunos de los diagramas discriminatorios propuestos por PEARCE *et al.*, (1984) en base a elementos trazas característicos (Fig. 5.8). Estos granitos muestran valores relativamente altos en Nb (14-36 ppm) lo que los sitúa en el diagrama SiO_2 -Nb prácticamente dentro del campo donde se proyectan la mayoría de los granitos intraplaca y/o dorsal oceánica (Fig. 5.8C). En el diagrama SiO_2 -Rb (Fig. 5.9) se localizan en el campo correspondiente a granitos sin-collisionales. Lo que también se deduce de los diagramas Y-Nb (Fig. 4.8A) y Y+Nb-Rb (Fig. 5.8B).

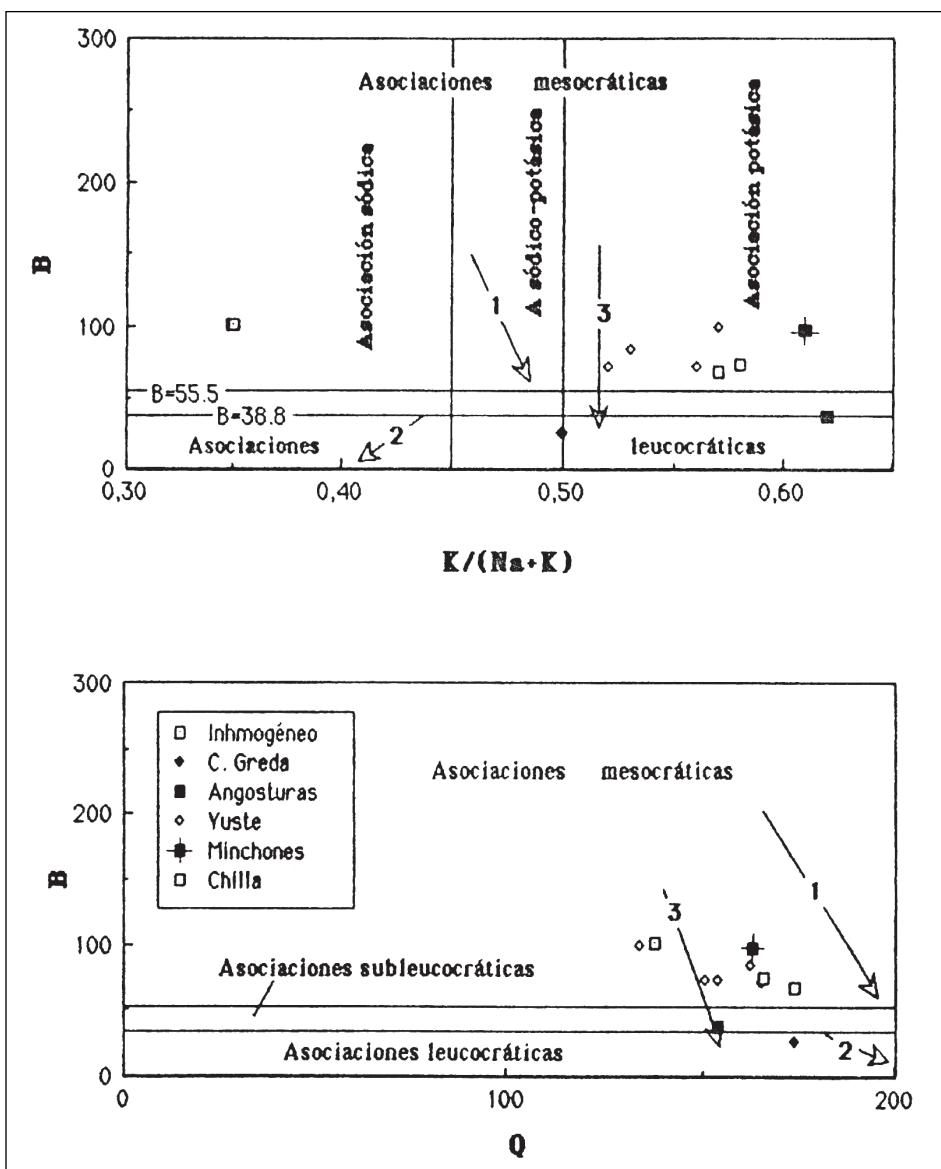


Figura 5.6. Diagrama de clasificación de asociaciones alumínicas usando $B = Fe+Mg+Ti$ como una función de $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca)$ y $K/(Na+K)$ expresado miliciones en cada 100 gramos de roca. Las flechas muestran "trend" teórico: sílico-potásico (1), sílico-sódico (2) y sílico (3) (según Debon y Le Fort, 1983, 1988). Las muestras corresponden a las descritas en el diagrama B-A (Fig. 5.5.).

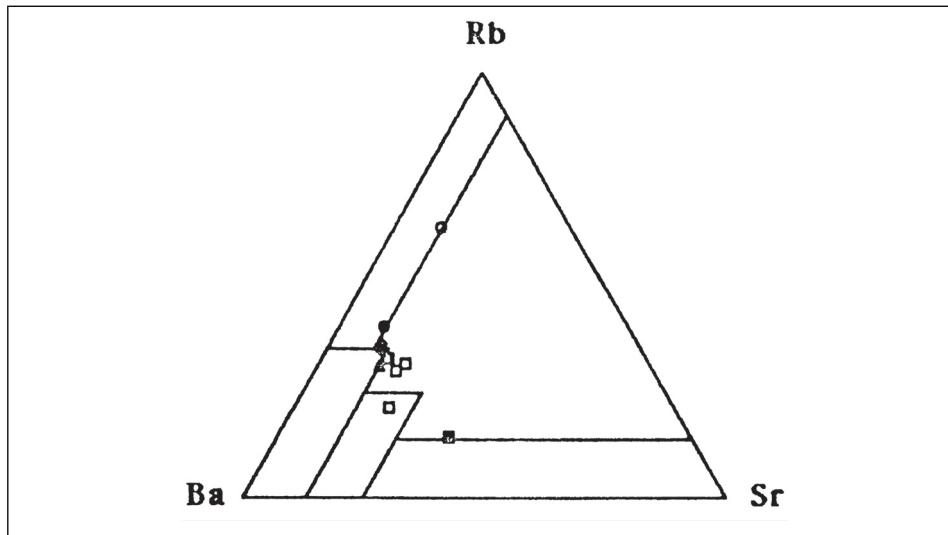


Figura 5.7. Proyección en el diagrama triangular Rb-Ba-Sr de muestras correspondientes a los siguientes granitos: inhomogéneo (cuadrado relleno), Cerro Greda (círculo), Las Angosturas (círculo relleno), Yuste (cuadrado), Alardos-Minchones (triángulo) y Chilla (rombo).

