



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

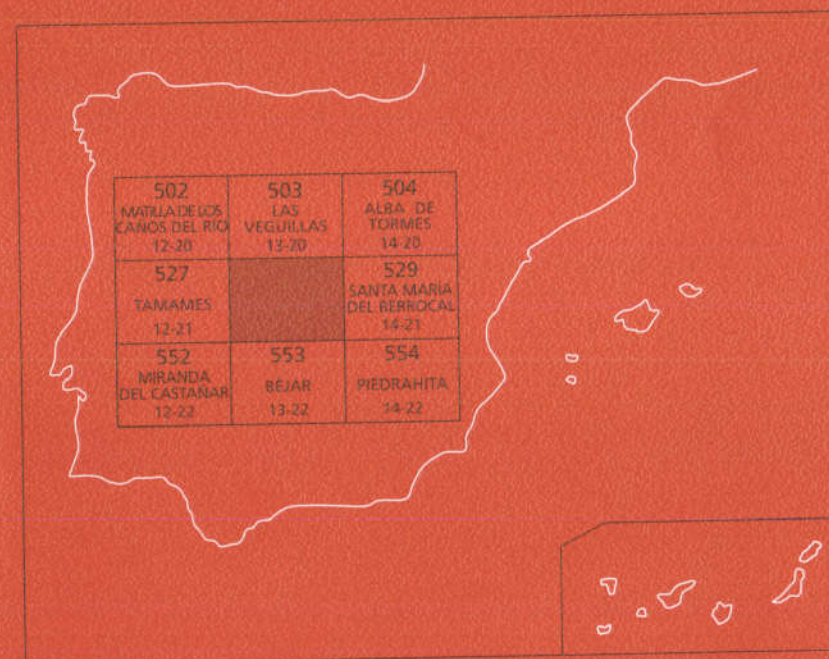
528

13-21

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



GUIJUELO



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGIA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

GUIJUELO

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.558-2000

ISBN: 84-7840-413-9

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas por el Instituto Tecnológico Geominero de España durante 1991 bajo normas y dirección del propio Instituto.

Cartografía Geológica:

Victorio Monteserín López (ITGE).
Angel Martín-Serrano García (ITGE).
Rosa Mediavilla López (ITGE).
M.^a Antonia Díez Balda (Universidad de Salamanca).
Félix Bellido Mulas (ITGE).
José Luis García Casquero (MAYASA).
Ramón Robles Casas (MAYASA).

Cartografía Geomorfológica:

Francisco Rubio Pascual (ITGE).
Angel Martín-Serrano García (ITGE).
Juan Ignacio Santisteban Navarro (ITGE).

Memoria:

Victorio Monteserín López (ITGE).
Angel Martín-Serrano García (ITGE).
Félix Bellido Mulas (ITGE).
J. Ignacio Santisteban Navarro (ITGE).

Colaboradores:

Fernando Bea Barredo (Universidad de Salamanca), análisis químicos.
José Antonio Blanco Sánchez (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
M.^a Pilar Carral González (Univ. Autónoma de Madrid), edafología.
Angel Corrochano (Univ. de Salamanca), sedimentología terciarios.
M.^a Carmen Díaz (Univ. de Salamanca), granulometrias, difracc. Rx.
Begoña Fernández Macarro (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
M.^a Piedad Franco (Universidad de Salamanca), petrografía.
Fernando López Díaz (ITGE), tectónica.
Eloy Molina Ballesteros (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
Juan Picart Boira (MAYASA), sedimentología véndico-cámbrica.
Francisco Rubio Pascual (ITGE), geomorfología.
Teresa Sánchez García (ITGE), petrografía, palinología.
Juan Santamaría Casanovas (MAYASA), sedimentología véndico-cámbrica.
Javier Solé Pont (MAYASA), sedimentología véndico-cámbrica.

M.^a Isabel Valladares (Universidad de Salamanca), sedimentología calizas cámbricas.
María F. Valle (Universidad de Salamanca), palinología.
M.^a Antonia Díez Balda (Universidad de Salamanca), tectónica.

Dirección y Supervisión:

Angel Martín-Serrano García y Victorio Monteserín López (ITGE).

INDEX

Páginas

1.2.3.1. Gravas y bloques cuarcíticos, arenas y arcillas (19). Neógeno-Cuaternario.....	33
1.2.3.2. Conglomerados de gravas cuarcíticas y arenas y arcillas ocreas (20). Neógeno superior.....	33
1.2.3.3. Conglomerados y arenas arcósicas blancas (21). Plioceno-Pleistoceno.	33
1.2.3.4. Arenas, arcillas y cantos (22). Coluvión. Holoceno.....	34
1.2.3.5. Gravas arenas y limos (23). Conos de deyección. Holoceno...	34
1.2.3.6. Gravas, arenas, limos y bloques (24). Aluvial. Holoceno.	34
2. TECTÓNICA.....	34
2.1. INTRODUCCIÓN.....	34
2.2. DEFORMACIÓN PREORDOVICICA	35
2.3. OROGENIA HERCÍNICA	36
2.4. OROGENIA ALPINA	46
3. GEOMORFOLOGÍA.....	47
3.1. ANTECEDENTES	47
3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	48
3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	49
3.3.1. Análisis morfoestructural.....	49
3.3.2. Estudio del modelado	51
3.3.2.1. Formas de ladera	51
3.3.2.2. Formas fluviales.....	51
3.3.2.3. Formas endorreicas	52
3.3.2.4. Formas poligénicas.....	53
3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS.....	53
3.4.1. Depósitos de ladera	54
3.4.2. Depósitos fluviales.....	54
3.4.3. Depósitos endorreicos.....	56
3.4.4. Depósitos con carácter poligénico	56
3.4.4.1. Alteraciones.....	56
3.4.4.2. Glacis.....	58
3.5. EVOLUCION MORFODINÁMICA	58
3.5.1. Problemas cronológicos.....	58
3.5.1.1. Las secuencias de alteritas.....	58
3.5.1.2. El encajamiento de la red fluvial.....	59
3.5.2. Evolución del relieve.....	59
3.6. PROCESOS ACTUALES	61
4. PETROLOGÍA.....	61
4.1. ROCAS ÍGNEAS.....	61
4.1.1. Granitoides prefase dos-prehercinicos	62
4.1.1.1. Leuconaises de Cespadosa-Narrillos. (a) Con núcleos de máficos.....	62
4.1.1.2. Ortoneises biotíticos de Bercimuelle (3)	64

4.1.2. Granitoides hercínicos	66
4.1.2.1. Granitos porfídicos sincinemáticos de El Risco con megacristales. a) Inequigranular (4).....	67
4.1.2.2. Rocas básicas, gabros-tonalitas. a) Tonalitas-granodioritas (5). Gabros-tonalitas.....	68
4.1.2.3. Conjunto granítico Los Santos-Valdelacasa.....	73
4.1.2.3.1. Monzogranitos biotíticos de Valdelacasa (6a)	74
4.1.2.3.2. Monzogranitos biotíticos de Los Santos (6b)	76
4.1.2.4. Granitoides heterogéneos de la mina (Los Santos).....	78
4.2. GEOQUÍMICA	80
4.3. METAMORFISMO	87
5. HISTORIA GEOLÓGICA	91
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	96
6.1. MINERÍA.....	96
6.2. CANTERAS	99
6.3. HIDROGEOLOGÍA.....	101
7. BIBLIOGRAFÍA	101

0. INTRODUCCIÓN

Geográficamente la Hoja de Guijuelo 528 (13-21) del Mapa Topográfico Nacional se sitúa en el borde SE de la provincia de Salamanca.

El clima es continental con cierta influencia atlántica y se caracteriza por precipitaciones escasas con veranos calurosos con algunas tormentas e inviernos fríos y prolongados.

El desarrollo económico se basa más en la ganadería, porcino, vacuno, ovino, que en la agricultura (cereales). La industria chacinera tiene gran desarrollo en el municipio de Guijuelo.

Los principales núcleos de población son por este orden: Guijuelo, Los Santos, Frades de la Sierra, Cespadosa y Galinduste.

Morfológicamente no existe una gran diferencia de cotas entre las más altas, Mambrú (1.228 m.) y Monte (1.040 m.) y las más bajas, en el río Alagón, alrededor de 860 m. Las más altas vienen definidas casi siempre por los niveles areniscosos o conglomeráticos de la parte superior de la formación Monterrubio y las más bajas por los abundantes tramos pelíticos de la formación Aldeatejada. También algunos cuerpos ígneos o diques de cuarzo constituyen riscos o cerros, pero se puede decir que la morfología es un reflejo de la estructura plegada, coincidiendo los anticlinales con zonas alomadas (orientadas NW-SE) donde aparece la Fm. Monterrubio, que contiene conglomerados resistentes; las zonas deprimidas, de igual orientación, coinciden con los sinclinales ocupados por la formación Aldeatejada, más pizarrosa. También hay que señalar que (fuera de la Hoja), hacia el S y SE, tenemos las Sierras de Béjar-Candelario y la Paramera-Avila en cotas de más de 2000 m. frecuentemente nevadas y donde se sitúa la cabecera y nacimiento del Río Tormes.

El río Tormes cruza la Hoja de S a N y está embalsado para su aprovechamiento hidráulico y agrícola; tanto él como sus afluentes pertenecen a la Cuenca del Duero. Sin embargo, el río Alagón, que nace en la Hoja al E de Frades de la Sierra, vierte sus aguas en la Cuenca del Tago porque fue capturado en tiempos recientes, probablemente miocenos (SANZ DONAIRE, 1979).

Geológicamente la Hoja se sitúa en el centro de la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945 b) o bien en el centro-norte de la Zona Centroibérica de Julivert *et al.* (1972) modificado del anterior, diferenciada por la gran extensión de afloramiento del Anteordovícico y el carácter discordante del Ordovícico sobre su sustrato Cámbrico y/o Precámbrico. Desde el punto de vista estructural la Hoja de Guijuelo pertenece al Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centroibérica, en la que las estructuras de la primera fase Hercínica tienen su plano axial subvertical, DIEZ BALDA *et al.* (1990).

Los materiales aquí aflorantes están representados por metasedimentos del Vendienense Superior-Cámbrico Inferior en un 65% del total, sedimentos terciarios y cuaternarios en un 15% y el resto por rocas graníticas que forman parte de las Sierras de Béjar-Avila (Sistema Central Español). Hay que resaltar los afloramientos de formaciones de edad Cámbrica datados con fósiles, en concreto las calizas de Tamames-El Endrinal, donde se señalan los primeros arqueociatos de la provincia datados como Cámbrico inferior (DIEZ BALDA, 1986).

La orogenia herciniana afecta a los materiales véndico-cámbricos con una deformación polifásica acompañada de metamorfismo y plutonismo. La primera fase hercínica origina pliegues de dirección NO-SE de plano axial subvertical con una esquistosidad S_1 asociada, que sólo se observa con claridad al O de la Hoja. La segunda fase es responsable de la intensa deformación que se observa al sur y sureste de la Hoja, ya que origina una zona de cizalla de varios kilómetros de anchura, con pliegues fuertemente apretados, de charnela curva, plano axial subhorizontal y esquistosidad S_2 asociada, que prácticamente oblitera la esquistosidad anterior; también es responsable de la aparición de estructuras de cizalla en los leuconeises de Cespadosa-Narrillos (2) indicando un sentido de movimiento del bloque superior hacia el SE, [DIEZ BALDA y HACAR (1979) y DIEZ BALDA (1986)]. El adelgazamiento que se aprecia en las zonas de metamorfismo más elevado e interpretado como consecuencia de una cizalla extensional, [DIEZ BALDA *et al.* (1992)], también es consecuencia de esta fase. La tercera fase es responsable de suaves antiforamas y sinformas de dirección N120E con plano axial subvertical que pliegan a las isogradas y a la S_2 y con sinformas de dirección N120E con plano axial subvertical y con esquistosidad S_3 asociada de desigual desarrollo y que crenula a la esquistosidad anterior.

Otros antecedentes regionales referidos a la geología hercínica son, entre otros: SCHMIDT-THOME (1938-1941), MACAYA (1980), CORRALES *et al.* (1974), VALLADARES y CORRALES (1980), GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975), UGIDOS (1973 a 1978), G. DE FIGUEROLA, FRANCO y CASTRO (1983), FRANCO, CASTRO y LÓPEZ PLAZA (1983), FRANCO (1980 a 1986), DÍEZ BALDA (1975 a 1988), equipo de INTECSA (Hojas geológicas del PLAN MAGNA limítrofes) y equipo de MAYASA (investigación fosfatos 1986-1988).

El registro sedimentario más reciente está muy poco representado, pues se limita a una formación arcósica y a restos de depósitos siliciclásticos diseminados en el borde norte de la Hoja. La deformación alpina que fragmenta transversalmente a los materiales hercínicos, afecta también a la más antigua de esas formaciones pero no al resto. Dichos materiales se enmarcan en el registro cenozoico que rellena el suroeste de la Cuenca del Duero. Aunque VILANOVA (1983) y GIL MAESTRE (1880) se refieren a Eoceno y Oligoceno, son MIQUEL (1906) y ROMÁN y ROYO GÓMEZ (1922) los que aportan las primeras dataciones de este registro de Luteciense a Mioceno. Después tienen una cierta relevancia las aportaciones de

TEMPLADO y PASTORA (1946), SCHMIDT-TOMÉ (1950) y CROSAFONT y TRUYOLS (1957). Sin embargo, el conocimiento actual de la estratigrafía cenozoica regional parte de JIMENEZ (1970, 1972, 1973, 1974, 1975, 1977, 1982 y 1983), que divide el Paleógeno en dos grandes ciclos sedimentarios y considera que entre ellos tiene lugar una fase tectónica. Al primero le asigna una edad Preluteciense y al segundo lo data como Eoceno-Oligoceno. También, JIMENEZ (1973) y JIMENEZ y GARCIA (1982) diferencian dentro del Neógeno dos conjuntos litológicos; uno lo atribuye al Mioceno inferior y otro al Mioceno medio.

CORROCHANO (1977, 1982) en Zamora y ALONSO GAVILÁN (1982) en Salamanca resumen la estratigrafía regional propuesta por el autor anterior, pero introducen algunas modificaciones junto con la determinación de su sedimentología.

Las referencias cronoestratigráficas hay que buscarlas también en el entorno regional, especialmente en los trabajos de JIMENEZ (1974, 1977 y 1982), MAZO y JIMENEZ (1982), GARZÓN y LÓPEZ (1978) y POLO *et al.* (1987).

1. ESTRATIGRAFÍA

Para el conjunto de sedimentos precámbrico-cámbricos de la mitad sur de la Zona Centroibérica, se han establecido recientemente [ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988)], tres grupos litoestratigráficos separados entre sí por discordancias de distinto tipo. Se les ha denominado de más antiguo a más moderno: Grupo Domo Extremeño, al que se atribuye una edad Proterozoico Superior; Grupo Ibor al que se le asigna una edad Vendiciense Superior y Grupo Valdelacasa cuyo contenido paleontológico parece evidenciar un Vendiciense Superior-Cámbrico Inferior. Estas edades pueden ser discutidas y de hecho en la actualidad se considera que todos los grupos (hasta el Cámbrico inferior datado con fósiles) tienen una edad Vendiciense superior [VIDAL *et al.* (1994)].

Los materiales más antiguos que afloran en esta Hoja, pertenecen a este último grupo, que de muro a techo comprende cinco formaciones: Fm. Monterrubio; Fm. Aldeatejada; Fm. Areniscas de Tamames; Fm. Calizas de Tamames y Fm. Pizarras del Endrinal. Las tres formaciones basales tienen para esta área un gran predominio detrítico culminando el grupo con los horizontes carbonatados de Tamames y los términos finos del Endrinal.

El registro cenozoico, aunque complejo por la escasez y el aislamiento de sus afloramientos, se presenta agrupado en tres unidades fundamentales que por correlación regional se han atribuido respectivamente al Paleógeno superior, Mioceno inferior-medio y Neógeno superior-Cuaternario.

1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR

El Grupo Valdelacasa de ÁLVAREZ NAVA *et al.* (*op. cit.*) agrupa para el área de Salamanca-Tamames a las cinco formaciones indicadas en el apartado anterior. Se apoya discordantemente sobre la Serie Inferior del Domo de las Hurdes [RODRÍGUEZ ALONSO (1979, 1985),

ROBLES CASAS *et al.* (1988)]. La discordancia se sigue a lo largo de diversas Hojas: 575 (Hervás), 552 (Miranda del Castañar), 551 (Martiago), 526 (Serradilla del Arroyo), etc. La Serie Inferior, que no aflora en esta Hoja, está constituida por alternancias pelítico-arenosas casi siempre masivas, con intercalaciones de niveles conglomeráticos y tramos desorganizados que representan una facies turbidítica típica de lóbulo, interlóbulo y canal.

El Grupo Valdelacasa a escala regional (Montes de Toledo-Domo de las Hurdes) puede presentar en la base un nivel megabréchico de cantos decimétricos de caliza, cuarzo y arenisca y matriz arenoso-calcárea. Este nivel, a veces discontinuo, puede alcanzar los 50 m de potencia. En zonas próximas al área que nos ocupa no se detecta ese nivel y la base del Grupo Valdelacasa (Fms. Monterrubio+Aldeatejada) se apoya directamente sobre la Serie Inferior (Hoja 522, Miranda del Castañar y colindantes). El límite superior del citado grupo a escala regional es también una discordancia, atribuida a la fase Sárdica [DÍEZ BALDA (1982), RODRÍGUEZ ALONSO (1985).]

1.1.1. Formación Monterrubio

La Fm. Monterrubio y la Fm. Aldeatejada suprayacente a ella constituyen un conjunto sedimentario de características litológicas y sedimentológicas muy parecidas, con mayor proporción de tramos conglomeráticos en Monterrubio (anecdóticos en Aldeatejada) y de pizarras en la Fm. Aldeatejada. Se han subdivido [DÍEZ BALDA (1980)], por razones de índole práctica tanto en lo que se refiere a la identificación cartográfica de las estructuras como a su posición estratigráfica en la sucesión Véndico-cámbrica.

La formación Monterrubio aflora en las estructuras anticlinales de la 1.^a Fase Hercínica de Pelayos-Vega de Olleros-Cerro Amatos, Berrocal-Las Veguillas-Peña de Cabra, en la antiforma de 3.^a Fase de Guijuelo-Guijo de Ávila y en general en el borde oriental de la Hoja.