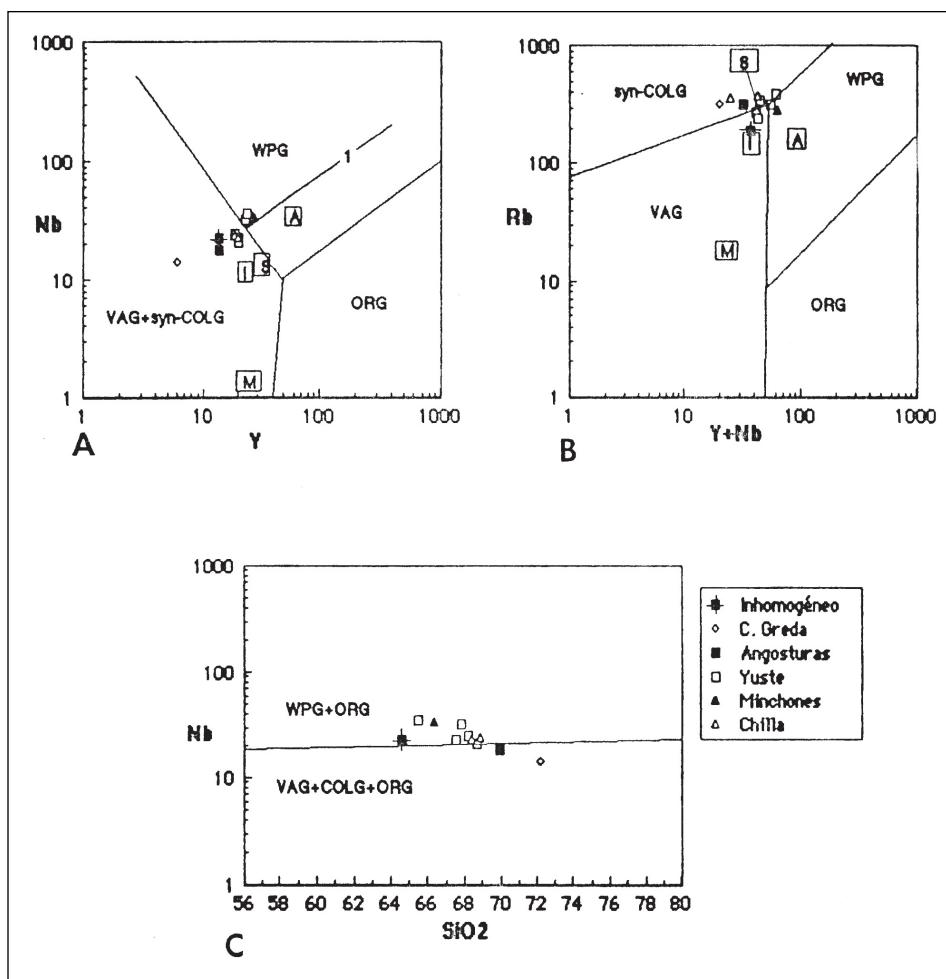


Figura 5.8. Diagramas discriminatorios $Y - Nb$ (Fig. 5.8.A), $(Y + Nb) - Rb$ (Fig. 5.8.B) y $\text{SiO}_2 - Nb$ (Fig. 5.8.C) para granitos sin-colisión (Syn-COLG), granitos de arco volcánico (VAG), granitos intra-placa (WPG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). La línea 1 (Fig. 5.8.A) representa el límite composicional superior para ORG de segmentos anómalos de dorsal (según Pearce *et al.*, 1984). Las letras en recuadros representan el punto de proyección de diferentes granitos (tipos I, S, A y M) según valores de Whalen *et al.* (1987).

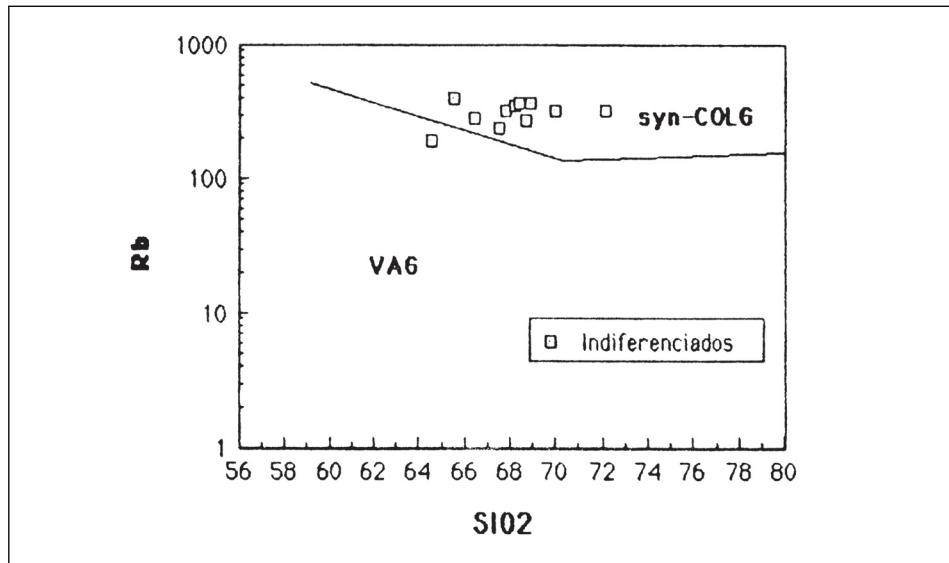


Figura 5.9. Diagrama SiO₂ – Rb como discriminante entre granitos de arco volcánico y sin-collisionales (según Pearce *et al.*, 1984).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Como resulta imposible, con los datos propios de esta Hoja, establecer conclusiones precisas de todos los acontecimientos, ha sido necesario apoyarse en los conocimientos de áreas circundantes.

Los terrenos más antiguos, de origen sedimentario, vienen representados por una pequeña mancha de dimensiones hectométricas, constituida por metasedimentos paleozoicos, y situada al E del Cerro de los Frailes y Oeste del Embalse de Rosarito. Las interpretaciones sedimentarias y paleogeográficas cuentan con las limitaciones propias de la escasez de datos y el carácter local del afloramiento. No obstante, el modelo sedimentario que podría proponerse sería el de plataforma siliciclastica marina somera, con depósitos de megaripples que debían formar parte de barras o bajíos arenosos (areniscas y cuarcitas, con nívelillos finos de pizarras), cuyo agente de transporte no ha podido determinarse. En las áreas de la plataforma no ocupadas por las barras, la acción del oleaje de tempestad produce facies (cuarcitas y pizarras) con aportes arenosos, movidos por el oleaje de tormentas del tipo *storm surge ebb*. En el resto de la plataforma (o en las zonas de interbarra durante el buen tiempo) hay decantación de finos (pizarras con laminación paralela textural).

Estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo regional, causante de una paragénesis de alto grado. Posterior a este evento metamórfico, las rocas han sido afectadas por otro metamorfismo de contacto, que desestabiliza la asociación anterior. Y a pesar de no disponer de datos paleontológicos que permitan establecer una primera aproximación, se les atribuye una edad de Ordovícico Inferior por comparación litológica con otras series de regiones más o menos próximas.

De acuerdo con los estudios de áreas adyacentes (ODRIOZOLA, J.M. et al., 1981), el metamorfismo comienza con la fase de deformación más importante y alcanza las máximas condiciones térmicas tardíamente respecto a las principales fases hercínicas. Las dos primeras fases de deformación se producen en un régimen tangencial, generándose, al final de la segunda, cizallamientos dúctiles, en condiciones intensas de metamorfismo con presiones intermedias (Hoja MAGNA n.º 531). Simultáneamente con estas dos fases han podido generarse procesos de migmatización, con rocas ricas en cordierita durante tales condiciones.

La tercera y cuarta fase son etapas de replegamiento, asociadas a las cuales se produce un metamorfismo de elevada temperatura y de baja presión. Estas fases son contemporáneas con el inicio de la intrusión de la mayor parte de los cuerpos graníticos del Sistema Central.

Tardíamente, también, respecto a las principales fases de deformación, tiene lugar la intrusión de un importante volumen de granitoides, cuyo estado físico se relaciona directamente con rocas metamórficas y productos migmatíticos (procesos de anatexia), resultando así facies graníticas con frecuentes prismas cordieríticos, sillimanita, enclaves metamórficos residuales, etc. El emplazamiento de estos granitoides tiene lugar, evidentemente, antes de la última fase de deformación, tal como lo demuestra sus orientaciones y foliaciones más o menos desarrolladas.

Con posterioridad a la cuarta fase de deformación, se desarrollan las etapas de fracturación tardihercínica, que afectan a todo el conjunto de materiales. (Episodios Tardihercínicos Dúctiles-

Frágiles-Extensionales-Transcurrentes de DOBLAS, 1990). Los primeros episodios corresponden a fallas E-O, que comienzan con movimiento normal y acaban con movimiento de desgarre (Carbonífero-Pérmino). A continuación se generarían una serie de fracturas con direcciones ENE-OSO y NO-SE, de desgarres. Todas ellas tienen cierta componente normal y parecen ligadas a una extensión tardihercínica. Finalmente, se produce una fracturación NNE-SSO, subvertical y, ocasionalmente, rellena por diques de cuarzo y/o aplíticos.

Con posterioridad a la Orogenia Hercínica, la región se ve sometida a nuevos campos de esfuerzos, que marcan el comienzo de la Orogenia Alpina, dando lugar a la reactivación de fallas tardihercínicas, principalmente NE-SO, así como otras nuevas de orientación preferente E-O.

Las primeras fases compresivas Alpinas —Fases Castellana y Neocastellana— producen una compartimentación en bloques en el Macizo Hercínico individualizándose la Cuenca del Tiétar como bloque hundido y el Sistema Central —Sierra de Gredos— como bloque levantado, dando lugar a grandes relieve y a su vez a una gran subsidencia.

El relleno sedimentario de esta cuenca se produjo a partir del desmantelamiento de los materiales que forman la Sierra de Gredos, mediante un sistema de abanicos aluviales, que aportaron depósitos clásticos inmaduros —Arcosas— con espesores superiores a los 600 m. El aporte se realiza desde el Norte, observándose una lógica distribución de facies proximales en el borde Norte y facies distales al Sur, este hecho es más evidente fuera de los márgenes de esta hoja.

Posteriormente, durante el Cuaternario, la red fluvial se encaja progresivamente en sucesivos episodios de incisión, ensanche y relleno, dando lugar a un conjunto de terrazas escalonadas de gran extensión lateral, y glacis, que caracterizan la morfología actual de la hoja.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

El área de la hoja disfruta de un clima según la clasificación agroclimática de J.PAPADAKIS, de tipo *mediterráneo subtropical húmedo* prácticamente en toda su superficie. Solamente en su esquina Noroeste, más elevada topográficamente, el clima es *mediterráneo húmedo templado*.

La temperatura media en la región oscila entre 15 y 16°C, con una tendencia de variación creciente en dirección Norte-Sur, (Véase Figura 7.1.).

Esta región disfruta de una pluviometría media ponderada superior a la registrada en la Cuenca del Tajo. La precipitación media anual en el área es del orden de 1.005 mm/año lo que equivale a 2.925 hm³/año, equivalente al 8,2% del total de precipitaciones registradas en la Cuenca. La distribución de las precipitaciones tiene un máximo en el Noroeste de la hoja de 1.600 mm/año y un mínimo en el Sureste con valores próximos a 800 mm, (Véase Figura 7.1.).

La precipitación máxima en 24 horas esperable en este sector se encuentra entre 150 mm y 50 mm, siguiendo la misma tendencia de variación decreciente de las precipitaciones medias, NO-SE.

Según el método de Thornthawite la evapotranspiración potencial en la zona es de 840 mm/año.

7.1.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales discurren principalmente a través del río Tiétar que atraviesa la hoja de Este a Oeste en su zona central, y arroyos tributarios al Norte de dirección N - S entre los que cabe destacar las Gargantas de Guatalmino, Minchones, Alardos, Chilla, Sta. María y el río de Melas; y al Sur, el arroyo de Alcañizo de dirección SE-NO. Dichas aguas superficiales están reguladas por el embalse de Rosarito situado en el tercio central de la hoja en su mitad oriental, con una capacidad de 85 hm³.

Los recursos en régimen natural, en el periodo de 1940 a 1985, para la estación N.º 127 localizada en el embalse de Rosarito, son los siguientes:

N.º ESTACIÓN	RÍO	Superficie Cuenca (km ²)	APORTACIÓN (hm ³ /año)
127	Tiétar	1.754	876,7

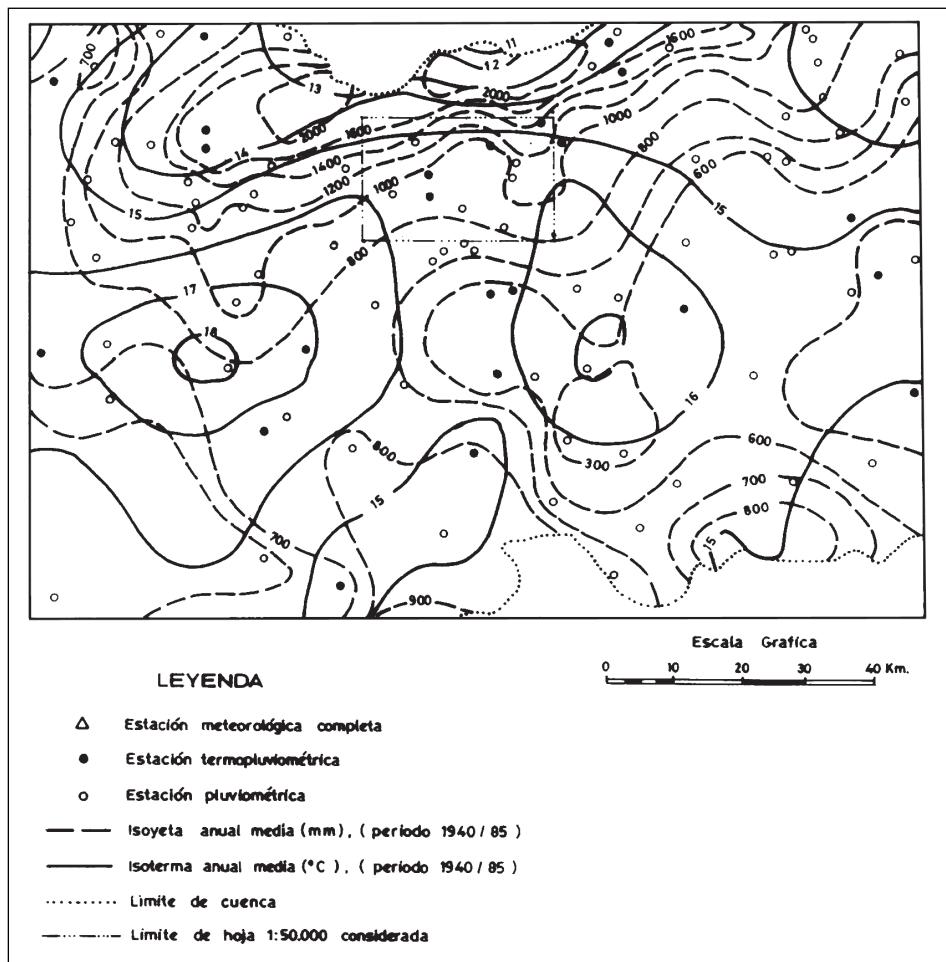


Figura 7.1. Mapa de isoyetas e isotermas. (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo).