Los tramos más bajos de esta serie en el Area Sur de Salamanca afloran en la Antiforma de Martinamor (Hoja n.º 503, Las Veguillas) así como en el extremo SE de la Hoja que nos ocupa.

La Fm. Monterrubio, que se estableció de manera informal (en el área de Guijuelo-Tamames-Salamanca no aflora el muro) es una sucesión de más de 1.500 m de potencia constituida por pelitas y limotitas grises y verdes, pelitas microbandeadas, así como numerosas intercalaciones de areniscas, cuarcitas y conglomerados. Es relativamente frecuente detectar en ella la presencia de "porfiroides" (rocas porfídicas con participación ígnea) y areniscas con anfíbol del tipo hornblenda-actinolita.

Esta somera descripción se ajusta aproximadamente a la parte alta de la formación (localizada geográficamente al N y W de la Hoja) de bajo gradiente de metamorfismo y deformación, donde se reconocen las estructuras sedimentarias y donde se han podido levantar columnas estratigráficas y sedimentológicas.

Los tramos bajos de la formación (localizados al SE de la Hoja) presentan características peculiares. Por una parte, se observa un aumento progresivo y rápido del metamorfismo y de la intensidad de la deformación; las facies de pelitas y limolitas con intercalaciones arenosas o

microconglomeráticas de las áreas epizonales (W-NW-N) afectadas por una deformación D_1 y un metamorfismo M_1 de bajo grado, pasan rápidamente a micaesquistos y cuarzoesquistos meso-catazonales a medida que se desciende en la secuencia estructural generada por la deformación D_2 (aumento progresivo de la intensidad de la deformación) y aumenta considerablemente, también en dirección SE, el metamorfismo regional M_2 , que puede durar hasta bien entrada la fase tres (tardi D_3). En esta zona afloran los alargados cuerpos graníticos prefase dos-prehercínicos (ortoneis de Bercinuelle, leuconeis de Cespedosa-Narrillos y leuconeis con núcleos de máficos) y hay una disminución notable de tramos conglomeráticos, aumentando sin embargo los niveles de cuarcitas anfibólicas y areniscas feldespáticas (y/o “porfiroides”) en compleja relación con los “neises bandeados” que significan, para el área sur de Salamanca, el tramo más profundo de la Formación Monterrubio.

El techo de la formación se sitúa en el último tramo conglomerático-arenoso con suficiente potencia y continuidad cartográfica. Este límite así establecido presenta en determinadas zonas problemas cartográficos y estratigráficos debido a que la continuidad de los niveles no es total porque se amalgaman y se suceden en el espacio y en el tiempo. Lo propio ocurre en el muro de la Fm. Aldeatejada, en la que puede aparecer algún nivel conglomerático y/o arenoso aunque de escasa entidad. Un dato importante para la fijación del límite entre las dos formaciones es que hacia la base de la Fm. Aldeatejada se define una franja de pelitas microbandeadas negras y grises de considerable potencia y continuidad lateral, muy evidente a todo lo largo de la zona de estudio.

1.1.2. Formación Aldeatejada

Se sitúa por encima y concordantemente con la Fm. Monterrubio, habiéndose discutido en el apartado 1.1.1. sus relaciones de contacto, estratigráficas, sedimentológicas y cartográficas. El techo es también un tránsito gradual con la formación suprayacente de areniscas de Tamames y ese paso está definido por la aparición de niveles cada vez más potentes de areniscas y cuarcitas, con frecuentes huellas de bioturbación.

Ocupa principalmente las estructuras sinclinales de 1.ª Fase de Galinduste-Cabrera-Negrillos, Montejo-Las Dueñas-S. Pedro Acerón, la zona de Salvatierra y un área relativamente amplia al sur de Frades de la Sierra.

El término fue introducido por MARTÍNEZ GARCÍA *et al.* (1973), aunque se definió formalmente por DÍEZ BALDA (1980).

Sus características litológicas son semejantes a las descritas para la Fm. Monterrubio, aunque varían las proporciones de litologías dentro de la columna sedimentaria. En la Fm. Aldeatejada hay una gran predominancia de términos limolíticos y pelítico-arenosos, a veces de características masivas, potentes niveles de pizarras microbandeadas sobre todo hacia la base y una disminución considerable de los niveles conglomeráticos. No se han detectado “porfiroides” y se ha observado esporádicamente la presencia de algún nivel centimétrico de areniscas anfibólicas. Ocasionalmente en áreas relativamente alejadas (Hoja 478, Salamanca), pueden aparecer niveles carbonatados brechoides que ocasionalmente contienen cantos rodados de cuarzo y niveles discontinuos de carbonatos.

La potencia puede estimarse en unos 1.600 m, en el corte de Frades de la Sierra-El Endrinal.

1.1.3. Descripción de columnas estratigráficas, facies e interpretación

1.1.3.1. Descripción de columnas

Para la descripción estratigráfica y sedimentológica, tanto de la Fm. Monterrubio como de la Fm. Aldeatejada, se han levantado series en las zonas con mejor afloramiento y a su vez menos afectadas por la deformación y el metamorfismo regional. Estas series se ubican en el flanco sur de los anticlinales de 1.ª Fase de Pelayos-Vega de Obleros-Cerro Amatos y de 3.ª fase, de Cabezuela, y se resumirán brevemente de acuerdo con el esquema de la Fig. 1.

Cespedosa II (Columna 8)

Esta columna se levantó en el margen E del Embalse de Sta. Teresa, cerca de la carretera de Cespedosa a La Tala. De muro a techo, de la porción de serie levantada, se identifican los siguientes tramos:

- 30 m. de limolitas grises con esporádicas capas arenosas de tormenta intercaladas.
- 40 m. de depósitos desorganizados con cantos carbonatados de grandes dimensiones.
- 150 m. de limolitas grises alternando con capas de tormenta arenosas que se hacen menos frecuentes hacia la parte alta del tramo.

Cespedosa I (Columna 7)

Se ha levantado esta columna en las inmediaciones del Puente del Tormes (Carretera de Guijuelo a Cespedosa) y hacia el norte (aguas abajo). Los materiales ocupan una posición inmediatamente más alta que los descritos para la serie anterior. Se distinguen de muro a techo los siguiente tramos:

- 95 m. de limolitas grises con capas arenosas de tormenta.
- 15 m. de depósitos desorganizados tipo “mud flow”.
- 135 m. de limolitas con intercalaciones arenosas, menos frecuentes hacia la parte alta del tramo.
- 5 m. de depósitos desorganizados.
- 110 m. de limolitas grises con capas arenosas intercaladas.

Embalse de Santa Teresa (Columna 6)

Esta serie se ubicaría en relación con la columna general del área (fig. 1) aproximadamente a techo de la serie anterior (Cespedosa I). Los primeros 530 m. se han medido por el margen E del embalse en las inmediaciones de Pelayos. El resto se ha levantado por la orilla W

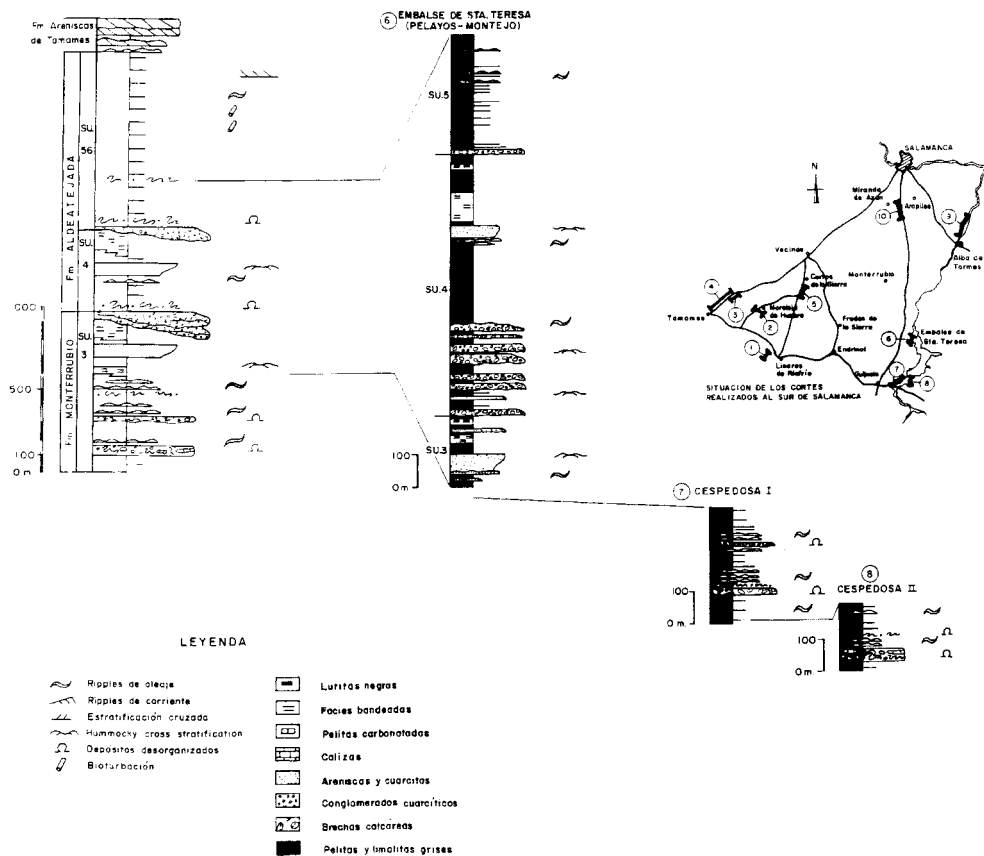


Fig. 1. Situación estratigráfica de las series

en una zona cercana a Montejo. El cambio de orilla coincide aproximadamente con el límite entre las formaciones Monterrubio y Aldeatejada.

- 100 m. de limolitas grises con intercalaciones arenosas en las que se incluye un potente tramo arenoso-cuarcítico asimilado a una barra de plataforma.
- 55 m. de limolitas con bandeado de frecuencia centimétrica.
- 75 m. de limolitas grises con intercalaciones arenosas. Incluye algún acúmulo cuarcítico y un tramo poco importante de limolitas bandeadas.

A partir de aquí el resto de serie corresponde a la Fm. Aldeatejada.

- 300 m. de niveles conglomerático-arenosos encajados en limolitas grises. Los niveles conglomerático-arenosos se organizan en ciclos granodecrecientes que en conjunto configuran secuencias positivas. Presentan “Hummocky cross stratification” y laminación “ripple” en los términos arenosos.
- 475 m. de pelitas bandeadas alternando con limolitas grises.
- 10 m. de conglomerados y areniscas.
- 490 m. de alternancia entre limolitas grises y capas de tormenta.

1.1.3.2. *Descripción de facies*

1.1.3.2.1. **Pizarras y limolitas (8 y 11)**

En estas facies se incluyen algunas areniscas intercaladas y los depósitos desorganizados. Corresponden a facies de plataforma y talud y son las más predominantes.

Están representadas por un conjunto de limolitas arenosas y pizarras de color gris-azulado y verdosas en las que la laminación viene marcada por pasadas mili-centimétricas de arena fina. En ocasiones son masivas y sólo esporádicamente se detecta algún nivel milimétrico de arena muy fina. Si la proporción de arena aumenta, los niveles alcanzan proporciones decimétricas. En este caso las capas arenosas suelen tener tamaños de grano fino medio y geometría tabular. La base de las capas presenta laminación paralela y esporádicamente fluidificaciones. En el techo se observan “ripples” de oleaje y “Hummocky cross stratification”. Se aprecia cierta gradación y las estructuras sedimentarias indican un origen turbidítico producido por tormentas.

Localmente aparecen acúmulos arenosos organizados en ciclos estrato y granocrecientes que se asimilan a barras de plataforma. La parte baja de estas barras está compuesta por una alternancia entre capas de tormenta arenosas y niveles pelíticos y localmente está afectada por fenómenos de licuefacción. La parte alta está compuesta por capas de tormenta y estructuras tipo “Hummocky cross stratification” amalgamadas.

Los tramos desorganizados alcanzan cierto desarrollo en la zona de Cespedosa y se presentan como materiales pelíticos muy esquistados, entre los que aparecen lentejones, cantos y bolos arenosos y excepcionalmente algún canto carbonatado. El grado de desorganización aumenta

cuanto mayor es el predominio de los términos finos; si predominan los términos arenosos la estratificación está mal definida o distorsionada, careciendo las capas de continuidad lateral. Se trata de acumulaciones constituidas por materiales turbidíticos recientemente depositados y posteriormente deslizados y desorganizados por cualquier causa de inestabilidad (se asimilan a procesos del tipo "debris flow" y "mud flow"). Son frecuente los "slumps".

Los términos pizarrosos y limolíticos aquí descritos corresponden a las zonas menos afectadas por el metamorfismo y la deformación (epizonal). A escala microscópica la textura que presentan estos materiales suelen ser blastopelítica. Su mineralogía está compuesta por filosilicatos (clorita, moscovita, biotita) con proporciones variables de cuarzo y en segundo lugar de feldespato de tamaño limo o arena fina. Como minerales accesorios se encuentran turmalina, circón, apatito y opacos y como secundarios sericita. La petrografía de las areniscas intercaladas se realiza en el apartado contiguo (1.1.3.2.2.).

1.1.3.2.2. **Conglomerados, areniscas y cuarcitas (9 y 12)**

Su mayor desarrollo se alcanza en el límite con la Fm. Aldeatejada y, aunque no exclusivos, son los elementos más característicos de la Fm. Monterrubio. Corresponden a facies canalizadas y rellenan incisiones encajadas en el borde del talud.

El relleno se organiza en ciclos estrato y granodecrecientes amalgamados, que en conjunto configuran una secuencia positiva. La parte baja de los ciclos está compuesta por conglomerados cuarcíticos con abundantes cicatrices. Están constituidos por cantos predominantemente de cuarzo, bien rodados, y en menor proporción de areniscas, cuarcitas grises, fosfatos y fragmentos angulosos de pizarra (cantos blandos) normalmente de mayor tamaño. Generalmente, son grano-soportados aunque aparecen paraconglomerados que pasan lateral y verticalmente a pelitas arenosas con cantos. La granulometría oscila entre los 5 cm. de diámetro y el tamaño arena. Son frecuentes las estructuras de carga.

La parte alta de los ciclos está compuesta por capas arenosas y cuarcíticas amalgamadas, de potencia decimétrica a centimétrica. El tamaño de grano varía de grueso a fino, y las estructuras sedimentarias reflejan una disminución de la energía en vertical, presentándose "Hummocky cross stratification" de gran longitud de onda y estratificación cruzada de ángulo elevado en los términos más bajos, y "ripples" de oleaje en las capas más superiores del ciclo. Estos ciclos poseen potencias comprendidas entre 50 cm. y 3 m. y los términos de menor granulometría y más baja energía sólo se preservan en la parte superior de las secuencias de relleno de canal.

Al microscopio los conglomerados presentan textura blastosefítica, formada por clastos heterométricos muy redondeados en una matriz de proporción variable. El esqueleto está formado mayoritariamente por granos de cuarzo (mono-policristalino), a veces con golfos de corrosión y en menor proporción de feldespato. Con cierta frecuencia, aunque accesorariamente, pueden encontrarse fragmentos de roca pelítica, nódulos fosfatados y cuarzo microcristalino. En el material intersticial se reconoce una fracción arenosa más grosera constituida por cuarzo, escasos feldespatos y fragmentos de roca y otra granulometría más fina com-

puesta por filosilicatos (sericita, biotita, clorita) con escaso cuarzo. Minerales accesorios son moscovita, opacos, turmalina, circón y apatito.

Las areniscas presentan una textura blastosamítica y granoblástica constituida por granos subangulosos de tamaño arena fina a media y con un "sorting" moderado a bueno. El esqueleto es fundamentalmente cuarzo con menor proporción de feldespato y fragmentos de roca (pelítica-cuarzo microcristalino). El material intersticial es sericítico-clorítico-biotítico. Accesoriamente se encuentran opacos, moscovita, turmalina, circón y carbonatos.

1.1.3.2.3. *Pizarras microbandeadas (10 y 13)*

Es uno de los tramos más característicos tanto de la Fm. Monterrubio como de la Fm. Aldeatejada, constituyendo, junto con los conglomerados, un excelente nivel guía, pues estas facies son muy constantes en casi todo el área Centroibérica. En la Fm. Monterrubio tienen en cualquier caso menor desarrollo que en la Fm. Aldeatejada.

Dentro de este grupo se incluyen lutitas negras masivas, lutitas microbandeadas con un bandeo gris claro-negro de frecuencia milimétrica a centimétrica originados por distintos contenidos en materia orgánica, y limolitas bandeadas de frecuencia centimétrica con bandas gris claro-gris oscuro asimiladas al retrabajamiento de las lutitas microbandeadas.

Normalmente esta litología aparece alterada y son muy evidentes los tonos de alteración rojos y amarillos que destacan sobre el fondo negro de la roca o también la alternancia de colores blanco y gris-ceniza con muchos poros y moteado de óxidos de hierro por la alteración de la pirita. El espesor de los tramos microbandeados puede oscilar entre 10 y 150 m.

Representan las facies de menor energía. Se generan al abrigo de las barras de plataforma y en las zonas más distales donde sólo llegan aportes por suspensión. Toman carácter transgresivo y se desarrollan en áreas anóxicas y ambientes claramente reductores. Esto está reflejado por la abundancia de agregados de pirita y componentes carbonosos producto de la preservación de materia orgánica. Esporádicamente se observan nodulaciones y fosfatizaciones.

Estas facies, así como los conglomerados relacionados con ellas, se han interpretado recientemente como Contornitas [OCZLÓN y DÍEZ BALDA (1992)].

Al microscopio estas facies presentan una textura blastopelítica pizarrosa donde está perfectamente definida una S_0 por la alternancia de niveles negros grafitosos y/o arenosos (tamaño limo) y micas. La mineralogía es principalmente cuarzo, grafito, mica incolora, clorita, biotita, óxidos, plagioclasas, turmalina, circón. Aisladamente pueden aparecer nódulos de material fosfatado rico en materia orgánica.

1.1.3.2.4. ***Neises bandeados (8')***

Afloran al SW de Cespedosa, en las proximidades del río Tormes y al SE de Bercimuelle, en el regato del Arroyuelo. Los afloramientos son en general de mala calidad y los materiales

están intensamente afectados por las deformaciones D_2 y D_3 (sobre todo por la primera); aparte de esto, los del extremo SE presentan migmatización en grado variable con segregaciones cuarzofeldespáticas y desestructuraciones provocadas por el metamorfismo de bajas presiones, que alcanzan en esta zona condiciones de Sill-Cord-FK.