No existe en la hoja ninguna estación para el control de calidad de las aguas superficiales. Basándonos en los datos suministrados por las estaciones n°s 161 y 184 de Arenas de San Pedro y Bazagona, situadas ambas fuera de la hoja al NE y SO respectivamente, se puede estimar un índice de calidad general (I.C.G) comprendido entre 80 y 90 por lo que se trata de aguas de buena calidad. El estudio de la evolución de la contaminación de estas aguas refleja un comportamiento fluctuante con tendencia desfavorable.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa en el límite Noroccidental del Sistema Acuífero N.º 14, Madrid-Toledo-Cáceres diferenciado en el Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS), (Véase Figura 7.2.).

El interés hidrogeológico de esta hoja se restringe a la presencia de niveles detríticos Terciarios y Cuaternarios (acuífero N.º 14), (Véase Figura 7.3.), así como a la alteración y/o fracturación de las rocas graníticas presentes en la misma.

Los granitos ocupan el tercio noroccidental, aflorando también en diversos lugares, siempre de la mitad septentrional. La mayor parte de la superficie de rocas ígneas están ocupadas por meras variantes de una misma facies granítica (Monzógranitos biotíticos porfídicos de grano

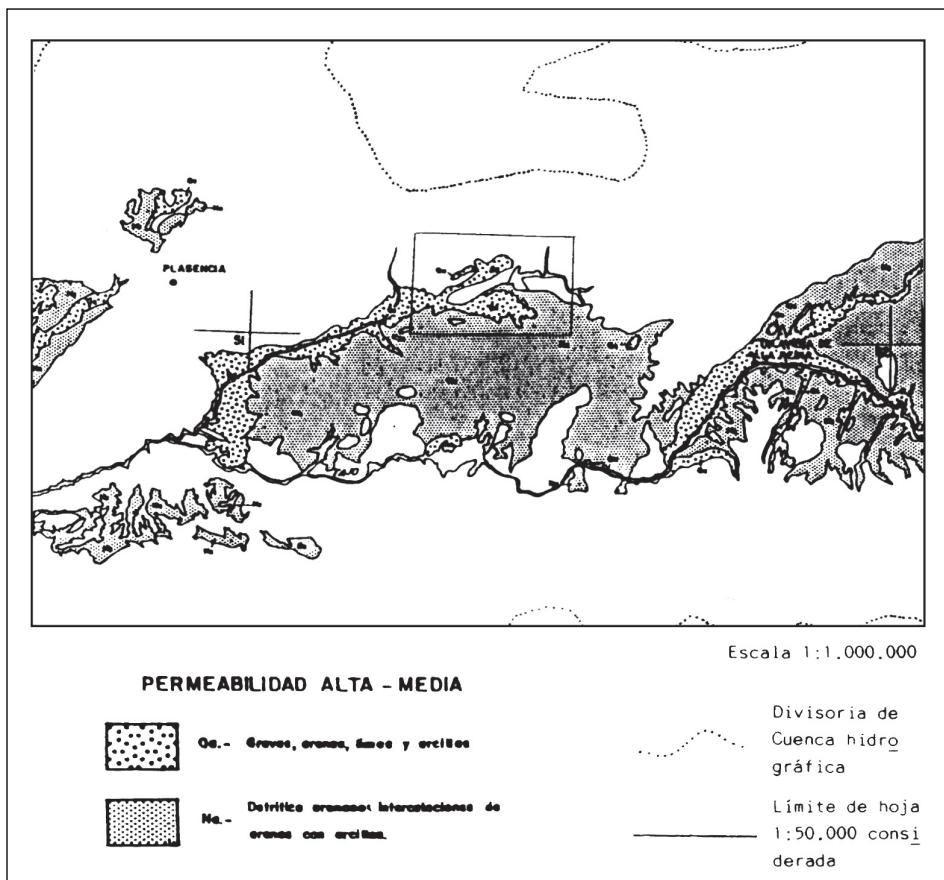


Figura 7.2. Esquema regional del Sistema Acuífero 14-2 del PIAS.

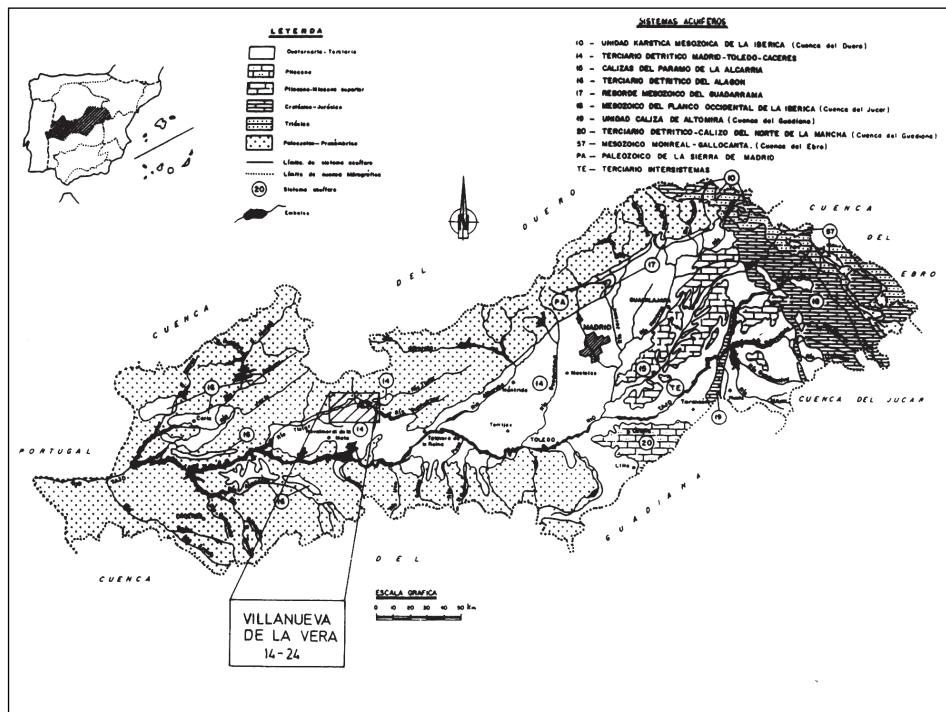


Figura 7.3. Mapa de situación de los sistemas acuíferos de la Cuenca del Tajo.

grueso \pm moscovita, "Tipo Yuste"). El resto, 2%, está ocupado por leucogranitos y el 1% por granitoides inhomogéneos, asociados espacialmente con núcleos migmatíticos. Se trata de formaciones generalmente impermeables, o de muy baja permeabilidad que pueden albergar acuíferos superficiales por alteración y/o fisuración en general poco extensos y de baja productividad.

El lehm granítico se puede considerar como un acuífero de interés local, debiendo su permeabilidad a porosidad intergranular. Muestra en ocasiones un potente desarrollo, sobre todo en la plataforma de la Vera, situada entre los altos relieves del Norte y el Valle del Tiétar y más especialmente en el sector oriental de la hoja a ambos márgenes del río Tiétar donde llega a alcanzar varias docenas de metros de potencia.

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

La fracturación de estas rocas puede agruparse según su dirección, en las siguientes familias principales:

- NE-SO
- E-O a ENE-OSO
- NO-SE

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

Las formaciones permeables presentes en toda la mitad meridional de la hoja, están constituidas 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 se corresponde con una red de abanicos aluviales procedentes del Norte. Sobre este, discordantemente se depositan las formaciones detríticas Cuaternarias que corresponden a depósitos aluviales, rellenos de fondos de valle, y grandes conos de deyección procedentes del Norte; y glacis, coluviones y derrames, depósitos estos últimos, que presentan menor importancia por su escasa extensión superficial y poca potencia.

Los depósitos Cuaternarios primeros, ocupan una gran extensión superficial con espesores que pueden llegar a los 5 metros en las terrazas y superar los 80 metros en los depósitos de abanicos aluviales.

Estas formaciones permeables están conectadas entre sí, formando parte del acuífero N.º 14, Madrid-Toledo Cáceres, (Véase Figura 7.3.). Deben su permeabilidad a su porosidad intergranular y la propia naturaleza de estos sedimentos hacen de este un acuífero anisótropo y heterogéneo, actuando como un sistema multicapa, donde la circulación se establece desde los interfluvios (zona de recarga) hasta los valles de los ríos y arroyos principales (zona de descarga). La alimentación de estas facies permeables, se debe principalmente a la infiltración del agua de lluvia.

En la hoja existen gran cantidad de captaciones de agua en forma de pozos domésticos en su mayoría de gran diámetro, utilizadas para el abastecimiento de casas de labranza, localizadas principalmente sobre las facies permeables. De todos estos puntos de agua solo existían hasta la realización de la presente memoria tres puntos de agua inventariados en el banco de datos del I.G.M.E.

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

En 1980, La Junta de Energía Nuclear (JEN), realizó en el área una campaña de investigación en la que se realizaron un gran número de sondeos mineros. Cuarenta y cinco de estos sondeos se localizan en la hoja, de ellos se ha obtenido el nivel piezométrico. (Se incluye listado de estos sondeos adjunto al cuadro resumen del inventario de puntos de agua).

Se han muestrado cinco puntos de agua para su posterior análisis. La analítica refleja lo siguiente:

N.º PUNTO	pH	Conductividad (µS/cm)	FACIES
142441	6.48	20	Bicarbonatada-cálcica
142451	7.09	57	Bicarbonatada-cálcica
142452	6.88	58	Bicarbonatada-cálcica
142461	7.06	58	Bicarbonatada-cálcica
142481	6.23	64	Bicarbonatada-cálcica

Las aguas son predominantemente blandas a medianamente duras ocupando las aguas de menor dureza el límite Noroccidental del acuífero próximo al zócalo cristalino. La mineralización aumenta de Norte a Sur, en donde pueden alcanzarse valores de residuos secos de hasta 1.381 mg/l.

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

En la Figura 7.4., se refleja el campo de variabilidad química de las muestras analizadas, destacando sobre todo, lo reducido de este.

Resumiendo, las aguas predominantes son bicarbonatadas cálcicas a bicarbonatadas cálcico-magnésicas, de blandas a medianamente duras y muy poco mineralizadas.

De acuerdo con el diagrama de WILCOX, (ver Figura 7.4-3) la calidad de las aguas es excelente a buena, con conductividad muy baja y bajas concentraciones de sodio, lo que las hace aptas para su uso agrícola en riegos con bajo riesgo de alcalinización y salinización.

En función de los parámetros analizados, estas aguas son aptas para abastecimiento a núcleos urbanos ya que cumplen la legislación vigente de 1990 con respecto a potabilidad de aguas.

7.2. RECURSOS NATURALES

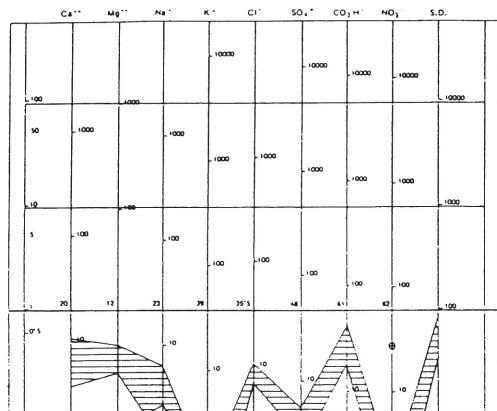
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

En esta Hoja no existe ninguna explotación de minerales metálicos o no metálicos. Las manifestaciones de estas sustancias apenas sobrepasan la categoría de indicios, los cuales son muy escasos y de poco interés, según se desprende de la bibliografía consultada y de la investigación efectuada durante la ejecución de la cartografía geológica.

7.2.2. Minerales metálicos

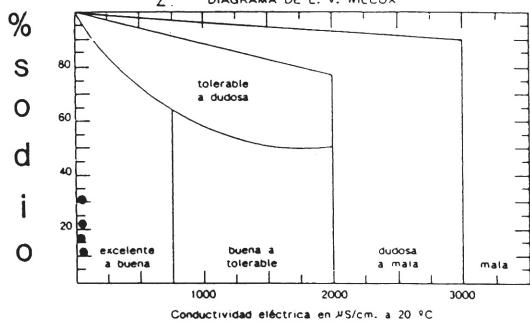
En el paraje denominado "Las Angosturas" (Zona septentrional del Embalse de Rosarito) existe un pocillo (4-5 m. de profundidad) donde apenas sí quedan residuos de escombrera. Se pudo

1. DIAGRAMA LOGARÍTMICO DE SCHOELLER (Modificado)



S.D. = Síntesis Disueltos.
NOTA: Los parámetros están expresados en mg/l.

2. DIAGRAMA DE L. V. WILCOX



3. DIAGRAMAS DE PIPER

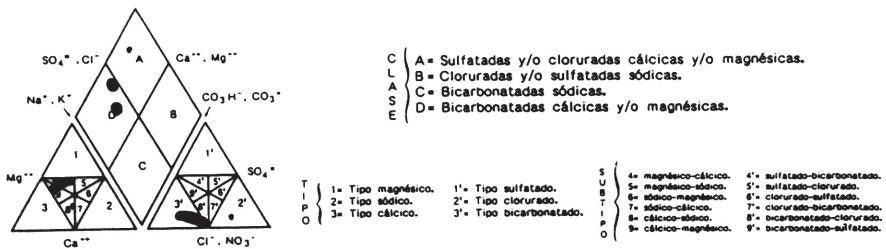


Figura 7.4. Campo de variación de los parámetros analizados.

N.º PUNTO	COORDENADAS			NAT.	PROF. OBRA (m)	USOS	NIVEL PIEZ.		CAUDAL		Litolg.	Conduct. ($\text{d}h/\text{cm}^2$)	FACIES	ph	Origen docu- ment	Fecha
	X	Y	Z				(msnm)	fecha	(m^3/h)	fecha						
14244001	309050	4447900	420	M	—	A	—	—	—	—	Arenas+Gr	20	Bicarb.Ca	6.48	P. Tiétar	1991
14245001	447458	609018	258	S	125.00	O	—	—	—	—	Arenas	57	Bicarb.Ca	7.09	ITGE	1991
14245002	446608	604475	263	M	—	A	—	—	10.8	—	Arenas	58	Bicarb.Ca	6.88	ITGE	1991
14246001	299050	4435500	295	P	6.00	C	294.00	1992	—	—	Arenas	58	Bicarb.Ca	7.06	P. Tiétar	1991
14247003	312500	4438600	332	S	387.50	O	—	—	—	—	Arenas	—	—	—	ITGE	1991
14248001	443315	607484	305	M	—	C	—	—	—	—	Granito	64	Bicarb.Ca	6.23	P. Tiétar	1991

NATURALEZA: Manantial M USOS: Abastecimiento A
 Sondeo S Desconocido O
 Pozo P No se usa C

Cuadro resumen inventario puntos de agua Candeleda 14-24 (600).