Los neises bandeados presentan una estructura planar-regular en la que se observan bandas cuarzofeldespáticas de anchura irregular, que oscilan entre 2 mm y 2 cm, y longitud variable, que alternan con otras biotítico-sillimaníticas de potencias centimétricas. Los términos cuarzofeldespáticos pueden presentar glándulas dispersas de feldespatos recrecidos coherentes con la esquistosidad regional de esta zona (S_2).

Intercalados con estas rocas y en relación compleja con ellas están los esquistos con mucha cristalinidad de la formación Monterrubio, así como cuarcitas anfibólicas y rocas esquistosadas cuarzofeldespáticas (porfiroides) que plantean el problema de la naturaleza original de los neises; de hecho en otras áreas fueron considerados como verdaderos metasedimentos, miembro B_1 de la Formación Buitrago por CAPOTE *et al.* (1975), aunque a veces no se pudieron diferenciar de otros neises con presencia de megacristales proterógenos de feldespato potásico, para los que parece razonable aceptar un origen plutónico. Probablemente muchos niveles de porfiroides son en realidad leuconeises miloníticos [ARES YÁNEZ, M. (1993)].

Se trata, en resumen, de unas rocas con un bandeo tectónico muy marcado y que presentan una diferenciación en capas milimétricas claras de composición esencialmente cuarzofeldespática y bandas más oscuras ricas en mica y en minerales aluminicos. El bandeo a veces es una foliación milonítica y en el plano de la foliación se distingue una intensa lineación mineral.

La mineralogía principal de estas rocas consta de cuarzo plagioclasa y biotita, encontrándose además, según el grado metamórfico y la retrogradación, sillimanita, cordierita, moscovita y feldespato potásico, pudiendo ser este último mineral de origen metamórfico o bien corresponder a la mineralogía inicial de la roca. Entre los minerales accesorios se encuentran apatito, circón, minerales opacos y en ocasiones turmalinas.

La textura de estas rocas es lepidogranoblástica foliada, con la esquistosidad definida fundamentalmente por los minerales micáceos.

Las bandas claras de estos neises están constituidas por agregados policristalinos granoblásticos de cuarzo y plagioclasas con hábitos alotrioblásticos heterogranulares, encontrándose la plagioclasa con maclado polisintético y complejo variablemente definido. También en estas bandas claras se puede encontrar feldespato potásico, que en ocasiones puede definir alguna glandulita fuertemente poligonizada. Con relativa frecuencia puede apreciarse que algunos agregados de cuarzo corresponden a cristales previos fuertemente estrados o "ribbons" recrystalizados, ya que esas rocas están afectadas por una intensa deformación de cizalla.

Las bandas oscuras están definidas principalmente por biotita y pueden estar replegadas por micropliegues correspondientes a la 3.^a fase. No obstante, en estos pliegues, la biotita está

siempre definiendo áreas poligonales debido a la recrystalización de la 2.^a etapa metamórfica. En estas bandas se encuentran muy frecuentemente cordierita, que forma agregados policristalinos irregulares que han crecido a expensas de las micas, en relación con el metamorfismo de bajas presiones. La cordierita suele estar fuertemente pinnitizada o retrogradada a moscovita y clorita. Asimismo, también se encuentran restos de sillimanita y proporciones variables de moscovita, que en una proporción considerable es de origen tardi-retrometamórfica.

1.1.3.3. Descripción del esquema interpretativo (Fms. Monterrubio y Aldeatejada)

El esquema de la fig. 2 muestra un corte ideal SSW-NNE del área sur de Salamanca (desde Guijuelo o Linares a Salamanca capital) de las Fms. Monterrubio y Aldeatejada y se fundamenta en el análisis de 10 columnas estratigráficas levantadas en las zonas de mejor afloramiento.

La columna n.º 1 se describe en la Hoja n.º 527 (Tamames), las columnas 2,3,4 y 5 en la Hoja n.º 502 (Matilla de Los Caños del Río), las columnas 6,7 y 8 en la Hoja que nos ocupa y las columnas 9 y 10 en la Hoja n.º 478 (Salamanca).

Figura una sección parcial de la cuenca debido a que el registro estratigráfico está incompleto. No se observa en ninguna columna la base de la Fm. Monterrubio y por esta circunstancia, al no tener una referencia basal, se carece de un valiosísimo dato para conocer la geometría de la cuenca. Por otra parte, sólo en dos localidades se ha llegado hasta la Fm. Arenisca de Tamames, cuya base, si bien no constituye un nivel guía isócrono y horizontal, supone la única referencia superior posible. Por tanto, el esquema interpretativo se ha realizado en base a columnas parciales y la geometría de los depósitos ha sido deducida exclusivamente a partir del análisis de facies sedimentarias.

El esquema de la fig. 2 pone en evidencia una cierta apertura y profundización de la cuenca hacia el NNE, donde las series se hacen algo más potentes y distales. Asimismo, se aprecia una tendencia progradante de la plataforma y el talud hacia el NNE.

Se han individualizado varias subunidades separadas por rupturas en la plataforma que se evidencian a lo largo de toda la cuenca (fig. 3). Estas subunidades se han correlacionado con las diferenciadas en los Montes de Toledo (Valdelacasa) en la Fm. Limolitas del Pusa [ÁLVARIZ NAVA *et al.* (1988)].

Cada subunidad corresponde a un ciclo sedimentario asimilable a una secuencia deposicional. En estos ciclos se desarrollan de muro techo: facies conglomeráticas canalizadas, facies de plataforma pelítico-arenosas y facies euxínicas bandeadas.

Un caso especial lo constituyen los materiales reconocidos en las columnas de Cespedosa, ya que se observa un anómalo desarrollo de depósitos desorganizados que probablemente deberían asociarse a un estadio de la cuenca con taludes más inclinados y una mayor inestabilidad.

1.1.3.3.1. **Modelo de ciclos sedimentarios. Fms. Monterrubio y Aldeatejada**

Se ha establecido un modelo de ciclos sedimentarios válido para la mayoría de las subunidades. El ciclo ideal se ha elaborado en base a la superposición de facies y relaciones laterales (fig. 4).

El límite inferior de las subunidades viene marcado por una serie de incisiones en el borde del talud provocadas por un momento de bajada relativa del nivel del mar. Estas incisiones se rellenan por conglomerados, arenas y cuarcitas configurando ciclos positivos que se asimilan a procesos de relleno de canal.

Una subida progresiva del nivel del mar produce progradación en la plataforma, sedimentándose materiales limoso-pelíticos y turbiditas diluidas. Estas facies pueden pasar en vertical a barras arenosas compuestas esencialmente por capas de tormenta y estructuras tipo "Hummocky cross stratification" amalgamadas.

El máximo momento de subida del nivel del mar está representado por facies (lutitas microbandeadas y negras) en las que pueden observarse localmente nodulaciones y fosfatizaciones asimilables a series condensadas.

1.1.4. **Edad de las series y correlación**

Los acritarcos encontrados en niveles carbonatados de la Fm. Aldeatejada al SW de Arapiles (Hoja 478 Salamanca) y reconocidos, en DÍEZ BALDA *et al.* (1981), como *Michrystidium dissimilone* VOLKOVA (1969) y *Synsphaeridium* s.p. no incompatibles con un Cámbrico Inferior, fueron revisadas recientemente [VIDAL *et al.* (in litt)] indicando que la primera de las especies citadas corresponde a *Heliosphaeridium* s.p. acorde con una edad Vendienne tardía. Estos autores situarían entonces el límite Precámbrico (Vendienne)-Cámbrico en una zona indeterminada entre la parte alta de la Fm. Aldeatejada y la parte baja de la Fm. Areniscas de Tamames.

Las Fms. Monterrubio y Aldeatejada se encuentran por debajo, en tránsito gradual de la Fm. Arenisca de Tamames, que representa con seguridad un Cámbrico Inferior, [GARCIA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972), DÍEZ BALDA (1986)]. La Fm. Areniscas de Tamames es equivalente a la Fm. Areniscas del Azorejo o a la Fm. Gévalo de Los Montes de Toledo, ya que presenta las mismas litologías, facies y restos fósiles [SAN JOSÉ *et al.* (1974), MORENO SERRANO *et al.* (1976) y DÍEZ BALDA (*op. cit.*), etc.]. Así pues, las Fms. Monterrubio y Aldeatejada equivalen a la Fm. Limolitas del Pusa, ya que mantienen las mismas características litológicas y de facies [NOZAL MARTÍN y ROBLES CASAS (1988)]. BRASIER *et al.* (1979) opinan, por la icnofauna detectada en la Fm. Limolitas del Pusa, que la edad de la citada formación, al menos para su parte media-alta (que es donde encuentran los restos fósiles) es Cámbrico Inferior, y posteriormente LIÑAN *et al.* (1984) sitúan el límite Precámbrico-Cámbrico dentro de la citada formación.

Ya se ha visto la correlación entre las Fms. Monterrubio y Aldeatejada con la Fm. Limolitas del Pusa de los Montes de Toledo. En lo que respecta a la correlación de las citadas forma-

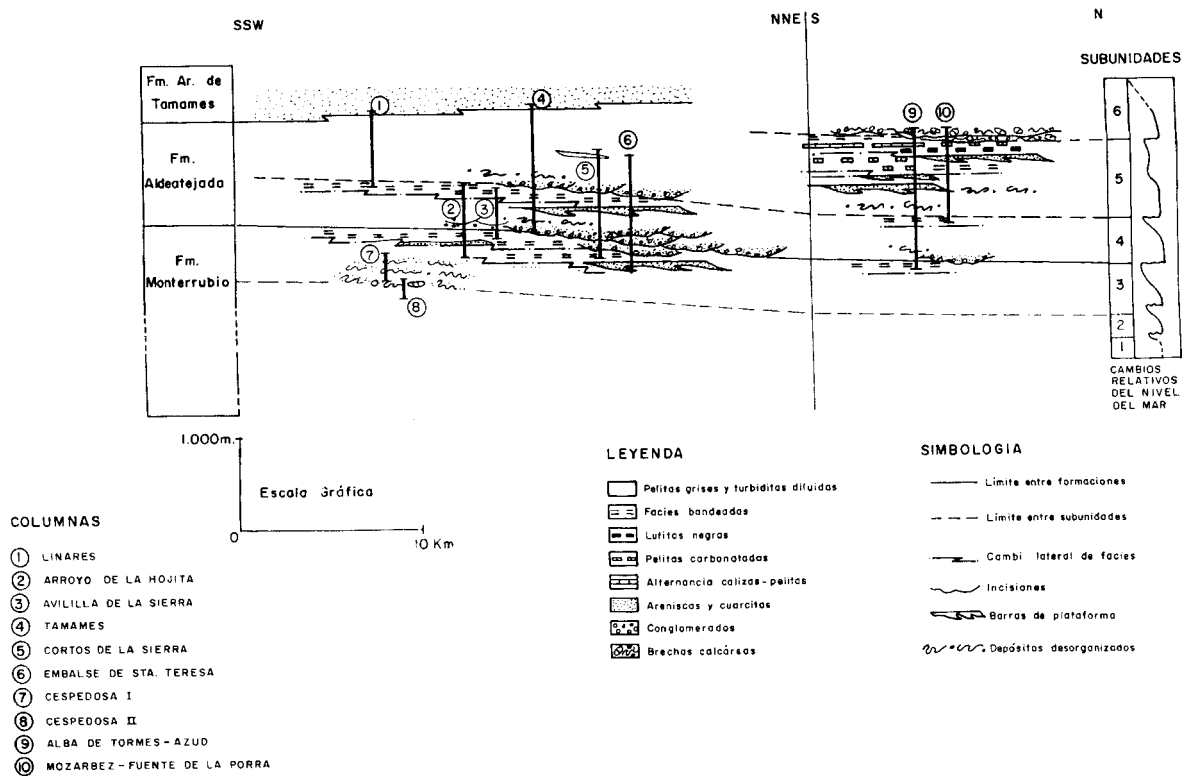
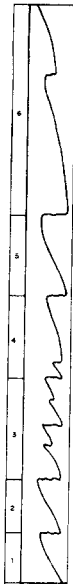


Fig. 2. Esquema de correlación de columnas en el área sur de Salamanca

MONTES DE TOLEDO

SUBUNIDADES
EN VALDELACASA



NIVEL DE
FUENTES
Alto Bajo
Cambio relativo
del nivel del mar

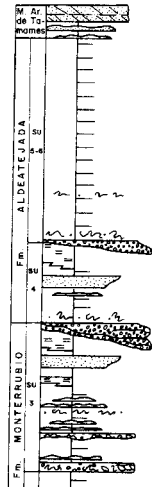
SALAMANCA

SUBUNIDADES AL SUR DE LA
ANTIFORMA DE MARTINAMOR



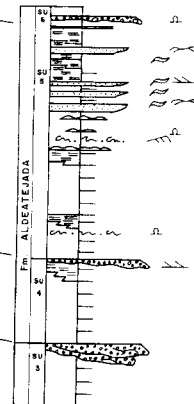
SALAMANCA

COLUMNA SINTETICA AL SUR
DE LA ANTIFORMA DE MARTINAMOR



SALAMANCA

COLUMNA SINTETICA AL NORTE
DE LA ANTIFORMA DE MARTINAMOR



SALAMANCA

SUBUNIDADES AL N. DE LA
ANTIFORMA DE MARTINAMOR



**Fig. 3. Columnas sintéticas y subunidades al sur de Salamanca.
Correlación de subunidades con Montes de Toledo**

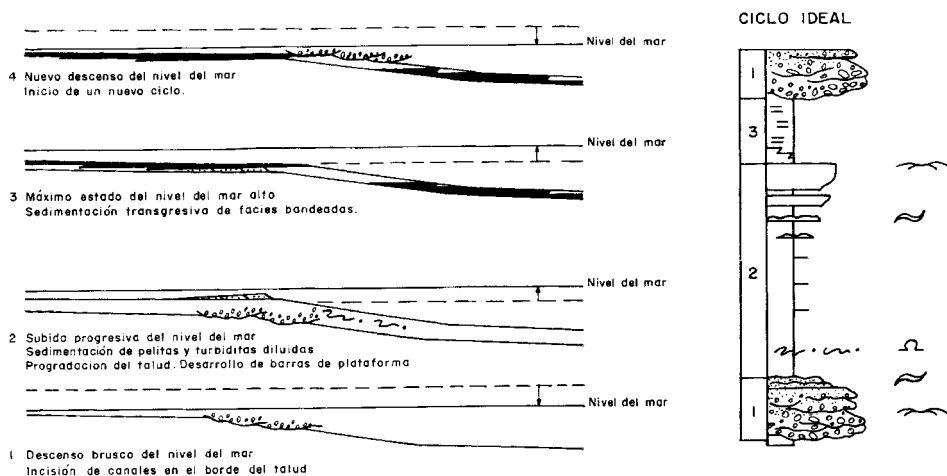


Fig. 4. Modelo de ciclos sedimentarios

ciones con los materiales de la zona W de Salamanca (Domo de las Hurdes) se puede decir que son equivalentes a la denominada Serie Superior de ROBLES CASAS *et al.* (1988) y a parte de la Serie Superior de RODRÍGUEZ ALONSO (1985).

1.1.5. Formación areniscas de Tamames-Endrinal

Esta formación está en concordancia con la Fm. Aldeatejada y su presencia en la Hoja fue señalada por vez primera por DÍEZ BALDA (1980), si bien debe su nombre a ROLZ (1972), que la definió y cartografió en el área de Tamames. Aflora en el área de El Endrinal-Monleón y también al SE de Los Santos. Está constituida "grosso modo" por una alternancia de areniscas y pizarras, siendo las areniscas predominantes hacia la base y aumentando hacia el techo los términos pizarrosos. La potencia aproximada en el área que nos ocupa es de unos 550 m.

Se puede subdividir la columna en tres partes en función de la disminución progresiva de la proporción arenosa. La parte basal (200 m) presenta tramos de 0'5 a 3 m, bien estratificados, en bancos de escala decimétrica, con geometría tabular y continuidad lateral al menos a escala de afloramiento; a techo de los bancos se presentan "ripples" de olas y bioturbación. En la parte media, los bancos de arenisca se individualizan, tienen escala centi-decimétrica, alternan con lutitas y marcan el techo de las secuencias (negativas); a techo de la formación aparecen "ripples" y superficies de "ripples" aunque predominan los términos lutíticos; pueden aparecer algunos lentejones carbonatados.

La parte basal (la más característica) define en conjunto una megasecuencia negativa (estratoeciente y granocreciente) que puede interpretarse como el resultado de la progradación de cuerpos arenosos en una plataforma marina somera afectada por olas y corrientes.

Petrográficamente las areniscas son metagrauvacas de grano fino con algunos fragmentos metapelíticos. Están constituidas por cuarzo, clorita, plagioclasa y sericita. Las metapelitas tienen con componentes más importantes sericita, cuarzo, clorita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y opacos. Se reconoce en ellas la textura original recrystalizada y tectonizada.

Son numerosos los restos fósiles encontrados en esta formación. Así GARCÍA DE FIGUEROA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972) hallaron trilobites del Cámbrico Inferior-bajo cerca del techo de la formación, al SW de La Rinconada (Hoja 527 Tamames). En la misma hoja, hacia la base de la formación, DÍEZ BALDA (1986) menciona numerosas trazas fósiles como *Cruziana* sp., *Planolites*, *Scolithus*, *Diplichnites*, *Monomorphichnus* y *Rusophycus*, todas ellas localizadas en el muro de los niveles arenosos. En la zona que nos ocupa y hacia la parte media, la citada autora también menciona la presencia de *Oldhamia* sp.? y *Astropolithon*. En la parte media alta de la serie, en la zona de Tamames, MARTÍN HERRERO et al. (1988) citan la presencia de arqueociatos como *Cryptoporocyathidae*, *Coscinoscyathus* sp. y *Anthomorpha* sp.; también citan trilobites clasificados como *Ellipsocephalidae* gen. et sp. indet., *Pararedlichia*? sp. y *Redlichia*? sp., *Redlichidae* gen. et sp. indet., *Bigotina*? sp. y *Serrania* sp.

La presencia de *Astropolithon* sp. garantiza la icnozona III [CRIMES et al. (1977)], típica del Tommotiense Superior-Ovetiense Inferior. Trilobites típicos del Cámbrico Inferior son *Serrania* (género sólo reconocido en España) que caracterizan al Cámbrico Inferior Bajo en Francia y España. La presencia de arqueociatos *Anthomorpha* y *Coscinoscyathus calatus* nos permite por comparación con otras regiones europeas situar esta fauna en el techo del Ovetiense, Zona VII de Arqueociatos [PEREJÓN (1984)] lo que está de acuerdo con la cronología que plantean los trilobites.