N.º SONDEO	COORDENADAS			PROFUNDIDAD (m)	NIVEL PIEZOMÉTRICO (m)
	X	Y	Z		
6	462450	606050	300	387.25	—
11	449550	605500	290	425.50	8.20
15	459400	608200	290	302.50	3.20
16	453650	604300	298	390.50	10.20
21	445250	602300	280	290.00	20.00
22	449050	606300	282	305.50	1.00
23	450400	602100	280	296.00	7.25
24	449100	603350	280	290.00	8.00
25	455720	606000	287	300.00	4.60
26	462600	608950	299	296.50	2.00
27	456450	603450	299	295.00	12.20
28	447650	605350	280	290.00	9.40
29	448550	605500	285	300.00	21.50
30	449600	604550	288	301.00	14.20
31	450550	605500	292	304.00	18.50
32	451700	605600	295	302.00	16.00
33	452750	604450	300	300.00	23.00
34	453600	605500	296	310.00	15.30
35	454600	605700	292	310.00	22.50
36	450550	604605	288	300.00	24.00
37	451050	605050	290	304.00	19.00
38	449050	605050	282	310.00	11.80
39	450050	606070	290	302.00	19.60
40	448200	606650	280	310.00	8.80
41	453200	606550	285	302.00	10.40
42	448150	604450	284	301.00	13.20

Situación de los sondeos realizados en el proyecto 0116 por la Junta de Energía Nuclear en la Cuenca del Tiétar.

N.º SONDEO	COORDENADAS			PROFUNDIDAD (m)	NIVEL PIEZOMÉTRICO (m)
	X	Y	Z		
45	444750	605700	275	304.00	10.60
46	448000	602400	275	310.00	10.40
47	446300	604300	270	312.00	9.80
48	453150	602650	290	282.00	6.80
49	451100	606650	300	305.00	12.80
50	446200	607650	282	302.00	0.50
51	445900	606400	265	308.00	3.70
52	450750	603300	285	305.00	9.00
53	451750	604450	295	300.00	18.80
54	454700	604900	295	296.00	9.90
55	456000	604750	300	304.00	16.00
56	454600	603800	295	282.00	14.00
57	446950	604600	270	304.00	2.50
63	445900	606400	265	286.00	4.70
64	446350	606000	282	304.00	12.00
65	453500	604750	290	316.00	19.00
66	454100	606000	286	298.00	2.00
67	454150	604000	290	314.00	14.60
68	445500	605750	270	303.00	4.70

Situación de los sondeos realizados en el proyecto 0116 por la Junta de Energía Nuclear en la Cuenca del Tiétar. (Continuación).

observar pirita, malaquita, galena, cuarzo y posible barita. Se encuentra relativamente próximo a un filón de cuarzo y a dos grandes fracturas post-hercínicas, dentro de un granito biotítico-moscovítico, deformado, no porfídico, de tendencia equigranular y grano medio-fino. Desde el punto de vista genético, cabría suponerle fruto de un hidrotermalismo, más ligado a la actividad de las fallas que a la propia evolución del granito durante su emplazamiento. En realidad, el metalotacto del entorno carece de importancia significativa.

También se tienen noticias de una anomalía radioactiva, localizada y explorada por la Junta de Energía Nuclear, situada al Oeste de Candeleda y próxima a la carretera que sube a "El Raso".

Este indicio de Urano procede de un pequeño filón de cuarzo, de dirección aproximada N-60°-E, y encajado en un granito biotítico, porfídico, de grano grueso. No se conocen datos mineros, pero su génesis se podría relacionar con una lixivación supergénica o moderadamente hidrotermal de materiales arcósicos, antaño suprayacentes, o con los propios granitos del entorno.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

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

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

El criterio utilizado para la división de áreas ha sido fundamentalmente geológico, en los que se recogen aspectos litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que de un análisis conjunto, dan lugar a un comportamiento geotécnico de las rocas. También se ha valorado 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 Candeleda, se han distinguido cuatro áreas y seis zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

ÁREA I

- ZONA I1: Tramos 1 y 2.
- ZONA I2: Tramos 3 a 9.

ÁREA II

- ZONA II1: Tramo 10.

ÁREA III

- ZONA III1: Tramos 11 y 12.

ÁREA IV

- ZONA IV1: Tramos 13, 18 y 21.
- ZONA IV2: Tramos 14, 15, 16, 17, 19, 20 y 22.

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

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

7.3.1.1. Área I

Se ha dividido en dos Zonas que incluyen a todas las rocas filonianas e ígneas. ZONA I1 (Tramos cartográficos 1 y 2)

Están representadas por diques de cuarzo y aplita intruidos entre distintas facies graníticas, con una potencia media de 2 a 5 m.

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

No son ripables y su capacidad de carga es baja por la intensa fracturación. ZONA I2 (Tramos cartográficos 3 a 9)

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

La morfología que presenta es accidentada o alomada suave, con formas redondeadas típicas de la erosión del granito, según las zonas.

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

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

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

7.3.1.2. Área II

En este grupo se ha separado una zona, de materiales del Ordovícico Inferior.

— ZONA II1 (Tramo cartográfico 10)

Corresponde, únicamente, a alternancias de pizarras y cuarcitas.

La morfología es suave con relieves que tienen escasa pendiente. Son medianamente erosionables en los tramos centimétricos o con abundancia de pizarras. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

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

Son materiales con ripabilidad media, en los tramos alternantes, y no ripables en las cuarcitas, con buena capacidad de carga. No presentarán problemas de asientos.

7.3.1.3. Área III

Pertenecen a este área sedimentos terciarios incluidos en una zona con características propias.

— ZONA III1 (Tramos cartográficos 11 y 12)

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

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

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

7.3.1.4. Área IV

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

— ZONA IV1 (Tramos cartográficos 13, 18 y 21)

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

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

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

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

— ZONA IV2 (Tramos cartográficos 14, 15, 16, 17, 19, 20 y 22)

La zona se encuentra formada por gravas, arenas y limos que corresponden a terrazas que se disponen aisladas y a escasos metros sobre la cota del nivel de base de los actuales cursos de agua, llanuras aluviales y fondos de valle.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

La ripabilidad es fácil y su capacidad de carga entre media y muy baja, según las zonas.

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

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

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Un Punto de Interés Geológico (P.I.G.) puede ser definido como un lugar o área que muestra una o varias características 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 año. Por consiguiente, se trata de un recurso natural no renovable, de índole cultural, que debe ser protegido, ya que su desaparición o tratamiento inadecuado constituye un daño irreparable para el conocimiento de la historia de nuestro planeta.

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

8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

En la hoja de Candeleda, resulta difícil realizar una selección de puntos y/o lugares de interés geológico, ya que la comarca de la Vera en su conjunto se podría considerar como un lugar de interés, por su belleza y espectacularidad paisajística, motivado esto en gran medida por la expresión extrema de los procesos geológicos producidos en esta comarca.

No obstante se han seleccionado 3 lugares de interés geológico en los que es posible reconocer en parte estos procesos y gozar a un mismo tiempo de la singularidad paisajística del área.

Los lugares seleccionados en particular y la Comarca de la Vera en general, deberían de gozar de una protección especial, para preservarlos de la degradación que supone, ya hoy día, un uso inadecuado de ellos, por parte de algunos colectivos.

Los lugares de interés geológico seleccionados son los siguientes:

- Abanicos aluviales en las Gargantas de Chilla y Alardos.
- Depósito de grandes bloques en la desembocadura de la Garganta de Chilla.
- Garganta de Santa María, en Candeleda.