Las areniscas de Tamames-El Endrinal se correlacionan con las Areniscas del Azorejo o Gévalo de Los Montes de Toledo [NOZAL MARTÍN y ROBLES CASAS (1988), DÍEZ BALDA (1986)] y con las Areniscas de la Herrería de la Zona Cantábrica [CRIMES et al. (1977)].

1.1.6. Formación Calizas de Tamames-Endrinal

Esta formación aflora en la zona del Endrinal, en el Sinclinal de 1.ª Fase del mismo nombre y en pequeños retazos en contacto con el conjunto granítico de los Santos-Valdelacasa en el S. de Monleón, SE de Casas de Monleón y SE de Los Santos. En la cartografía puede apreciarse que el mejor afloramiento, en el Sinclinal del Endrinal, adopta la forma de un lentejón discontinuo de desigual anchura y aunque parte de ésta puede deberse al plegamiento, probablemente la formación presenta variaciones de espesor en origen debidas al tipo de depósito que representa. La potencia máxima es en la zona de El Canchal, de 125 m.

La Fm. Calizas de Tamames-El Endrinal está afectada por fuerte recrystalización y a veces dolomitización que han hecho perder completamente las texturas deposicionales y sólo se pueden reconocer algunos fantasmas de bioclastos, por lo que el estudio sedimentológico se basa exclusivamente en observaciones de campo.

La intensa recrystalización es la causa de que en los sedimentos carbonatados del área que nos ocupa sólo se haya podido distinguir un tipo de facies, que corresponde a la Unidad II de VALLADARES *et al.* (1980), denominada facies de calizas nodulosas.

Esta facies se compone de calizas a veces dolomitizadas, nodulosas, de color blanco o rosa, con un elevado contenido en arqueociatos, que está afectada por una intensa recrystalización, de tal manera que la estructura interna de los arqueociatos con frecuencia ha sido completamente borrada y sólo se conserva la forma externa que, resaltada por la meteorización, es lo único que se puede observar en campo, como ya señaló PEREJÓN (1984). Se presenta estratificada en bancos de 30-50 cm de espesor o masiva, con un predominio de un tipo y otro de estratificación en distintas zonas del afloramiento. Con frecuencia se encuentra interstratificada y presenta cambios laterales a materiales siliciclásticos, sobre todo pizarras, a veces con arqueociatos y en menor medida grauvacas.

En esta facies, caracterizada por la presencia y abundancia de arqueociatos, estos se encuentran tanto fragmentados y removilizados como en posición de vida. En el primer caso suelen encontrarse asociados a estructuras tractivas, mientras que en el segundo caso dan lugar a edificios bioconstruidos, los cuales, aunque se reconocen mal por la fuerte recrystalización que les afecta, parecen ser de pequeñas dimensiones, generalmente métricas.

Entre las estructuras sedimentarias que se han podido reconocer se encuentra laminación paralela marcada por orientación de bioclastos al S de Casafranca, estratificación cruzada planar a pequeña y gran escala y porosidad fenestral en Endrinal; ocasionalmente, hacia la parte alta de la serie en El Canchal y también en Endrinal, aparecen algunas mallas de algas.

Aunque no hay criterios suficientes, debido a la intensa recrystalización y a la escasez de estructuras, los pocos datos que se han podido obtener hacen pensar que dentro de las calizas nodulosas están englobadas varias facies sedimentarias.

De esta manera se puede hablar por un lado de edificios bioconstruidos en las zonas donde predominan los arqueociatos en posición de vida; del desarrollo de barras bioclásticas progradantes, donde predomina la estratificación cruzada planar y sobre las cuales colonizaron en algunos casos las bioconstrucciones con porosidad fenestral, mallas de algas, presencia de sedimentos pelíticos y de nódulos de sílex.

La presencia constante y en ocasiones relativamente abundante de componentes siliciclásticos tamaño arena fina y sobre todo limo, que llega a ser superior al 20%, fue quizá una de las causas de que no se pudiese desarrollar un verdadero edificio arrecifal. Más bien, se trataba de pequeños montículos arrecifales, aunque de cualquier manera parece claro que estas bioconstrucciones ejercieron algún tipo de barrera a la circulación.

Esta facies, la única distinguida en los sedimentos carbonatados del Cámbrico inferior en esta Hoja, aparece también en la Hoja 527 (Tamames), situada inmediatamente al W de la que nos ocupa. En ella esta facies está escasamente representada y se asocia a otras facies sedimentarias; se encuentra siempre dolomitizada, tiene geometría lenticular, los arqueociatos están siempre fragmentados y presenta estratificación cruzada, todo lo cual ha hecho que se la interprete como canales mareales en la zona intermareal dentro de una llanura de mareas estromatolítica.

Teniendo en cuenta las dataciones establecidas por PEREJÓN (1984), a partir de los arqueociatos, tanto en el afloramiento aquí estudiado como en el que aparece en el flanco N del Sinclinal de Tamames en la Hoja del mismo nombre, claramente se trataría de dos tipos de depósitos que fueron sincrónicos (techo del Ovetiense). Esto permite confirmar lo que anteriormente indicaron CORRALES *et al.* (1980). Es decir, en la zona de Endrinal y Casafranca se desarrollaba al final del Ovetiense un edificio bioconstruido por arqueociatos más en el sentido de montículos que en el de un verdadero arrecife. Sin embargo, estas bioconstrucciones actuaron como barrera a la circulación, no sólo para el desarrollo de las facies de sombra en el edificio arrecifal, sino también para permitir el importante desarrollo de la llanura de mareas estromatolítica que se sitúa en la Sierra de Tamames.

Al microscopio en los tramos carbonatados se pueden reconocer calizas micríticas y doloesparitas, aunque lo más frecuente es encontrar alternancias areniscoso-carbonatadas con textura blastosamítica en las que se reconocen carbonatos, cuarzo, sericita, plagioclasa, moscovita, circón y pirita. En las facies arenosas intercaladas se reconocen metagrauvacas en general de grano fino.

En lo que respecta a la edad, PEREJÓN (1972) dio noticia de la existencia de arqueociatos y describe *Rassetticyathus endrinalensis* PER. Estudios posteriores: PEREJÓN (1984), en las canteras de Casafranca se describen *Afiacyathus alloiteani* [DEB. (1964)], *Coscinocyathus* sp.1, *Coscinocyathus aff. dianthus* [BORN (1887)], *Coscinocyathus* sp. 2, *Dictyoyathus* sp. *Anthomorpha sisovae* (Vol. 1940 a), *Anthomorpha* sp.; en la carretera de Endrinal a Los Santos *Rassetticyathus endrinalensis* [PER (1972)] y *Coscinocyathus* sp. 3 y en El Canchal cálices recristalizados y deformados pero inclasificables. Todo esto, sumado a los fósiles encontrados en la zona de La Rinconada (Hoja 527, Tamames) permiten al citado autor separar dos asociaciones diferentes que se suceden en el tiempo (aunque no son completamente independientes) y por comparación con otras regiones sitúa esta fauna en el techo del Ovetiense.

Por sus características de facies y fósiles, esta formación puede correlacionarse con las calizas de Los Navalucillos, de los Montes de Toledo [PEREJÓN (1976), NOZAL MARTÍN *et al.* (1988)] y también con las formaciones Láncara y Vegadeo de la Cordillera Cantábrica [ZAMARREÑO *et al.* (1976)].

1.1.7. Pizarras de Endrinal (16)

Afloran en el núcleo del sinclinal de Endrinal y en un pequeño retazo al S de Casas de Monleón. No se observa ningún buen corte de esta formación y sólo cabe el estudio de

a 2 cm está formada por cuarzo (10-30%), feldespato subanguloso (10-15%), potásico (microclina y ortoclasa) y raramente calcosódico, fragmentos de granito (20-40%), cantos de cuarcita (15-25%) y ocasionalmente, cantos de lidita. La fracción arenosa (arena media-gruesa) está constituida por cuarzo, feldespato en buen estado y preservación o ligeramente alterado (sericitizado) y fragmentos de rocas ígneas y cuarcitas. La fracción arcillosa está constituida por esmectitas y, ocasionalmente, caolinita y moscovita. Parte de esta fracción inferior a $2\ \mu$ y de las micas se disponen en torno a las gravas y arenas y, más raramente, formando puentes entre ellas, lo que se interpreta como debido a iluviación de material fino desde horizontes superiores y por tanto adscribirlos a una translocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento o en un momento inmediatamente posterior a su sedimentación. Otra parte importante de esta matriz se dispone en los espacios intergranulares y su génesis debe relacionarse con la alteración *in situ* de fragmentos lábiles (feldespatos y fragmentos de rocas metamórficas de grano fino). Su organización interna consiste en estratificación cruzada planar (Gp) o en surco (Gt) de mediana escala y ésta se hace tanto más difusa a medida que el contenido en arcillas de la roca aumenta.

Las arenas arcosas o subarcosas de submaduras a inmaduras, son de tamaño de grano grueso (1-0.3 mm) o medio (0.4-0.125 mm). Están constituidas por cuarzo (15-45%) de subanguloso o subredondeado, feldespato potásico (5-10%) algo alterado, fragmentos de rocas ígneas (20-30%) y fragmentos de cuarcitas (5-10%). La matriz, con un contenido que oscila entre 30 y 55%, es limoso-arcillosa y está formada por granos de cuarzo, feldespato (generalmente con los bordes corroídos), moscovita esmectita y trazas de caolinita. Presentan abundantes rasgos postsedimentarios (iluviación de material arcilloso, alteración de los minerales más degradables y desarrollo de nódulos de carbonato).

Las lutitas, de tonos verdes (5Y), son muy escasas y están constituidas por una mezcla de limo, arcilla, arena en proporciones muy variables y pequeños clastos dispersos. Los granos son de cuarzo, feldespato, rocas ígneas y cuarcitas; ambos presentan corrosión en sus bordes por reacción con la matriz arcillosa y los feldespatos están muy alterados o bien han llegado a transformarse completamente en sus productos de alteración. La fracción arcillosa está constituida básicamente por moscovita, esmectita y caolinita. Dentro de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluviación de arcillas a favor de fisuras irregulares, desarrollo de nódulos de carbonato y, en situaciones extremas, costras (calcítico-paligorskíticas) de 0.2-1 m de espesor.

Toda la formación está organizada en cuerpos canalizados de gravas y arenas que se cortan los unos a los otros dando bancos de gran continuidad lateral limitados por cicatrices erosivas de orden mayor o, en ocasiones, encostramientos carbonatados. En raras ocasiones se pueden encontrar los restos de bancos arcillosos de geometría tabular.

Estos cuerpos suelen presentar relaciones profundidad/anchura próximas a 1/2 y espesores que rara vez superan los 6 m. La secuencia de relleno de canal presenta una base fuertemente erosiva y un relleno simple compuesto por secuencias [Gm \rightarrow Gt], [Gm \rightarrow Gp \rightarrow Sm \rightarrow P] y [Gt \rightarrow Sm \rightarrow P]. Ejemplos de estos cuerpos se pueden encontrar en el regato de la Aceña Nueva (embalse de Santa Teresa) en las proximidades de La Tala. A lo largo de toda la columna se observa la acumulación de arcillas de iluviación y neoformación (esmec-

tita) en la base de las secuencias individuales. Estos depósitos se interpretan como sedimentos de canales trenzados con frecuentes cambios de posición por los que migraban barras laterales y diagonales. Estos canales se debieron rellenar mediante avenidas de gran poder erosivo como lo indica la rápida secuencia vertical de relleno, en la que no se observan superficies internas que registren un carácter multiepisódico del relleno. La presencia de carbonatos a techo de las secuencias, en los casos en que no se encuentran truncadas, y la acumulación en la base de las mismas de arcillas de iluviación, junto con la importante neoformación de arcillas, implica que entre dos episodios de avenida transcurrió un lapso relativamente prolongado de tiempo sin sedimentación en el que se actuaron procesos edáficos.

Los bancos de geometría tabular están constituidos por arenas y lutitas, o bien por gravas finas (moda 5 mm) y arenas ordenadas en secuencias granodecrescentes que pueden culminar con pequeños niveles de concentración de calcita en forma de nódulos o costras. Todos estos depósitos suelen ser masivos y se caracterizan por presentar un contenido en arcillas alto, así como rasgos postsedimentarios de carácter edáfico. Consideramos que estos materiales se depositaron en un contexto ambiental de llanura de inundación. Esta debió estar sometida a frecuentes periodos de exposición subaérea (desarrollo de cobertera vegetal) y durante los desbordamientos se debían acumular gravas y arenas en las áreas próximas a los canales y arenas y lutitas en las áreas más alejadas.

Se considera, pues, que este tramo se sedimentó a partir de un sistema fluvial de aguas claras con canales trenzados (*braided*) por los que migraban barras que desarrollaban caras de avalancha. Este sistema, que discurría hacia el N y NE, mostraba un comportamiento episódico probablemente ligado a un régimen estacional.

En relación a las condiciones climáticas reinantes durante la sedimentación de estos materiales únicamente se puede señalar que las asociaciones palinológicas encontradas en sedimentos de características similares a los que integran esta unidad y en el borde sur de la Fosa de Ciudad Rodrigo indican un clima mediterráneo (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1987). El alto contenido en arcillas de iluviación y neoformación (esmedtitas) en la base de las secuencias y la frecuencia de los procesos de alteración edáficos abogan por unas condiciones climáticas en las que los periodos áridos son más prolongados que los húmedos. Por otra parte, la inmadurez mineralógica del sedimento (abundancia de fragmentos inestables) implica un grado muy bajo de alteración de las áreas fuentes que se correlacionaría con un déficit en humedad. La granulometría grosera y el tipo de organización del sedimento (importante amalgamación de cuerpos con abundantes superficies erosivas) indican un régimen hídrico caracterizado por importantes avenidas pero de carácter esporádico (régimen torrencial). Con estos rasgos se puede concluir que el clima durante esta unidad pasa a presentar largos periodos de aridez con una estación húmeda muy corta pero de importantes precipitaciones.

Estos afloramientos arcóscicos, por continuidad cartográfica y por semejanza litoestratigráfica, deben correlacionarse con las Areniscas de Garcihernández (JIMÉNEZ, 1973; CORRO-CHANO, 1982) y a las Facies Madrigal y Facies Puente Runel (CORRALES, 1982; CORRO-CHANO *et al.*, 1983) cuya edad es un tema ampliamente discutido. Inicialmente se atribuyeron al Cuaternario. ROYO GÓMEZ (1935) lo situó en el Mioceno gracias al hallazgo de restos fósiles en Arévalo (Ávila). JIMÉNEZ (1971) retoma los datos de CRUSAFONT *et al.* (1968)

y considera que los depósitos arcóscos de Arévalo pueden situarse en el Vallesiense inferior. JIMÉNEZ y GARCÍA MARCOS (1981) atribuyen a las areniscas de Garcihernández una edad de Vindoboniense inferior, basándose en los datos de SALVADOR PALACIOS (1977), quien establece en la región de Valladolid un cambio lateral de facies entre los depósitos de la Tierra de Campos (atribuidos a esa edad) y materiales arcóscos. CORROCHANO *et al.* (1983) vuelven a correlacionar los depósitos de Arévalo con los de la Fosa de Alba-Villoria y este de Salamanca y los sitúan en el Vallesiense inferior. Con todo, en áreas más próximas que Arévalo, como es la Fosa de Ciudad Rodrigo, se le ha adjudicado una edad de Oligoceno por: 1) su posición con respecto a las unidades infra y suprayacentes (CANTANO y MOLINA, 1987), y 2) por dataciones polínicas (POLO *et al.*, 1987). Con la misma edad han sido datados en el yacimiento de Los Barros (Ávila) mediante micromamíferos (GARZON y LOPEZ, 1978). En este caso la relación cartográfica y estratigráfica con la unidad siderolítica atribuida al Cretácico superior-Paleoceno de afloramientos próximos y los depósitos rojos datados como Mioceno inferior (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) en las proximidades de Salamanca y también el hecho de que frecuentemente se presente afectada por procesos de alteración rojos que son correlacionables con esos últimos sedimentos (MARTÍN-SERRANO, 1988; BLANCO *et al.*, 1989) son argumentos utilizados para asignar esta unidad al Eoceno-Oligoceno.

1.2.2. Neógeno inferior

1.2.2.1. Conglomerados, arenas y arcillas rojas (18) Mioceno inferior medio

Aparecen en la mitad septentrional de la Hoja, en afloramientos dispersos a partir de un núcleo central en el piedemonte de Frades de la Sierra y también al norte de La Tala. Se disponen discordantes sobre las arcosas paleógenas y también sobre los materiales ígneos y metamórficos del zócalo en unidades de espesor reducido que raramente superan los 15-20m.

Son sedimentos siliciclásticos (gravas, arenas y lutitas) con abundante matriz arcillosa y color rojo intenso debido a una importante impregnación por oxihidróxidos de hierro. Su espectro litológico está formado por cuarzo, cuarcita en las fracciones arena, grava y limo. La fracción arcilla está compuesta por illita, caolinita y, ocasionalmente, esmectita y paligorskita.

Los materiales más gruesos son conglomerados (centil máximo 100 cm), localmente brechas, compuestos por fragmentos de cuarzo, cuarcita y lidita, siendo los fragmentos de pizarras y esquistos raros en las gravas y más abundantes en las brechas. Presentan mucha matriz arcillosa constituida por illita, esmectita y cantidades menores de caolinita. Parte de esta matriz es heredada, pero se ha podido observar que una gran parte de la fracción arcilla proviene de la alteración de los clastos más inestables (pizarras y esquistos) una vez depositados; este rasgo se puede apreciar en lámina delgada, ya que se preservan, en cierto grado, en los fragmentos alterados las laminaciones tractivas o metamórficas (esquistosidades) originales de la roca fresca.

La fracción arena está compuesta por granos de cuarzo mono y policristalinos, algunas micas y escasos feldespatos muy corroídos.

La fracción arcilla, como se ha mencionado en párrafos anteriores, es en gran parte de neoformación y está impregnada de óxidos de hierro. Muestra una fábrica caracterizada por rasgos postsedimentarios tales como cutanes y reorientación de arcillas que evidencian su relación con la alteración.