Estos lugares presentan un interés por su utilización de tipo turístico, científico-didáctico, con una influencia de carácter regional.

8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS LUGARES

8.2.1. Abanicos aluviales en la Garganta de Chilla y Alardos

Los depósitos de grandes bloques de origen aluvial, se localizan en las Gargantas de Chilla y Alardos, situadas entre Madrigal de la Vera y Candeleda, en la zona más septentrional de la

hoja, en el término municipal de Candeleda. El acceso a estos parajes se realiza a través de la c.c. n.º 501 entre los km, 7 y 10.

Por razones de accesibilidad y buena visualización se ha elegido la Garganta de Chilla como lugar de interés, situada al N del punto kilométrico 7,700 de la carretera anteriormente mencionada.

La vertiente meridional de la Sierra de Gredos es uno de los accidentes por fracturación más importantes del Sistema Central. Las Gargantas de Chilla y Alardos constituyen una de las principales cuencas torrenciales de la Sierra de Gredos, estas presentan una inclinación media de un 22%, pendiente que se acentúa aun más al ir alcanzando altitud.

Aquí, en el paraje de Las Mesas (400 m) podemos observar depósitos de tipo fluvio-torrenciales (HERNÁNDEZ PACHECO, 1962) por evolución de grandes depósitos del tipo conos de deyección torrenciales, que se inician al alcanzar la garganta. Los llanos de la Plataforma de la Vera.

Estas formaciones están constituidas por conglomerados de cíntos y bloques de gran tamaño con una matriz arenoso-arcillosa. La naturaleza de los cíntos y bloques es esencialmente granítica y en menor proporción de cuarzo y migmatitas. En general estos cíntos son redondeados a subredondeados y se encuentran fuertemente alterados. El tamaño de los bloques varía desde centimétricos a métricos.

Estos sedimentos están intensamente afectados por procesos de hidromorfismo presentando coloraciones rojas, amarillentas y grisáceas.

Con respecto a la edad de estas formaciones, HERNÁNDEZ PACHECO (1962), les atribuye una edad Pliocena, en este trabajo por las facies y la posición que ocupan se les atribuye una edad Pliocuarteraria.

En estos abanicos se observan encostraciones y/o películas de edad Holocena de escasa potencia.

Por su contenido, este lugar se ha clasificado de interés:

- Sedimentològico: medio.
- Geomorfològico: medio.

8.2.2. Depósitos de grandes bloques en la desembocadura de la Garganta de Chilla

Estos depósitos se pueden observar en el punto kilométrico 7,700 de la c.c. n.º 501 y hacia el Sur de este mismo punto.

Cuando las gargantas alcanzan los llanos o plataformas, escalón inmediatamente inferior a las zonas elevadas de la sierra, con cotas entre los 400 y 300 m, la garganta presenta un valle bajo y una pendiente escasa, ensanchándose considerablemente el cauce de la misma.

En este tramo de la garganta, el cauce esta ocupado por una gran masa de cantos redondeados que van desde el tamaño de canturral (centimétrico) a grandes bolos de hasta 3 ó 4 m³, aunque en la zona próxima a la desembocadura, el tamaño es menor (centimétrico) y uniforme.

Al salir el torrente de Chilla a la llanura, su masa de canturral ocupa una gran extensión, dejando barras laterales de este canturral por desplazamientos laterales del cauce, y barras centrales por disminución del caudal de agua y subdivisión del cauce, dejando islas que destacan por su coloración oscura al estar recubierta de líquenes.

Por su contenido, este lugar se ha clasificado de interés:

- Estratigráfico: medio.
- Geomorfológico: medio.

8.2.3. Garganta de Santa María

Se localiza en el NE de la hoja, al N del pueblo de Candeleda. El acceso se realiza a partir del mismo pueblo, por el camino de la central eléctrica, a N del mismo.

En este lugar, además de la belleza del paisaje en sí, es posible observar buenos afloramientos de migmatitas y leucogranitos tipo "Cerro Greda", observándose el tránsito entre ambos.

Es interesante observar la morfología en "U" del valle y el relleno de fondo de valle constituido por bloques y cantos heterométricos de naturaleza granítica principalmente.

Por su contenido, este lugar se ha clasificado de interés:

- Petrológico: medio.
- Geomorfológico: bajo.
- Sedimentológico: bajo.

8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

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

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

9. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trab. Neog.-Cuater.* 5, pp. 7-29.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector Centro-Oriental del Sistema Central Español". *Est. Geol.* XXXIX 271-306.
- ARRIBAS, A. y JIMÉNEZ, E. (1972). "Memoria mapa geológico de España E.1/200.000, Ávila". *Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 44, pp. 1-26, Madrid.
- ASENSIO AMOR, I. (1966). "El sistema morfogenético fluvitorrential en la zona meridional de la Sierra de Gredos". *Estudios Geográficos C.S.I.C. Instituto Juan Sebastián Elcano*, T. XXVII, n.º 102, pp. 53-73, Madrid.
- BABÍN, R. (1974). "Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahíta-Barco de Ávila-Béjar". *Studia Geológica*, Tomo 7, pp. 41-61. Salamanca.
- BABÍN, R. (1976). "Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahíta-Barco de Ávila-Béjar-Sierra de Gredos". *Estudios Geológicos*, n.º 32, pp. 189-198. Salamanca.
- BABÍN, R. (1977). "Evolución tectónica y posición dentro del Macizo Hespérico del sector occidental de la Sierra de Gredos". *Estudios Geológicos*, n.º 33, pp. 251-254.
- BABÍN, R. (1977). "Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del Sistema Central Español (Sierra de Gredos)". *Bol. Geol. y Minero.* T. LXXXVIII-VI, pp. 513-516.
- BABÍN, R. (1978). "Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de fracturación en la Sierra de Gredos (Región de Béjar-Piedrahita)". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXIX-VI, pp. 545-549.
- BEA, F. (1982). "Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del Batolito de Ávila (Sistema Central Español)". *Boletín Geol. Minero.* T. XCIII-I, pp. 59-67.
- BEA, F. (1985). "Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del batolito de Ávila (sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superficies". *Rev. Real Acad. Cienc. Ex. Fís. Nat. de Madrid*, T. LXXIX, pp. 549-572.
- BEA, F. y MORENO-VENTAS, I. (1985-a). "Estudio petrológico de los granitoides del área centro-norte de la Sierra de Gredos (Batalito de Ávila; Sistema Central Español)". *Stud. Geol. Salma.*, T. XX, pp. 137-174.
- BEA, F. y MORENO-VENTAS, I. (1985-b). "Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batalito de Ávila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación". *Stud. Geol. Salmant.*, T. XX, pp. 175-203.