Por el estado de degradación de los afloramientos es difícil apreciar su geometría, aunque todo parece indicar su pertenencia a grandes cuerpos tabulares de muro irregular. En ellos, las unidades más abundantes son de geometría cuneiforme, tendente a tabular, con una longitud máxima en sentido del flujo en torno a los 5 km y espesores que en rara ocasión superan los 8 m. Estos cuerpos están constituidos por gravas, arenas y, en menor proporción, arcillas y se presentan tanto como niveles tabulares como en cuerpos de base canalizada.

Los cuerpos tabulares tienen espesores entre 0,5 y 1 m y su techo y muro suelen ser plano, aunque en ocasiones la base puede presentar surcos erosivos muy tendidos. Presentan una fábrica granosoportada en la que las únicas estructuras observadas son imbricaciones y una burda granoselección positiva. Se localizan en las partes más proximales de las unidades apilándose unos sobre otros; ocasionalmente, pueden alcanzar posiciones intermedias e intercalarse entre los cuerpos canalizados (como, p. ej., entre los parajes conocidos como El Carrascal y Bardo Grande, entre Navarredonda de Salvatierra y Berrocal de Salvatierra). Se interpretan como depósitos torrenciales sin zona de canalización (*sheet-flow*). En otros casos, como en las proximidades de Navarredonda de Salvatierra, se trata de cuerpos entre 1 y 2 m de espesor compuestos por gravas muy heterométricas (tamaños próximos a 1 m). El carácter caótico de estas facies y su relación con los relieves circundantes lleva a interpretarlos como depósitos de gravedad.

Los cuerpos de base canalizada están mucho menos desarrollados y se localizan en las partes medias y distales de las unidades (p. ej., en las cercanías de Berrocal de Salvatierra). Están compuestos por gravas, arenas y escasas arcillas. Presentan espesores entre 1 y 2 m y tienen base erosiva y techo plano. Forman secuencias granodecrecientes en las que las gravas se presentan en surcos con estratificación cruzada en surco y planar que registran el desarrollo de barras laterales y longitudinales. Estos surcos suelen presentar unas "alas" laterales formadas, generalmente, por un nivel simple de cantos que representa el momento de máxima avenida. Sobre estos niveles se encuentran arenas masivas, en algunas ocasiones, niveles de arcilla delgados y discontinuos y, a veces, niveles de nódulos de carbonato. El grado de amalgamación es variable, siendo mayor hacia las partes proximales. Se interpretan como depósitos de canales trenzados bajo régimen torrencial y marcada estacionalidad, debido a la naturaleza fuertemente erosiva de su base y por su naturaleza grosera no se puede asegurar el grado de estabilidad de estos canales, si bien las frecuentes cicatrices erosivas tanto en las gravas como en las arenas atestiguan frecuentes cambios en la posición de los canales.

Estos depósitos son correlacionables con distintas unidades rojas descritas en la región: Facies Mirazamora (CORROCHANO, 1977), Series rojas (MARTÍN-SERRANO, 1988), Facies Villalba de Adaja (CORRALES, 1982), Conglomerados de Villoria (CORROCHANO *et al.*, 1983) dentro de la Cuenca del Duero y en la Fosa de Ciudad Rodrigo a los Conglomerados versicolores (JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987), Facies rojas del Cubito (GRACIA PLAZA *et al.*, 1981) y Conglomerado de Cabezuela (POLO *et al.*, 1987). Su posición cronoestratigráfica, dada, su complejidad, ha estado sujeta a modificaciones. Éstas, motivadas por

su difícil relación cartográfica con el resto de las unidades y también porque otros depósitos más antiguos sujetos a fuertes argilizaciones y/o rubefacciones fueron atribuidos a dicha formación roja. Últimamente está generalizada la idea de atribuirla al Mioceno inferior, en base a yacimientos paleontológicos (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) y a la posición estratigráfica que ocupa en los afloramientos más internos de la cuenca (MARTÍN-SERRANO, 1988).

1.2.3. Neógeno superior-Cuaternario

1.2.3.1. *Gravas y bloques cuarcíticos, arenas y arcillas (19). Neógeno-Cuaternario*

Constituyen tres generaciones principales de depósitos de glacia-terrazas que articulan el piedemonte oriental de la Sierra de Frades con el río Alhándiga. Suelen presentar problemas de observación y por tanto de identificación y separación de otros depósitos de características litoestratigráficas parecidas; en concreto, con los sedimentos rojos miocenos las dos generaciones más antiguas.

Se trata de cuerpos tabulares de escaso espesor, aunque inferior a 2 m, y carácter siliciclástico constituidas por gravas y bloques de cuarcita con centiles próximos a los 50 cm. Presentan fábrica clastosoportada, matriz areno-arcillosa de color rojo intenso (10 R 4/8), imbricaciones y una fuerte alteración que da lugar a que los cantos presenten una película arcillosa de iluviación, zonas decoloradas, coloreadas o se encuentren arenizados.

La generación más moderna presenta un aspecto diferente en cuanto a alteración y también por su carácter casi funcional.

Respecto a su edad sólo se puede determinar una ambigua atribución al Neógeno para las dos primeras generaciones y quizá ya al Cuaternario para la más moderna.

1.2.3.2. *Conglomerados de gravas cuarcíticas y arenas y arcillas ocreas (20). Neógeno superior*

Son depósitos de terrazas fluviales relacionadas con el río Alagón, que constituyen un afloramiento único estrecho, alargado y discontinuo entre Monleón y Endrinal. Se trata de sedimentos siliciclásticos con rasgos litoestratigráficos y morfológicos propios de rañas; su espesor es escaso, de orden métrico y su color rojizo o amarillento es debido a los procesos de alteración que los afectan. Están organizados en cuerpos canalizados constituidos por gravas subredondeadas y clastosoportadas de cuarcita, cuarzo y lidita que presentan matriz areno-arcillosa rica en rasgos edáficos. Se interpretan como consecuencia de sistemas fluviales de canales trenzados de alta energía.

1.2.3.3. *Conglomerados y arenas arcósicas blancas (21). Plioceno-Pleistoceno*

Se incluye el resto de las terrazas fluviales de la Hoja. La secuencia más representativa es la relacionada con el río Alhándiga y próximas a Berrocal de Salvatierra. Éstas constituyen ban-

cos tabulares de 2 a 3 m de espesor formados por gravas clastosoportadas de cuarzo, cuarcita y lidita con matriz arenosa y arenas arcósicas con cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas ígneas o cuarcitas. Se pueden observar cuerpos con morfología canalizada que internamente presentan imbricación de cantos y estratificaciones cruzadas en surco o planar, lo que implica un origen fluvial en régimen de alta energía (*braided*).

Las terrazas que aparecen al norte de La Tala presentan una litoestratigrafía parecida, aunque existe un aumento general de tamaño de las gravas (centiles de hasta 50 cm) y una disminución de su carácter arcósico.

1.2.3.4. Arenas, arcillas y cantos (22). Coluvión. Holoceno

Se trata de acumulaciones por gravedad y escorrentía superficial en las vertientes montañosas. Las pocas con representación cartográfica se refieren a pequeños embudos de pedrizas con material suelto (cuarcita, pizarra, arenas...) en los relieves más pronunciados de la Hoja.

1.2.3.5. Gravas, arenas y limos (23). Conos de deyección. Holoceno

Presentan muy escasa representación, pues se trata de pequeños aparatos coalescentes controlados por el régimen hídrico y los cambios de pendiente en las vertientes de algunos fondos de valle. Tienen composición variada en función de su entorno, pero se suele tratar de delgadas películas de material suelto a base de gravas, arenas y limos.

1.2.3.6. Gravas, arenas, limos y bloques (24). Aluvial. Holoceno

Las características litoestratigráficas de los aluviones de la Hoja son función de la importancia del curso que los ha generado y del entorno circundante.

En el tramo no embalsado del Tormes los aluviones representan una franja discontinua, estrecha y alternante con fondos rocosos, constituida por barras de gravas, arenas y bloques que presentan un espectro litológico fundamentalmente plutónico; aparecen gruesos centiles (80 cm) y una estructura interna con imbricaciones y trazas de estratificación cruzada.

Los aluviones del resto de la red secundaria y el propio río Alagón, de evolución muy corta, constituyen un registro discontinuo y escaso de arenas, gravas y limos con acumulaciones circunstanciales de materia vegetal en áreas con drenaje mal definido.

2. TECTÓNICA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales véndico-cámbricos y las rocas graníticas hercínicas ocupan el 85% de la superficie de la Hoja de Guijuelo.

Uno de los primeros trabajos que hacen referencia a la estructura de la región es el de MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), que estudia una zona próxima situada al N de la que nos ocupa. Estos autores indican la existencia de dos fases de deformación sinmetamórficas con pliegues isoclinales y esquistosidad subhorizontal y otras dos posteriores responsables de las estructuras cartográficas. RÖLZ (1974) atribuye las estructuras más manifiestas en su cartografía (Sierra de Tamames y Sierra de Francia) a la fase principal de deformación que lleva asociada una esquistosidad de plano axial; también distingue otros planos subhorizontales que interpreta como una segunda esquistosidad.

El trabajo de DÍEZ BALDA (1986), realizado para una amplia área al S de Salamanca (entre Salamanca y la Sierra de Francia) incluye la Hoja de Guijuelo y establece que la deformación hercínica es polifásica, distinguiéndose tres fases principales de deformación, zonas cizalla subverticales tardías, menos importantes, y una etapa de fracturación tardihercínica. En el trabajo «Investigación geológico-minera de la zona de Guijuelo (Salamanca)», de DÍEZ BALDA y HACAR (1979), ya se indicaba que la estructura de la zona se debe a la superposición de tres fases principales de deformación: la primera fase generó pliegues de plano axial vertical; la segunda pliegues apretados isoclinales a veces, una fuerte esquistosidad en el cuadrante SE de la Hoja y cizallas subhorizontales en el Leuconeis de Cespadosa (4.1.1.1.) y la tercera fase pliegues de dirección NW-SE, de plano axial vertical que pliegan a la esquistosidad S_2 .

El carácter rotacional de la deformación D_2 puede interpretarse como una gigantesca zona de cizalla extensional de varios km de anchura y límites subhorizontales que habría desplazado hacia el SE el bloque de techo y sería responsable del adelgazamiento observado en las zonas de metamorfismo, (DÍEZ BALDA *et al.* 1992). Según se observa en las Figs. 5 y 6, en la Hoja de Guijuelo aflora una gran parte de la zona de cizalla D_2 distinguida en el trabajo de DÍEZ BALDA *et al.* (*op. cit.*) cuyos límites se sitúan muy próximos o coincidentes con la isograda del almandino.

La deformación frágil que se remonta a la etapa tardihercínica del Macizo tiene una gran importancia durante la orogenia alpina, pues es la causante de la distribución morfoestructural actual de la región en relieves montañosos y cuencas sedimentarias. Dicha fragmentación aprovecha las líneas marcadas en época tardihercínica con sistemas de desgarres transversos a los rumbos de la orogenia anterior que suelen actuar durante el Paleógeno como fallas normales o inversas.

2.2. DEFORMACIÓN PREORDOVÍCICA

En la Hoja de Guijuelo no es posible ver la discordancia entre el Ordovícico y su sustrato, pero sí es evidente en áreas próximas (Hoja de Tamames 527), DÍEZ BALDA (1986) y en la Sierra de la Peña de Francia [RODRÍGUEZ ALONSO (1985), MARTÍN HERRERO *et al.* (1988)]. Por otra parte, parece evidenciarse en algunas zonas próximas de las Hojas de Tamames, Fuenteguinaldo, Villar de Ciervo, etc., que las lineaciones de intersección L_1 (entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica) presentan valores del ángulo de inclinación (plunge) que pueden alcanzar los 50 grados, lo que implicaría para esas áreas una cierta actividad preordovícica. Esta deformación se ha llamado sárdica en numerosos trabajos, pero

preferimos denominarla preordovícica porque en su área de definición, Cerdeña, representa una edad más moderna: Ordovícico Medio-Superior, (HAMMANN *et al.* 1982).

Por lo que respecta a la Hoja que nos ocupa, la L₁, sólo es posible diferenciarla al W de la misma y se observa que es aproximadamente subhorizontal; las capas en esta zona no debieron sufrir fuertes basculamientos en la tectónica preordovícica.

2.3. OROGENIA HERCÍNICA

La Orogenia Hercínica es responsable de las estructuras, de la deformación interna y del metamorfismo que se observan en el área estudiada. La deformación producida es de carácter polifásico y afecta a las rocas véndico-paleozoicas generando pliegues, foliaciones y deformación interna. Asociado al engrosamiento cortical producido durante la primera fase se produjo un metamorfismo progrado del tipo de presión intermedia que alcanzó el grado medio-alto en los primeros estadios de la deformación D₂. Posteriormente se detecta un cambio hacia condiciones de menor presión durante la D₃, que pudo ser isotérmico y que se relaciona con la extensión producida durante la D₂, (DÍEZ BALDA *et al.* 1992). Las rocas ígneas deformadas por la D₂ afloran en los núcleos de las antiformas tardías, y del estudio de su fábrica (planolinear o preferentemente lineal) se puede deducir que muchas de ellas como el leuconéis de Cespedosa o el ortoneis de Bercimuelle están deformadas por la D₃, DÍEZ BALDA (1986). Los neises que presentan fábrica preferentemente lineal se han interpretado como prehercínicos, (DÍEZ BALDA *et al.* 1992). Otras rocas ígneas cartografiadas en el área como los granitos de El Risco o el conjunto granítico de Los Santos-Valdelacasa *intruyeron* con posterioridad a la deformación D₂, (MONTESERIN *et al. in litt*).

De un modo general se puede indicar que existen tres fases de deformación importantes, de efectos no uniformes en toda la Hoja y una serie de estructuras más o menos aisladas que deben corresponder a movimientos tardihercínicos.

Primera fase hercínica D1

Esta fase produce pliegues de todos los órdenes con la característica común de un plano axial próximo a la verticalidad y una dirección de las charnelas NW-SE.

Las estructuras más importantes de esta fase son de N a S sinclinal de Galinduste-Negrillos, anticlinal de Pelayos-Cerro Amatos-Vega de Olleros, sinclinal de Montejo-Las Dueñas-La Tala, anticlinal de Berrocal-Las Veguillas-Peña de Cabra, sinclinal de Endrinal y anticlinal al N de Los Santos (fig.5). Son megaestructuras entre ligeramente asimétricas y verticales, convergencia muy poco acusada hacia el N. Su longitud de onda es del orden de los 5'5 km y la amplitud se aproxima a los 2 km.

Los meso y micropliegues de esta fase son más accesibles al estudio de su geometría, pero las estructuras observadas son muy escasas y éstas se localizan preferentemente al W de la Hoja, zona donde la incidencia de la fase dos hercínica es mínima. (figs. 5 y 6).

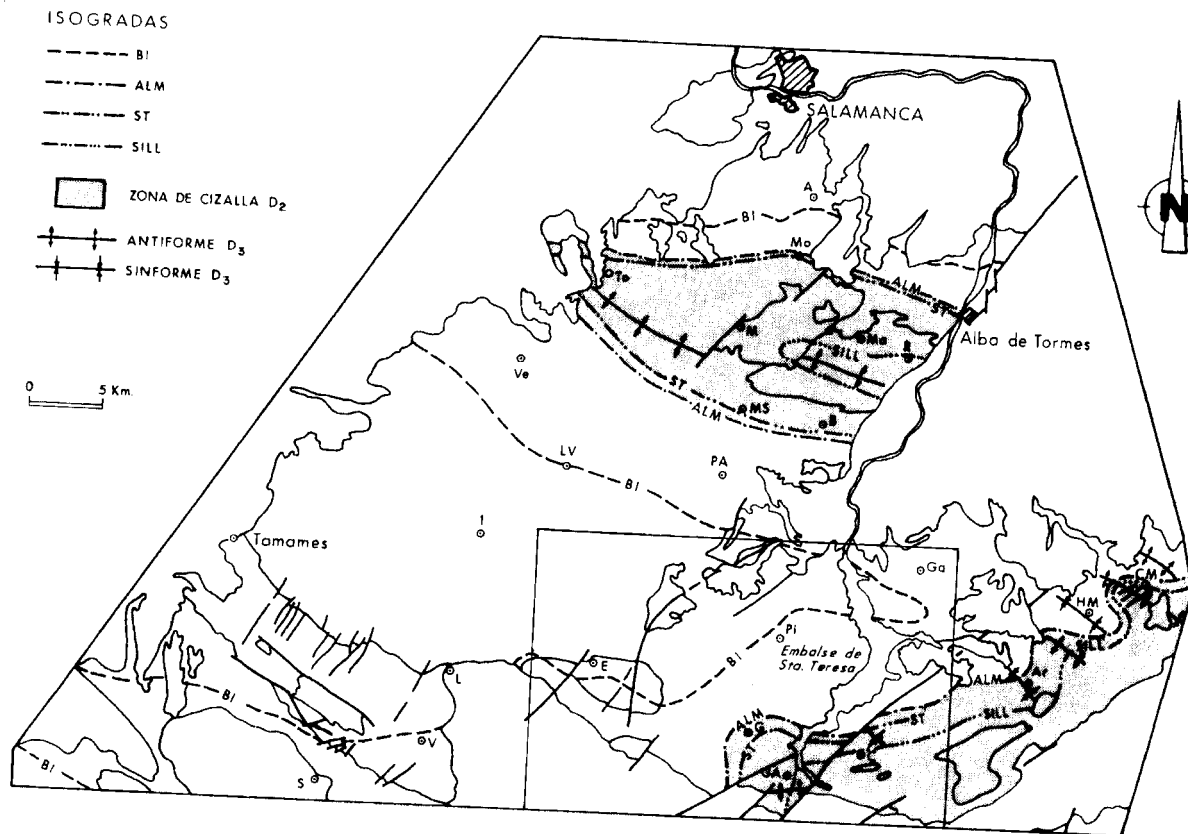


Fig. 6. Mapa de isogradas y afloramientos de la zona de Cizalla D₂ en el área sur de Salamanca y que comprende la Hoja Guijuelo.
 Tomado de [DIEZ BALDA et al (1992).]
 C- Cespedoso; E-Endrinal; G-Guijuelo; Ga-Galinduste; GA-Guijo de Avila; Pi-Pizarral

Los sedimentos véndico-cámbricos funcionan durante la orogenia como un "multilayer". Si las alternancias arenoso-pelíticas son de orden deci-centimétrico, las capas arenosas presentan pliegues de la clase 1C (próximos a 1B) y las pelitas pliegues de la clase 3 o próximos a ella. Los ángulos entre los flancos oscilan entre 30 y 50° y hay engrosamiento en la charnela. En los carbonatos (cantera de Monreal) se observaron micropliegues apretados con engrosamiento de charnela y desarrollo de flanco inverso (mayor ductilidad). Respecto a las formas de las superficies plegadas, éstas corresponden a los parámetros 2D, 3D y 3E del gráfico de HUDLESTON (1973 a).

– Esquistosidad de primera fase hercínica (S_1)

Es subparalela a los planos axiales de los pliegues de primera fase (D_1) y es la estructura planar más evidente en la zona occidental de la Hoja (zona de la clorita y comienzo de la zona de la biotita). Aquí es muy penetrativa en las pizarras, menos en las areniscas y prácticamente no se observa en los términos carbonatados.

En los niveles pelíticos del área citada se trata de un clivaje pizarroso ("slaty cleavage") definido por una orientación preferente de los filosilicatos, que da lugar a una fábrica planar homogénea. En los niveles arenosos o microconglomeráticos es del tipo "rough cleavage", es decir, es un clivaje espaciado o grosero que define una fábrica relativamente heterogénea, donde los minerales micáceos están algo orientados y la roca adopta un aspecto ligeramente bandeado.

En las zonas más metamórficas (parte baja de la zona de la biotita, zona de almandino, zona de la estauroлита, etc.), es decir, en la región de Cabezuela, al SE de Pizarral, en Montejo, en La Tala, etc., el reconocimiento "de visu" de la primera esquistosidad puede llegar a ser problemático; se confunde con la segunda esquistosidad (S_2) y para diferenciarlas es necesario tomar muestras orientadas y observarlas al microscopio. Aquí la S_1 se paraleliza a la estratificación y los filosilicatos están perfectamente orientados y empiezan a estar microplegados por la fase dos.

En el SE de la Hoja, por la región de Guijo de Ávila, Cespedosa, etc., por debajo de la isograda del almandino consideramos que todas las rocas han sufrido una intensa deformación rotacional (incluimos estos afloramientos en la zona de cizalla D_2 , fig. 6) y por tanto la S_1 está prácticamente borrada por la D_2 y sólo es posible identificarla al microscopio en las charnelas de los pliegues de segunda fase.

– Lineación de intersección (L_1)

Esta lineación es resultante de la intersección entre la superficie (S_0) y la esquistosidad (S_1). Es paralela a los ejes de los pliegues y su distribución puede verse en el mapa geológico. En la mayor parte de la zona occidental de la Hoja (donde se puede observar) presenta escaso plunge y puede ser en general subparalela al trazado cartográfico de las macroestructuras.

– Lineación de estiramiento

Es subparalela a la L_1 y a los ejes de los pliegues y está casi siempre definida por un alargamiento de los granos. En las áreas epizonales consideramos que es debida a la primera fase. En las áreas meso-catazonales, con dos o más deformaciones superpuestas, la lineación resultante puede ser debida a la superposición de dichas deformaciones.

Segunda fase hercínica (D_2)

La segunda fase de deformación es responsable de la aparición de nuevas estructuras, pliegues de geometría variable de plano axial, casi siempre subhorizontal desde angulares y abiertos en áreas epizonales a apretados y en vaina en áreas más profundas, normalmente asociados a una esquistosidad S_2 que puede variar desde una crenulación a una "schistosity".

Las macroestructuras de la deformación D_2 no son evidentes en los afloramientos de las áreas epizonales; sin embargo, se ha deducido en algunos cortes, (DÍEZ BALDA, 1986), que son pliegues poco apretados con ángulo entre flancos de 90 a 130°, con longitud de onda de orden kilométrico, amplitud hectométrica, con el plano axial subhorizontal y que llevan asociada una esquistosidad de crenulación. Por efecto de estas estructuras cambia aparentemente la vergencia de las estructuras de primera fase. Los pliegues menores son angulares, poco apretados, con ángulo entre los flancos de 80 a 110°, longitud de onda decimétrica y amplitud centimétrica. Las formas corresponden a los parámetros 1 E-F y 2 E-F del gráfico de HUDLESTON (1973 a).

En las áreas meso-catazonales (SE de la Hoja), zona de Guijo de Ávila, Cespedosa, afloramientos del río Tormes, etc., los pliegues de segunda fase son más apretados o isoclinales, los ángulos entre los flancos varían entre 0 y 30°, a veces son fuertemente asimétricos con charnelas que presentan dispersión y que a menudo son curvas, pliegues en vaina, por lo que en su relación con el corte topográfico es frecuente ver formas cerradas (vaina) (fig. 7). Las formas de las superficies plegadas corresponden a los parámetros 3 C-D, 4 C-D y 5 C-D del gráfico de HUDLESTON (*op. cit.*). Respecto a la geometría, puede indicarse que los pliegues de las capas más competentes pertenecen a la clase 1C de RAMSAY (1967), y tienden a aproximarse a la clase 2 a medida que nos desplazamos hacia las zonas más profundas. Tanto los pliegues epizonales como los mesozonales se originaron por "buckling" en capas competentes, al que se superpuso un aplastamiento creciente hacia las zonas profundas. La variación que experimentan se puede explicar por la existencia de una zona de cizalla en la que la deformación tuvo una componente rotacional importante. La intensidad del cizallamiento parece aumentar hacia las zonas más profundas, donde los pliegues están fuertemente apretados, son asimétricos y de charnelas frecuentemente curvas.

En las áreas epizonales no hay evidencias de deformación rotacional y en ellas los pliegues probablemente se originaron por cizallamiento puro; sin embargo, las zonas más profundas fueron afectadas por un cizallamiento simple con el plano de flujo subhorizontal. La dirección de flujo deducida es N130E y el sentido de desplazamiento hacia el E de las zonas superiores respecto a las inferiores (DÍEZ BALDA, 1986). La dirección de flujo se obtuvo por el

método HANSEN (1971), midiendo las charnelas de los pliegues en los afloramientos del borde del embalse de Sta. Teresa, al sur de Guijo de Ávila y el sentido se dedujo por criterios cinemáticos en los neises de Cespadosa y en otros de fuera de la Hoja (DÍEZ BALDA *op. cit.*).

– Esquistosidad de segunda fase hercínica (S_2)

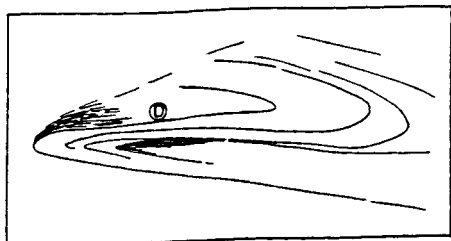
La esquistosidad S_2 se desarrolla paralelamente al plano axial de los pliegues de segunda fase y puede presentar diferentes características según el tipo de roca afectada y el nivel estructural en que se produce. Esta esquistosidad es subhorizontal, aunque se observa con frecuencia plegada por la deformación D_3 . Puede diferenciarse desde una esquistosidad de crenulación incipiente, una "schistosity" o un bandeo neísico y todo ello es debido a que se desarrolló en condiciones físicas variables, pues durante la segunda fase se alcanza el máximo de metamorfismo.

En las rocas pelíticas de áreas epizonales (centro de la Hoja) la esquistosidad S_2 puede oscilar, desde una crenulación incipiente, desigualmente espaciada, en la que no siempre se materializan los planos de esquistosidad, y con los filosilicatos de S_1 plegados simétricamente, a una esquistosidad de crenulación más regular (zona de la biotita) donde es difícil diferenciar en campo si es S_1 o S_2 . Aquí los micropliegues de S_1 son asimétricos, en las charnelas empiezan a aparecer cristales neoformados, las láminas de esquistosidad coinciden con los flancos largos de los micropliegues y la S_2 comienza a manifestarse como un bandeo tectónico. En las áreas más profundas (almandino) la esquistosidad de crenulación es regular y paralela, al microscopio se manifiesta como un bandeo tectónico, con bandas oscuras (ricas en opacos) y claras (ricas en cuarzo). Las micas son oblicuas a las bandas claras y se paralelizan al bandeo en las oscuras. En la zona de la andalucita-sillimanita la S_2 es una "schistosity" que se caracteriza por una marcada orientación de las micas que da a la roca un aspecto homogéneo ("de visu") aunque en lámina delgada la anchura de las láminas de esquistosidad no es uniforme y la orientación de las micas es ligeramente diferente. Entre las bandas micáceas es frecuente observar micropliegues que demuestran que el origen de esta S_2 es a partir de una esquistosidad de crenulación.

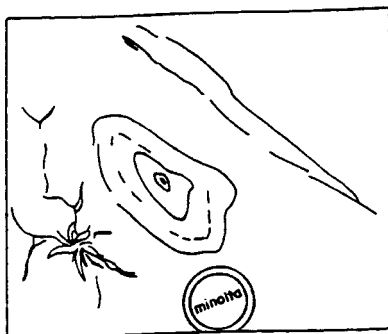
En las rocas cuarcíticas y microconglomeráticas de la epizona casi no se perciben los efectos de la esquistosidad S_2 . En las zonas más profundas (meso-catazona) se manifiesta por un alargamiento de los clastos de cuarzo y feldespato que en lámina delgada presentan evidencia de deformación como la poligonización y la extinción ondulante. Si la proporción micácea es pequeña, éstas se alinean paralelas a la esquistosidad. Si la arenisca es anfíbolica la esquistosidad se define por la orientación preferente de cuarzos y anfíboles. Cuando la proporción micácea en areniscas supera el 50%, la S_2 es un bandeo tectónico.

– Rocas graníticas deformadas por la segunda fase

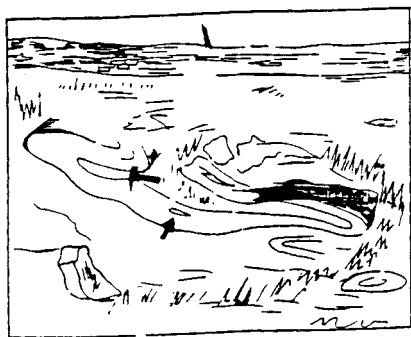
En las rocas graníticas [leuconeises de Cespadosa-Narrillos (2), leuconeises con núcleos de máficos (2) y ortoneises de Bercimuelle (3)] que afloran en las zonas profundas del área se



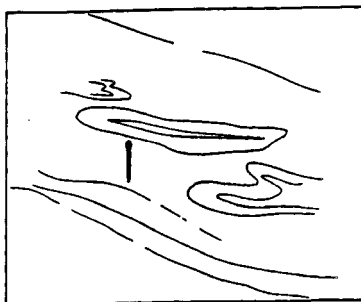
Pliegues de Fase 2 al Sur de Guijo de Avila. Zona de Cizalla de Fase 2. Escala 25 pesos



Forma cerrada por intersección de un pliegue en vaina con el plano de afloramiento. Sur de Guijo de Avila. Zona de Cizalla de Fase 2



Pliegue de Fase 2 de charnela curva. Zona de Cizalla D₂ al Sur de Guijo de Avila. La flecha indica la forma cerrada ampliada en el dibujo siguiente



Forma cerrada muy isoclinal
Detalle del dibujo anterior
Escala una carilla

Fig. 7. Pliegues de segunda fase hercínica

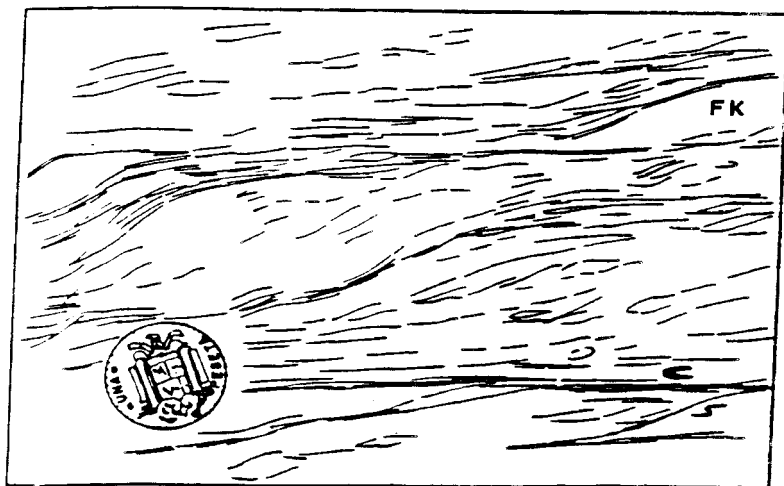


Fig. 8. Leucones de Cespadosa con estructura S-C. Plano vertical de dirección E-W. E a la derecha. Al N. del km. 10 carretera de Cespadosa a Piedrahita. Estas estructuras S-C indican hacia el SE del bloque superior

observa una esquistosidad que es subparalela a la del encajante. Esta esquistosidad (S_2) tiene un desarrollo inhomogéneo y está definida por la orientación preferente de las micas en planos paralelos entre los que se intercalan otros ricos en cuarzo y feldespato. En algún afloramiento de los leucones de Cespadosa, (fig. 8), se observan con claridad estructuras S-C con superficies de cizalla subhorizontales y a la foliación dibujando sigmoides entre los planos C de cizalla. La foliación tiene en ellos una dirección N110-120 E y un buzamiento entre los 20 y los 45° al N. Si el plano de observación es vertical, la mayoría de las veces el sentido de cizallamiento observado es dextro (la parte superior de la cizalla se desplaza hacia el E respecto a la parte inferior). También se pueden detectar lineaciones de estiramiento de dirección 90-110° al E subhorizontales. En el ortoneis de Bercimuelle (de afloramiento escaso en la Hoja) hay zonas heterogéneas de deformación por cizalla. Se observan tramos de afloramiento, con megacrístales de feldespato de hábito globoso, afectados por deformación penetrativa (S_2) y algún tramo con megacrístales de feldespato de hábito tabular, preservados de la misma, en forma de huso y no afectados por la cizalla. También, las facies aplitoides y leucocráticas están afectadas por la esquistosidad, que es casi generalizada y con la misma dirección y buzamiento que en los leucones de Cespadosa. En los afloramientos de aplitas y pegmatitas al sur de Narrillos del Alamo (Hoja 529, Sta. María del Berrocal) aparecen cizallas que pueden ser conjugadas y que indican un hundimiento del bloque de techo hacia el NW.

Los mecanismos más importantes que intervienen en la génesis de la esquistosidad de crenulación, (PULGAR, 1980), son la flexión de las micas, la recrystalización dinámica con poligonización, rotación de las micas de los flancos y sustitución de granos doblados por granos rectos sin deformar. En el área que nos ocupa, a medida que nos desplazamos de W a E aumenta la deformación, y en las rocas pelíticas las crenulaciones se hacen más apretadas, llegando a ori-

ginarse una "schistosity". En cuarcitas, microconglomerados y rocas graníticas hay una recrystalización dinámica del cuarzo que implica la creación de nuevos granos de menor tamaño.

Tercera fase hercínica (D_3)

Esta fase produce pliegues de todos los órdenes, abiertos, de pequeña amplitud y plano axial subvertical que deforman a la S_2 y a la foliación de las rocas graníticas deformadas por D_2 . Las isogradas de metamorfismo aparecen también afectadas por las macroestructuras de esta fase (fig. 6) aunque el M_2 puede llegar a ser tardío respecto a ellas. También se relacionan con esta deformación zonas y superficies de cizalla, subverticales, de dirección N70 y N130E. La deformación D_3 se desarrolla casi exclusivamente al SE de la Hoja, donde hace aflorar en el núcleo de las antiformes, las zonas estructuralmente más profundas.

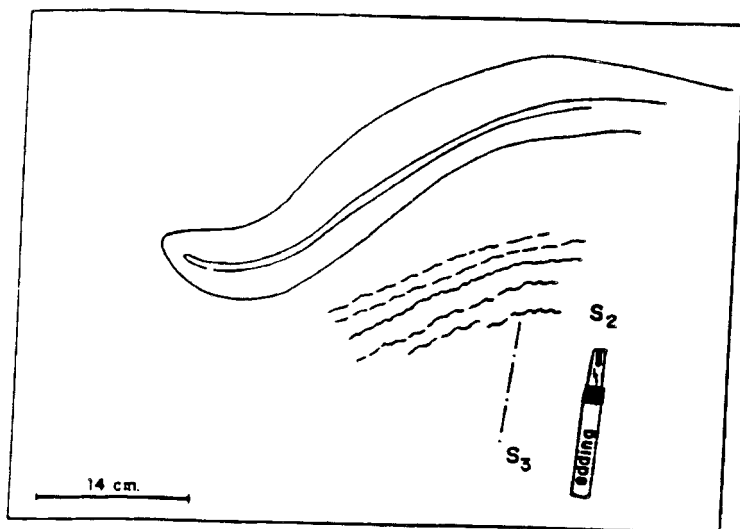
La macroestructura más importante es el antiforme de Guijuelo-Guijo de Ávila, de longitud de onda kilométrica (3'5 km) y escasa amplitud (0'5 Km). Tiene una dirección aproximada N110-120E, plano axial subvertical y lleva asociada una esquistosidad de crenulación bastante verticalizada S_3 .

Es importante indicar que en la prolongación hacia el E-SE de las estructuras de primera fase, cartografiadas con la ayuda de los resaltes conglomerático-arenosos del techo de la formación. Monterrubio (fig. 5 y cartografía), se les sobreimpone de forma evidente la deformación D_3 . La esquistosidad S_2 (descrita anteriormente) está suavemente plegada (escaso acortamiento) y define, al menos para esta zona, suaves antiformes o sinformes de traza axial subparalela a los de la primera fase, pero en este caso de gran longitud de onda y escasa amplitud. El sinclinal de La Tala, por ejemplo, es un pliegue D_1 reapretado por la deformación D_3 (fig. 5). Es difícil, por tanto, para esta área establecer dónde empiezan y terminan las macroestructuras de las fases uno y tres, ya que la macroestructura resultante es la suma de las deformaciones $D_1 + D_3$. Sin embargo, cartografiando la foliación S_2 vemos los pliegues D_3 .

Los pliegues menores tienen longitudes de onda y amplitudes variables, pero siempre la relación entre ellas es alta. Por las formas de las superficies plegadas pueden clasificarse en los parámetros 1D, 2D y 3E del gráfico de HUDLESTON (1973 a). Es frecuente la superposición de estos pliegues con los de fase dos originando figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967) (fig 9).

Es frecuente reconocer en el área de estudio y en las hojas limítrofes fallas y zonas de cizalla subverticales de dirección N70 a N130E que afectan a la S_2 tanto en los metasedimentos como en los granitoides de Céspedes-Narrillos y de Bercimuelle, siendo precisamente en este tipo de rocas donde mejor se ponen de manifiesto. En la mayoría de los casos el desplazamiento relativo es senestro, coherente con un acortamiento NNE-SSW que es el mismo deducido para los pliegues y esquistosidad de tercera fase.