- BEA, F. y PEREIRA, M.D. (1990). "Estudio petrológico del Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila, España Central)". *Rev. Soc. Geol. España*, 3, pp. 1-2.
- BEA, F.; IBARRA, I. y PEREIRA, M.D. (1990). "Migmatización y anatexia en la Formación Almohalla, Complejo Anatéctico de la Peña Negra, Batolito de Ávila". *Bol. Geol. Min.*, Vol. 101-2, pp. 187-209.
- BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PABLO MACÍA, J.G. (1987). "Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y occidente de Asturias". *Colección Memorias. Tomo 101. IGME*.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954). "Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española". *C.S.I.C. Inst. Juan Sebastián Elcano*, pp. 87.
- CAÑADA GUERRERO, F. (1958). "Mapa geológico y memoria de la hoja, n.º 653, Valdeverdeja", *IGME*.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970). "Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne". *Bol. Geol. y Min.*, 81 (2-3), pp. 215-225.
- CAWTHORN, R.G.; STRONG, D.F. y BROWN, P.G. (1976). "Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas". *Nature*, 259: 102-104.
- CENTENO, J.D. (1989). "Evolución cuaternaria del relieve de la vertiente sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadoras morfológicas". *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 13, pp. 74-88.
- CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974). "Two contrasting granite types". *Pacific Geol.*, 8: 173-174.
- CLARKE, D.B. (1981). "The mineralogy of the peraluminous granites: A review". *Canadian mineralogist*, 19: 3-17.
- CONTRERAS, E.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. y JUNCO, F. "Mapa y memoria explicativa de la hoja n.º 599 (Jaraíz de la Vera) del Mapa Geológico Nacional (MAGMA)". *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. Mineral*, 111: 493-510.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1950). "Los granitos del Centro-Oeste de España". *21 Inter. Geol. Cong. Copenhague. Vol. 14*, pp. 131-137.
- GARZÓN HEYDT, M.G. (1977). "Estudio preliminar de la Morfología de la zona comprendida entre Talavera de la Reina y Arenas de San Pedro (Borde Meridional de la Sierra de Gredos)". *Trabajos del Neógeno y Cuaternario*, n.º 6, pp. 85-91. Madrid.

- GARZÓN HEYDT, M.G. (1980). "Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica". *Tesis Doct. Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Compl. Madrid*, pp. 425. (Inédita).
- GARZÓN HEYDT, M.G.; PEDRAZA GILSANZ, J. DE y UBANELL, A.G. (1982). "Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama)". *Rev. Real Ac. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 76, 2.º, pp. 475-496.
- GOICOCHEA, P.; DOBLAS, M.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. y UBANELL, A.G. (1991). "Estudio cinemático de las fallas Alpinas que delimitan la fosa tectónica del Lozoya (Sistema Central)". *Geogaceta*, 9, pp. 24-26.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1941). "Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico". *Revista de las Ciencias de Madrid*, año VIII, n.º 3.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1962). "La formación o depósitos de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con La Raña". *Estudios Geológicos. Vol. XVIII. Instituto "Lucas Mallada", C.S.I.C. España*.
- IBERGESA (1975). "Estudio geológico, sedimentológico y estructural, para la evaluación del potencial uranífero de la Cuenca del río Tiétar (Cáceres-Toledo)". JEN. (Inédito).
- ITGE (1981). "Plan Nacional de Investigaciones de aguas subterráneas. Estudio hidrogeológico de la Cuenca Hidrográfica del Tajo". Memoria.
- ITGE (1985). "Síntesis hidrogeológica de Castilla-La Mancha".
- ITGE (1987). "Sistemas Acuíferos en España Peninsular".
- ITGE (1990). "Estudio de las Rocas Plutónicas del Macizo Hespérico".
- JEN (1980). "Proyecto 0116 CUENCA DEL TIÉTAR". (Inédito).
- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983). "Cuenca Occidental del Tajo, en Libro Homenaje a J.M. Ríos", *Geología de España*, II.
- LOTZE, F. (1945). "Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta". *Geotekt. Fosch*, 6, pp. 78-92.
- LOTZE, F. (1960). "El Precámbrico de España". *Notas y Com. Instit. Geol. y Minero de España*, n.º 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1966). "El Cámbrico de España". *Primera parte. IGME*.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974). "Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo, en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo)". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 72, pp. 141-160.

- MARTÍN ESCORZA, C. (1980). "Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertura neógena al Este de Villacastín (Cuenca del Duero-Cordillera Central)". *Est. Geol.* 36, pp. 409-412.
- MONTESERÍN LÓPEZ, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1982). "Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja, n.º 14-26 (653) (Valdeverdeja)", *IGME*.
- MOPU (1980). "Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo, control piezométrico y de la calidad de los acuíferos de la fase Miocena". *Sistema n.º 14 - Terciario detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres. Tomo I*.
- MOPU (1988). "Documentación básica para la redacción del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo".
- MORENO SERRANO, F. (1990). "Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la Llanura extremeña (Salamanca-Cáceres)". *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*, pp. 34-49.
- MORENO SERRANO, F. "Superficies de erosión y tectónica neógena en el extremo occidental del Sistema Central Español". *Geogaceta*, 9, pp. 47-49.
- O'CONOR, J.T. (1965). "A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspor ratio". *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525 B: B-79-B84.
- ODRIOZOLA, J.M.; PEÓN, A.; UGIDOS, J.M.; PEDRAZA, J. y FERNÁNDEZ, P. (1980). "Mapa geológico de España, E.1/50.000, 2.ª serie. Hoja n.º 577 (Bohoyo)". *IGME*.
- ODRIOZOLA, J.M.; PEÓN, A.; UGIDOS, J.M.; PEDRAZA, J. y FERNÁNDEZ, P. (1980). "Mapa geológico de España, E.1/50.000, 2.ª serie. Hoja n.º 578 (Arenas de San Pedro)". *IGME*.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984). "Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks". *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1973). "Estudio Geomorfológico del extremo oriental de la cadena de San Vicente-Peña de Cenicientos". *Bol. Geol. y Min.*, 84, 1, pp. 1-14.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1978). "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)". *Tesis doctoral. Univ. Compl. Madrid*, 540 pp.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1989). "La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 13, pp. 31-46.
- SCHWENZNER, J.E. (1937). "Zur Morphologie des Zentrals Spanischen Hochlandes", *Geogr. Abhandl.*, 3.ª ser. H. pp. 101-128. Traducido y resumido por Vidal Bux. "La morfología de la región montañosa central de la Meseta Española". *Bol. R. Soc. H. Nat.*, 41, pp. 121-148. Madrid, 1943.

- UBANELL, A.G. (1977). "Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.* T. LXXXVIII-V, pp. 365-370.
- UBANELL, A.G. (1977). "Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite". *Studia Geológica Salm.* n.º 12, pp. 195-206. Salamanca.
- UGIDOS, J.M. (1974-d). "Los granitos biotíticos ± cordierita de Béjar y áreas adyacentes". *Bol. Geol. Min.*, 85, pp. 66-74.
- UGIDOS, J.M. (1976). "Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)". *Separata Studia Geológica*, 10, pp. 31-43.
- UGIDOS, J.M. (1980-81). "Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, pp. 129-133.
- UGIDOS, J.M. (1981-a). "Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos". *Cuadernos Lab. Xeol. de Laxe*, 2, pp. 117-122.
- UGIDOS, J.M. y BEA, F. (1976). "Análisis comparativo de los granitos del área de Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro-peninsulares: precisiones sobre la serie mixta". *Studia Geológica*, 10, pp. 45-59.
- UGIDOS, J.M. y BEA, F. (1979). "Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico". *Studia Geológica*, 14, pp. 35-77.
- UGIDOS, J.M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; BASCONES ÁLVIRA, L. y MARTÍN HERRERO, D. (1983). "Mapa geológico de España, E.1/50.000, 2.ª serie. Hoja n.º 598 (Plasencia)". *IGME*.
- VÁZQUEZ GARRIDO, J.T. (1986). "Fracturación y génesis del relieve en el sector suroriental del Macizo de Gredos". *Tesis de licenciatura. Univ. Compl. de Madrid (inédita)*.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. y CHAPPELL, B.W. (1987). "A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis". *Contrib. Mineral Petrol.*, 95: 407-419.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN 978-84-7840-751-4

A standard linear barcode representing the ISBN number 978-84-7840-751-4.

9 788478 407514