Estas cizallas son posteriores a las subhorizontales debidas a la D_2 porque afectan y desplazan a la S_2 y como son coherentes con el acortamiento sufrido por la región durante la D_3 se asimilan a esta fase.



Pliegue isoclinal de la segunda Fase replegado por la tercera
Borde W del Embalse al N. de Guijo de Avila

Fig. 9. Figura de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967)

Recientemente se ha descrito un caso de cizalla dextra en la zona de Tamames-Escorial (Hoja n.º 527, Tamames) probablemente asociada a esta fase y de dirección aproximada N110E [DÍEZ BALDA et al. (1990)].

– *Esquistosidad de tercera fase hercínica (S_3)*

Esta esquistosidad es una crenulación que se desarrolla preferentemente al SE de la Hoja, donde la intensidad de la deformación D_2 es muy alta y por tanto hay superficies de anisotropía bien desarrolladas (la S_2) y convenientemente orientadas (subhorizontales) para ser plegadas. En otros casos más raros es la S_1 la que se pliega por la deformación D_3 como por ejemplo, la zona limítrofe de Tamames-Escorial (Hoja 527, Tamames) donde la S_1 , subvertical y orientada casi N-S, se coloca en el campo de acortamiento de D_3 . En las zonas de mejor desarrollo de D_3 , ésta se concentra en las charnelas de los micropliegues de características angulares tipo "chevron" que dibuja la S_2 .

– *Rocas graníticas afectadas por la deformación (D_3)*

Los plutones hercínicos cartografiados en la Hoja presentan diferentes relaciones con respecto a la deformación D_3 .

El macizo de El Risco no está afectado por la deformación D_2 y es posterior a esta fase, ya que corta de forma neta a la S_2 de los metasedimentos y a granitoides leucocráticos con núcleos de máficos (foliados y deformados por la D_2) del encajante. Por otra parte, este plutón define una geometría alargada, más o menos subparalela a los ejes o lineaciones de la deformación D_3 y se detectan orientaciones de megacrístales de feldespato subparalelos a los citados ejes, (MONTESERIN *et al.*, *in litt.*). En ocasiones estos megacrístales y algunas biotitas están deformados (poligonizaciones parciales, deformación de maclas y roturas de algunos minerales) lo que nos induce a pensar en una intrusión sin-tardicinemática con respecto a D_3 .

El conjunto granítico de Los Santos-Valdelacasa y las rocas básicas asociadas (5-6) constituyen un macizo que intruye posteriormente al Plutón de El Risco, ya que lo cortan en el borde E y se indentan en el S (evidencias cartográficas). Además se encuentran enclaves de El Risco dentro de la granodiorita y diques de ésta inyectados en las facies no porfídicas de El Risco. La intrusión de la granodiorita provoca en los materiales de El Risco importantes recrystalizaciones de cuarzo y feldespatos, biotitas con crecimiento de cordierita (a veces de sillimanita) y sustituciones entre plagioclasa y microclina. Por otra parte, el conjunto granítico de Los Santos-Valdelacasa (6) es tardío, observándose megacrístales de feldespato con orientación débil, pero casi siempre preferente entre $N110-130E$, acorde con las directrices de emplazamiento que corresponden a una posible estructura extensional (que es aprovechada posteriormente para la intrusión de estos granitos) que separaría el dominio septentrional de bajo-medio grado del dominio meridional de alto grado metamórfico del bloque Piedrahita-Barco de Ávila-Béjar.

2.4. OROGENIA ALPINA

Los bordes y el sustrato de la cuenca del Duero se encuentran afectados por accidentes hercínicos y tardihercínicos con rejuego posterior manifiesto. De hecho la presencia de importantes accidentes tectónicos alpinos en el suroeste de la cuenca ha sido reconocida desde hace tiempo (JIMÉNEZ, 1972, 1973; CORROCHANO *et al.*, 1983). Muestran una gran dispersión de direcciones, pero se pueden agrupar en cuatro sistemas fundamentales coincidentes con las principales direcciones tardihercínicas NE-SO, E-O, N-S y NO-SE. Los rasgos fundamentales del paisaje regional se ajustan a estas orientaciones, especialmente a la primera de ellas, pues NE-SO es el frente de sierra que delimita el Sistema Central propiamente dicho con su piedemonte.

La Hoja de Guijuelo está marcada por importantes accidentes paralelos entre sí, transversos al rumbo general hercínico. Es el sistema de dirección $N40E$ que afecta tanto a las estructuras de fase tres como a los granitos. Su desplazamiento es casi siempre senextro y las fracturas suelen estar fosilizadas por diques de cuarzo que pueden alcanzar orden decamétrico. Las más importantes son las de La Tala, Guijuelo, Santibáñez de Béjar, Los Santos y Endrinal. Se incluyen en el sistema de desgarres senextros del macizo Hespérico (PARGA, 1969), pero han jugado durante el Terciario como normales o inversas.

La de mayor significación morfoestructural en la Hoja es la falla de Endrinal, ya que hundiéndose al labio oriental interrumpe la Sierra de Frades por el este y determina su piedemonte cenozoico con las arcosas empujadas en el zócalo. Además supone la continuación del

accidente de Alba-Villoria que delimita la cuenca del Duero al sureste de Salamanca y se prolonga por el surco del Alagón estableciendo las terminaciones orientales de las sierras de Tamames y de La Peña de Francia hasta enlazar más o menos nitidamente con la falla del Ponsul en el piedemonte cacereño.

La falla de La Tala presenta también una significación morfoestructural importante, ya que con ella se relaciona el afloramiento cenozoico oriental. Ha debido de funcionar levantando el bloque sureste, ya que hace aflorar las zonas más deformadas por la cizalla D_2 . Sin embargo, un cierto salto en desgarre dextro parece deducirse también de la cartografía al noroeste de Fuentes (fig. 5).

Se pueden también identificar "kink-bands" afectando a las esquistosidades S_1 y S_2 . Su plano axial tiene una orientación N30-40E y buzamiento subvertical. Suelen estar próximos a las fallas de dirección N40E, por lo que es probable tengan relación con las mismas.

En el apartado anterior se hacía referencia a un tipo de cizallamiento o de fracturación de dirección N70-130E ligado probablemente a la deformación D_3 ; sin embargo, en la cartografía se observan varias fracturas con esa orientación fosilizadas por cuarzo, lo que parece indicar la posibilidad de que hayan jugado en más de una ocasión.

En las rocas graníticas también se pueden citar dos sistemas de diaclasas, uno de dirección N140-150E verticalizado y otro subhorizontal relacionado con la descompresión provocada por la erosión.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. ANTECEDENTES

Geológicamente la Hoja de Guijuelo se encuentra situada próxima al borde sur de la cuenca del Duero, participando de dos dominios litoestructurales bien diferenciados y con importancia desigual. Por un lado los metasedimentos paleozoicos pertenecientes al Macizo Ibérico afectados por la orogenia hercínica y siguientes y, por otro, una mínima representación del registro cenozoico de la cuenca del Duero afectado por la orogenia alpina.

La geomorfología regional tiene su punto de partida en la investigación de BIROT y SOLE (1954) sobre el Sistema Central y en esa referencia se enmarcan los posteriores y escasos trabajos realizados en la zona. El único que implica en concreto a la Hoja es el realizado por SANZ DONAIRE (1979, 1986); se trata de un estudio regional sobre un segmento del Sistema Central que tiene como eje el corredor tectónico de Béjar. MORENO (1990) es también una referencia regional de índole morfoestructural que alude a las sierras de Gata y de La Peña de Francia y sus respectivos piedemontes. En detalle y en relación con procesos de alteración del zócalo, hay que referirse a MOLINA y MARTÍN-SERRANO (1991) en Frades de la Sierra.

Más al norte, el precursor de la investigación alpina en la zona es JIMÉNEZ (1970, 1972, 1973 y 1974) quien en su tesis doctoral trata sobre su estratigrafía, tectónica, paleontología

y rasgos morfológicos más importantes. Presenta descripciones de los materiales supuestamente adscritos al Cuaternario y realiza el análisis de aquellas formas que están relacionadas con posibles rasgos tectónicos o los evidencian, y las debidas a la incisión fluvial.

En áreas próximas cabe destacar los trabajos realizados en la Fosa de Ciudad Rodrigo, cuya extremidad oriental está representada en el borde oeste de la Hoja, por JORDÁ (1983) y CANTANO Y MOLINA (1987), en los que se trata sobre las características morfológicas de la zona y su evolución a lo largo del tiempo. Diferencian cuatro ciclos dentro de la evolución sedimentaria y morfológica de la fosa: el primero coincide con el desarrollo de un importante perfil de alteración sobre el sustrato hercínico (inicios del Terciario); el segundo se desarrolla en un régimen tectónico más activo correspondiente con una sedimentación arcósica (Paleógeno s.l.); el tercero corresponde a un periodo de reactivación del borde sur de la fosa (Mioceno) con la formación de importantes abanicos, y el cuarto es la definición y encajamiento de la red fluvial con el desarrollo de depósitos y formas tipo "raña" y terrazas fluviales (Plio-Cuaternario). Otro grupo de trabajos próximos son los realizados con motivo de la elaboración de las hojas MAGNA situadas al este (Hojas de Peñaranda de Bracamonte, Alba de Tormes, etc.) realizadas durante finales de los años 70 e inicios de los 80; las conclusiones más importantes de este periodo son la definición de un conjunto de superficies en graderío que se hundían hacia el sur y la determinación de los diferentes niveles de terrazas, durante el Cuaternario.

En cuanto a los trabajos relacionados con los procesos de alteración, desarrollados dentro de la vecina Hoja de Salamanca, cabe destacar los realizados por BLANCO *et al.* (1989), ALONSO *et al.* (1989) y BLANCO (1991), en los que se describen, fundamentalmente, las características texturales y composicionales del perfil de alteración de color rojo. También se han referido al perfil de alteración más antiguo presente en la región (MOLINA y MARTÍN-SERRANO, 1991) y al proceso de silicificación desarrollado sobre los materiales del primer ciclo terciario (BLANCO y CANTANO, 1983). Otros trabajos más recientes (SANTISTEBAN *et al.*, 1991) relacionan los procesos de alteración con los ciclos evolutivos alpinos mostrando la estrecha dependencia entre formas-alteraciones-sedimentos y su relación con los estadios de evolución de la cuenca.

3.2. SITUACION GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Guijuelo se encuentra situada en el borde suroccidental de la cuenca del Duero, en la submeseta septentrional o de Castilla La Vieja, al pie del Sistema Central, sobre un dominio geológico hercínico constituido por materiales cámbricos y precámbricos y rocas graníticas. Geológicamente se sitúa en el centro de la zona galaico-castellana de LOTZE (1945) o bien en el centro norte de la zona centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972). Desde un punto de vista estructural pertenece al dominio de los pliegues verticales de la zona centroibérica.

La mayor parte de los afloramientos corresponden a metasedimentos del Vendien superior-Cámbrico inferior diferenciados en cinco formaciones: *Conglomerados*, *Cuarcitas* y *Areniscas de Monterrubio* y *Aldeatejada*, *Areniscas de Tamames*, *Calizas de Tamames* y *Pizarras de Endrinal*. En el tercio meridional de la Hoja lo ocupan rocas graníticas, hercínicas y prehercínicas. El resultado de la orogenia hercínica sobre estos materiales es una deforma-

ción polifásica acompañada de metamorfismo y plutonismo que da lugar a pliegues de dirección NO-SE y esquistosidad asociada. El escaso registro sedimentario cenozoico se emplaza a lo largo de dos penetraciones transversas a los rumbos hercínicos donde se encuentran representados arcosas del paleógeno medio-superior y materiales siliciclásticos neógeno-cuaternario.

La Hoja se sitúa en el límite meridional de la *penillanura zamorano-salmantina* que arrasa el zócalo de este ángulo suroeste de la cuenca del Duero fuertemente incidido por la red fluvial, inmediata a su elevación a las cumbres del Sistema Central. De hecho en su borde meridional aparecen las primeras estribaciones de la Cordillera.

El máximo desnivel entre Mamburá (1.228 m) en el ángulo sureste y el Alagón en Monleón (860 m) en el borde centro-occidental, unos 350 m, es la expresión de una región de suave orografía general sobre los 900-1.000 m (las cotas sobre las que queda definida la *penillanura*), que se rompe en las elevaciones rocosas del sur y la incisión de dos colectores fluviales de flujo opuesto: los ríos Tormes y Alagón. La penetración de este último en el piedemonte septentrional del Sistema Central por remonte desde el meridional, determina una zona hidrográficamente confusa sobre el sector más aplanado de la Hoja. La red de cursos del Alagón rebasa la divisoria natural de la alineación montañosa de Los Santos (alto de la Fuente del Valle, 1.102 m; Pedrizas, 1.181 m) mientras que el Tormes incide fuertemente en la penillanura aprovechando las líneas de debilidad determinadas por la fragmentación alpina, circunstancia que ha sido aprovechada para su embalsamiento (embalse de Santa Teresa) de rentabilidad energética y agrícola.

No obstante, el desarrollo económico de esta zona, que tiene su núcleo principal en Guijuelo, se basa más en la ganadería que en la agricultura, eminentemente cerealística: ovino, vacuno y sobre todo porcino que da lugar a una importante industria chacinera.

El clima continental pero sometido a la influencia de los vientos atlánticos, presenta inviernos fríos y prolongados y veranos cortos y relativamente frescos. El régimen de precipitaciones, comprendidas entre los 600 y 800 mm, es irregular, pero distribuidas preferentemente en primavera y otoño.

3.3. ANALISIS MORFOLÓGICO

Se realiza un análisis de las formas de relieve, teniendo en cuenta, en primer lugar, la influencia que ejercen la naturaleza y disposición de los materiales, es decir de la estructura y, en segundo lugar, la acción de los agentes externos sobre estos materiales ya existentes. En definitiva, se trata de un análisis desde dos puntos de vista: uno estático y otro dinámico.

3.1.1. Análisis morfoestructural

Aunque existe una representación manifiesta del registro cenozoico, éste empotrado a favor de fracturas o en forma de recubrimientos superficiales, no llega a constituir un dominio

morfoestructural separado del resto de la Hoja. La definición de subdominios obedece más a condicionamientos de evolución morfodinámica que litológicos y sobre todo que estructurales. Sin embargo, litológicamente, metasedimentos, granitos y terrígenos siliciclásticos terciarios señalan áreas de morfología contrastada.

Sobre los metasedimentos hercínicos, el 60% de la superficie de la Hoja, se labra la *penillanura salmantina*. En la suave orografía definida por esa superficie, la alternancia de materiales de diferente competencia (cuarcitas, conglomerados y pizarras fundamentalmente) y una disposición estructural favorable en pliegues de flancos paralelos que dan lugar a fuertes buzamientos y diques verticalizados de cuarzo, origina un relieve diferencial suavemente señalado a partir de ese nivel topográfico general que define la *penillanura* entre los 900 y los 1.000 m. Se desarrolla una morfoestructura pseudo-apalachiana de lomas generalmente alargadas ONO-ESE según los rumbos del plegamiento hercínico. Dichas elevaciones aparecen con los afloramientos alternantes de las formaciones cámbrico-precámbricas de Monterrubio y Aldeatejada, puesto que están dibujadas por capas de conglomerados, areniscas y cuarcitas, muy abundantes y bien desarrolladas en el contacto entre ambas formaciones. La relativa constancia de estas alineaciones se rompe con la fragmentación alpina, dando lugar a elevaciones ligeramente escalonadas y discontinuas que dan lugar a *resaltes de capas* y pequeñas *cuestas*, y sólo en muy pocos lugares cerros de relativa importancia (Cerradas, 946 m; Cantera, 1.035 m; Atalaya, 1047 m). El cierre periclinal de las estructuras en los alrededores del embalse de Santa Teresa, señala elevaciones de rumbos diversos (Cespadosa, 1.045 m; Mambrú, 1.241 m). Las formaciones cámbricas más modernas, es decir, calizas y areniscas de Tamames y pizarras de Endrinal, dibujan junto a esa última localidad un sinclinal señalado en el relieve por la caliza, dando lugar a una elevación residual destacada más de 50 m sobre la *penillanura* (Monreal, 1.084 m; Calamorra, 1.057 m). En sentido transverso también son frecuentes sectores con alineaciones alargadas según potentes diques de cuarzo testigos de la fragmentación alpina del macizo, especialmente frecuente al oeste de Los Santos.

En este mismo contexto metasedimentario, otro tratamiento merecen las elevaciones de Los Santos que cierran la *penillanura* al suroeste de Guijuelo. Constituyen relieves residuales, de resistencia y verdaderamente destacados sobre la *penillanura salmantina*, determinados por el metamorfismo de contacto consecuente con el emplazamiento de los macizos plutónicos del borde meridional de la Hoja. Se trata de dos cerros con un desnivel máximo de 166 m (Pedrizas, 1.181 m, en Altos de Tonda) alineados paralelamente al contacto granítico, que señalan además un importante escalón morfológico, pues más allá de ellos la orografía se hunde por las incisiones de la red fluvial del Alagón.

Esa circunstancia anterior implica que el afloramiento granítico de Los Santos se encuentre fuertemente incidido por una red de barrancos principalmente ajustados a una dirección N30-60 concordante con la fracturación alpina. La degradación consecuente ha dado lugar a áreas de berrocal por el desmantelamiento de las alteritas asociadas al nivel de *penillanura*. Por el contrario, la aparición de esos mismos berrocales en el ángulo suroriental se debe a la incisión del río Tormes en este tramo y se adapta al rumbo hercínico, en este caso ajustado al contacto granítico.

El contraste morfoestructural de los afloramientos cenozoicos con el entorno de metasedimentos hercínicos, apenas si está señalado por su carácter aplanado y a veces escalonado de

su modelado. Junto a Frades la situación adosada del afloramiento a la sierra determina una disposición en plataformas inclinadas en abanico hacia el sureste. En La Tala el modelado es más banal.

Las fracturas alpinas que empotran el registro terciario en el zócalo según sendos accidentes N50-60 señalan también la orientación de los ríos principales: Alagón y Tormes en un tramo de su recorrido por la Hoja. La red de cursos secundarios dibuja un sistema dendrítico con ciertas orientaciones rectilíneas de condicionamiento estructural hercínico y sobre todo alpino.

3.3.2. Estudio del modelado

Los agentes externos, al actuar sobre la superficie del terreno, dan lugar a una serie de formas, tanto erosivas como deposicionales. Estas formas se agrupan, según el agente y el proceso que las origina, en lo que se ha denominado como "sistemas morfogenéticos". En esta Hoja los mejor representados son los sistemas fluvial y poligénico.

Se describen a continuación las principales formas cartografiadas de los diferentes sistemas, atendiendo a su importancia.

3.3.2.1. Formas de ladera

Están constituidas por *coluviones* s.l. debido a la acción combinada del agua corriente y de la gravedad en vertientes. En casos dan lugar a formas erosivas sin recubrimiento alguno (laderas regularizadas). No obstante, son escasas, con representación cartográfica muy limitada y quedan fundamentalmente restringidas a *pedrizas*, sueltas y de forma triangular, en la cabecera de los barrancos que drenan los cerros residuales de Los Santos, al suroeste de Guijuelo.

3.3.2.2. Formas fluviales

La ausencia de valle fluvial en el Tormes a su paso por la Hoja debido al encajamiento y al embalse de Santa Teresa, limita las formas del modelado fluvial a *fondos de valle* del recorrido inicial del río Alagón y de los cursos secundarios, a las *incisiones* y a unos sistemas de *terrazas* dispersos y mal definidos.

Los *fondos de valle* constituyen formas planas relacionadas con el drenaje actual y de carácter secundario pero limitados ensanchamientos alternantes con tramos de incisión. En ningún caso superan el centenar de metros de amplitud, ni siquiera en el Alagón. Son la expresión morfológica de depósitos de granulometría y espectro litológico variable y muy poco espesor. El propio Tormes, antes de sumergir su cauce bajo las aguas del embalse, presenta en su fondo rocoso tramos de barras de gravas y bloques.

Si exceptuamos el registro arcósico atribuido al Paleógeno superior empotrado en el zócalo hercínico, tanto en Frades como en La Tala, el resto de los depósitos cenozoicos son correlacionables con la morfología regional y tienen un carácter fluvial indudable.

Los registros más antiguos corresponden a sedimentos terrígenos de color rojo intenso que junto a las citadas arcosas construyen el piedemonte oriental de la Sierra de Frades. Ni junto a esta elevación ni en el resto de los afloramientos que se dispersan hacia el Tormes se aprecia una relación con dicho curso, pero sí un carácter aluvial. Su techo puede estar representado en la plataforma (c) de Lombo (1.018 m) junto a Frades. Dicho altiplano domina a su vez a otro plano conglomerático (d) que arrancando sobre los 990 m corona el depósito rojo inclinado y roto por la disección actual. El resto de los afloramientos dispersos de esta formación roja también se encuentran coronados por sediplanos de terrazas más modernas (Montejo, 948 y 938 m). Probablemente la coronación del afloramiento de La Tala (982 m) sea el único de este tipo de depósitos que por su proximidad y litoestratigrafía está en relación con el Tormes.

El único sistema de *terrazas* (e,f,g,h) bien definido que se alarga de suroeste a noreste entre Monleón y la presa del embalse de Santa Teresa, tiene como referencias el río Alagón y el piedemonte de Frades-río Alhándiga. Están ordenados en tres niveles escalonados hacia el río Alhándiga y un *glacis-terrazza* que articula el piedemonte de Frades con dicho curso. La terraza más alta (e) aparece a una cota muy constante de 930 m a lo largo de una franja longitudinal que se alarga entre Casas de Monleón y Aldeanueva de Campo Mojado en relación aparente con el río Alagón. Las más modernas (920-880 m) aparecen relacionadas con el río Alhándiga y su cabecera. La cota relativa de unas y otras respecto a los cauces actuales más próximos es mínima, pero aumenta progresiva y rápidamente hacia el suroeste y noreste respectiva y paralelamente al encajamiento fluvial en ambos sentidos: +40-100 m en el Alagón, donde sólo hay un nivel representado (e) y +20-85 m (f), +10-70 m (g) y +5-45 m (h) en el Alhándiga.

Por encima de estas terrazas aún se localizan dos niveles aislados, ambos al norte de Montejo y a 948 m y 938 m respectivamente.

Por otra parte las terrazas separadas sobre el afloramiento arcóscico de La Tala y asimiladas por cota absoluta a la secuencia anterior constituye el tramo final de un sistema relacionado con un tributario oriental del Tormes. En función del desarrollo de las terrazas dicho tributario tuvo una considerable importancia en el pasado.

La representación de dos terrazas bajas (g,h) en el curso alto del Tormes al este de Guijo de Ávila, tiene poca significación regional; por su aislamiento y por su desarrollo.

La existencia de *conos de deyección* (m), aparatos de dimensión hectométrica, planos, generalmente constituyendo sistemas coalescentes y de carácter funcional, está ligada a la desembocadura de cursos secundarios en valles de importancia mayor.

3.3.2.3. *Formas endorreicas*

Las áreas de encharcamiento temporal, las *navas* (l), son frecuentes sobre la zona de cabecera o de indefinición hidrográfica en los interfluvios generalmente ligados a la *penillanura* y también a pequeños alveolos de alteración producidos por ensanchamiento en zonas de intersección de fracturas sobre el sustrato granítico del suroeste de la Hoja.

3.3.2.4. Formas poligénicas

Las *superficies de erosión* son los elementos morfológicos más representativos del paisaje de los macizos antiguos. En el Macizo Hespérico, la *penillanura salmantina*, representada en gran parte de esta Hoja, en detalle no es sino un sistema policíclico de superficies de erosión escalonadas en unos pocos metros de desnivel, tal y como sucede en otros lugares hespéricos (MARTÍN-SERRANO, 1988).

Apenas si pueden reconocerse superficies de erosión más antiguas que las contenidas en la propia *penillanura sensu stricto*. Por encima de este nivel topográfico general tan solo se conservan pequeños retazos u hombreras que se asocian a los montes-islas que se elevan sobre el mismo: Peña Gorda (1.090 m) en Altos de Tonda, al sur de Guijo de Ávila (1.050 m) en El Rinconcillo y en la vertiente meridional de Mambrú al este de Cespadosa (1.040 m).

Sobre el interfluvio entre el Alagón y el Tormes se desarrolla un paisaje suavemente alomado dominado por aplanamientos con muy poca disección. La superficie más alta que tiene sus raíces al pie mismo de los *inselbergs* de Los Santos se extiende hacia el norte paralelamente a la carretera general n° 630 salpicando de altozanos todo el trayecto entre Guijuelo y Montejo. Dicho aplanamiento articulado en una secuencia de al menos dos niveles, comprendida entre los 1.030 y 990 m, está asociado a una intensa alteración roja especialmente visible en los alrededores de Guijuelo. Como probables representantes de la citada superficie, pueden catalogarse las pequeñas hombreras que se emplazan al pie de otros dos relieves residuales destacados: Mambrú (1.241 m) al este de Cespadosa y Atalaya (1.035 m) junto a Galinduste. Estas elevaciones, los montes-islas antes citados y el nivel de superficie referido, constituyen el paisaje de referencia sobre el que se construye el modelado de la Hoja. Los niveles de arrasamiento más modernos están bien desarrollados en la cabecera del río Alagón y especialmente en torno al monte-isla calcáreo de Monreal, donde alcanzan los 930-910 m de cota absoluta. Constituyen planos de suave pendiente, en glaci, relacionados morfológicamente con el sistema de terrazas Alagón-Alhándiga y a los que se asocian unas alteritas ocreas. Dichos arrasamientos y el citado relieve residual son en la actualidad la divisoria hidrográfica local entre Tajo y Duero. Igual posición morfodinámica hay que atribuir a todo el sistema de hombreras en que se articula la rampa meridional fuertemente disectada de la Sierra de Frades.

Por otro lado, el río Tormes en su encajamiento ha dejado diseminado un sistema de hombreras rocosas escalonadas y señaladas en cuatro niveles fundamentales en correlación con las superficies principales del interfluvio. Al sureste de Guijuelo estas hombreras rocosas se definen a +100-100 m (1.000-990 m de cota absoluta), +70-80 m, +55 m, +35-40 m y +10 m, esta última coincidente con las terrazas bajas del río Tormes antes del embalse.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

Se definen como tales todos aquellos materiales, coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están relacionados con la evolución del relieve observable en la actualidad y son cartografiables a la escala de este trabajo. Los depósitos aquí señalados se asocian a la evolución de la red de drenaje regional y por tanto a la del relieve: terrazas, fondos de valle, aluviones y conos de deyección. También coluviones, glaci y sobre todo alteritas, son importantes.

El hecho de que el paisaje del Macizo Hespérico esté definido por elementos morfológicos de génesis muy antigua y, que la definición de la propia red fluvial regional señalada por el Tormes y el Alagón en este caso, pueda remontarse a fechas intraterciarias, determina que la edad de estos depósitos "superficiales" no deba considerarse precisamente como reciente. Tanto las alteritas como gran parte de los depósitos de terrazas fluviales son atribuibles al Neógeno. Dicha situación conlleva a representar en cartografía, además de *depósitos superficiales s.l., formaciones correlativas* a los elementos morfológicos.

3.4.1. Depósitos de ladera

Las acumulaciones por gravedad y escorrentía en el enlace entre los interfluvios y los fondos de valle, no tienen apenas representación debido a su dimensión cartográfica y a la naturaleza morfológica y litológica de gran parte de los afloramientos de la Hoja. Las *pedrizas* con material suelto (cuarcitas, arenas, pizarras) en los embudos que recogen la escorrentía de las principales elevaciones de la Hoja, son los únicos depósitos representados. La pendiente y la naturaleza litológica del entorno, da lugar a acumulaciones de tipo canchal.

3.4.2. Depósitos fluviales

Debido a su embalsamiento, los aluviones del río Tormes sólo se encuentran representados en los primeros kilómetros de su recorrido inicial por la Hoja. Se trata de una franja discontinua de barras alternantes con fondos rocosos constituidas por *gravas, arenas y bloques* (g,h) de espectro litológico eminentemente plutónico, gruesos centiles (0,80 m) y una estructura interna que muestra imbricaciones y trazas de estratificación cruzada.

Distinta es la circunstancia del río Alagón, pues por su grado de evolución, sus aluviones no presentan diferencias sustanciales en relación al resto de los fondos de valle repartidos por todo el territorio. *Arenas, gravas y limos* (k) son la composición tipo de este registro sedimentario variable y discontinuo de la red secundaria.

Los *conglomerados, arenas y arcillas rojas* (b), que aparecen dispersos en el borde septentrional de la Hoja a partir de su afloramiento principal en el piedemonte de Frades, constituyen una formación discordante sobre el resto de los materiales del mismo: arcosas y, por supuesto, metasedimentos del zócalo. También se encuentran coronando las arcosas de La Tala, junto al embalse de Santa Teresa. Debido a su dispersión, carácter residual y correlación con la culminación de la *penillanura* (superficie de Guijuelo) es de suponer que la superficie original ocupada por estos depósitos fuese mucho mayor. Sus características litoestratigráficas y significación, descritas pormenorizadamente en la memoria del correspondiente Mapa Geológico, son las que se resumen a continuación.

Son conglomerados (centil máximo: 1 m), localmente brechas, con matriz arcillosa, arenas y arcillas de color rojo intenso. Cuarzo, cuarcitas, liditas y pizarras y esquistos especialmente en las brechas, constituyen el espectro litológico de los elementos más gruesos. Su matriz impregnada de óxidos de hierro es muy arcillosa con illita como mineral fundamental y esmectita y caolinita como accesorios; procede en gran parte de la altera-

ción de los fragmentos más lábiles (pizarras y esquistos), rasgo observable en lámina delgada.

La fracción arenosa es de cuarzo mono y policristalino, poca mica y aún menos feldespatos y muy corroidos. Pese a su degradación es posible reconocer que los depósitos más abundantes tienen geometría tabular o cuneiforme y un espesor superior a los 8 m. Se distribuyen en cuerpos tabulares de espesor métrico con techo y muro planos y ocasionalmente canalizados que presentan fábrica granosoportada, imbricaciones y granoselección positiva. Son propios de zonas proximales (El Carrascal y Bardo Grande, entre Navarredonda y Berrocal de Salvatierra) y se interpretan como de condiciones torrenciales sin canalización (*sheet-flow*). Incluso se dan casos que por su tamaño, heterometría y relación con los relieves de la sierra, es preciso interpretarlos como de gravedad (Navarredonda de Salvatierra).

Alejados del piedemonte de Frades proliferan cuerpos de base canalizada de gravas, arenas y escasas arcillas con estratificación cruzada en surco y planar; arenas masivas y niveles arcillosos discontinuos y con nodulizaciones de carbonato completan estas secuencias granoderecientes que se interpretan propias de ríos trenzados bajo régimen torrencial.

Estos depósitos son correlacionables litoestratigráficamente con distintas formaciones rojas del suroeste de la Cuenca del Duero (CORROCHANO, 1977; MARTÍN-SERRANO, 1988), CORROCHANO *et al.*, 1983; JORDÁ, 1983...)

La articulación del piedemonte de Frades con el sistema fluvial del río Alhándiga se materializa mediante dos generaciones principales de glacia-terrazas constituidas por material siliciclástico: gravas y bloques cuarcíticos, arenas y arcillas (i). El depósito del nivel superior que arranca en Navarredonda, presenta graves problemas de identificación, debido a las pocas posibilidades de observación y al hecho de sellar los depósitos rojos del citado piedemonte, pues la identificación de unos u otros no es fácil debido sobre todo a la superposición de posteriores y fuertes procesos de alteración. La generación más moderna presenta un aspecto diferente en cuanto a alteración y también por su carácter casi funcional. En ambos casos se trata de una delgada cubierta siliciclástica menor de 2 m constituida por gravas y bloques cuarcíticos clastosoportada con una matriz arenoarcillosa que tiene en las imbricaciones de cantos su estructura más común.

Las terrazas del río Alagón constituyen un afloramiento único estrecho, alargado y discontinuo entre Monleón y Endrinal; unos 6 km se orienta SO-NE siguiendo la margen izquierda de dicho río y otros tantos se prolonga hacia el este, donde se confunde con el sistema de terrazas, relacionados con el río Alhándiga. Se trata de depósitos siliciclásticos con rasgos litoestratigráficos tipo raña y como tal han sido consideradas (SANZ DONAIRE, 1986). Presentan escaso espesor (1 a 5 m) y tono general amarillento o rojizo debido a la alteración que descansa directamente sobre un sustrato granítico o metasedimentario meteorizado. Se organizan en cuerpos canalizados constituidos por gravas subredondeadas clastosoportadas de cuarcita, cuarzo y lidita con matriz areno-arcillosa rica en rasgos edáficos. Son sedimentos propios de sistema fluvial de canales trenzados de alta energía.

Las terrazas ligadas al río Alhándiga, al noreste y suroeste de Berrocal de Salvatierra constituyen bancos tabulares de 2 a 3 m de espesor formados por *conglomerados* y *arenas arcósicas blancas* (e,f,g,h). Se trata de gravas (centil: 15 cm), clastosoportadas de cuarzo, cuarcita y lidita, con matriz arenosa y arenas de naturaleza arcósica: cuarzo, feldespato y fragmentos de rocas ígneas o cuarcitas. Se observan cuerpos con morfología canalizada, imbricación de cantos y estratificaciones cruzadas en surco o planar, lo que evidencia obviamente su origen fluvial en régimen de alta energía (*braided*).

La secuencia de terrazas fluviales de La Tala desarrolladas también a partir de un sustrato arcósico y desde una referencia también fluvial constituida por los conglomerados rojos de El Chapallar, se han correlacionado altimétricamente con el grupo del Alhándiga. Las diferencias litoestratigráficas se pueden concretar en el aumento de los centiles (30-50 cm) y la disminución del carácter arcósico y de su grado de alteración.

Los *conos de deyección*, que tienen muy escasa representación, constituyen bancos tabulares de planta cónica y composición variada dependiendo de su área de alimentación, pero esencialmente material suelto a base de *gravas*, *arenas* y *limos* (m). Suelen tener carácter funcional, pendientes inferiores a 5° y dimensiones que oscilan entre los 100 y los 500 m. Se trata de pequeños abanicos coalescentes controlados por el régimen hídrico y los cambios de pendiente.

3.4.3. Depósitos endorreicos

Los humedales y navas (l) son zonas deprimidas de gran extensión en la Hoja y que llevan asociados fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos. Su cronología es difícil de establecer, y el hecho de que posean carácter funcional en la actualidad no excluye su consideración en un pasado inmediato.

3.4.4. Depósitos con carácter poligénico

3.4.4.1. Alteraciones

El desarrollo de perfiles de alteración es frecuente en la región salmantina, tanto sobre el zócalo hercínico como sobre la cobertera cenozoica. Igual que en otras regiones hespéricas, su espesor, extensión y tipología está sujeta a numerosas variaciones, especialmente a su naturaleza originaria ligada a la situación temporal y a su conservación. Su relación con distintas formaciones sedimentarias, cenozoicas y mesozoicas, ha permitido la situación cronoestratigráfica de muchas de estas alteritas (MARTÍN-SERRANO, 1988), aunque no siempre su reconocimiento es fácil.

La alteración más antigua, también llamada fundamental (MARTÍN-SERRANO, 1988), afecta a los metasedimentos del zócalo sepultados por las formaciones siderolíticas cretácico/terramientos, ausentes en esta Hoja. Aunque es presumible que muchos de los restos de alteritas reconocidas tengan su origen en dicho proceso de alteración, la erosión y la superposi-

ción de otros procesos de meteorización más modernos imposibilita su reconocimiento. Uno de los rasgos más frecuentes sobre los pizarrales de esta Hoja, la aparición de áreas terrosas de color rojo intenso y aprovechamiento agrícola, se debe a otro tipo de alteritas generalizadas y que regionalmente se han interpretado correlacionables con unas formaciones sedimentarias del mismo color cuya posición estratigráfica es próxima al Mioceno inferior-medio (MARTÍN-SERRANO, 1988) y muy abundantes en toda la región salmantina. Estas rubefacciones afectan no sólo a los metasedimentos del zócalo, sino también a los afloramientos arcósicos de Frades y de La Tala. En la Hoja, las mayores extensiones de alteritas se relacionan claramente con el techo de la *penillanura* porque se asientan sobre la superficie más alta definida por la misma (superficie de Guijuelo).

De forma general se acepta la condición epidérmica de esta alteración y por tanto su carácter edáfico, pero también su relación con la circulación de freáticos, especialmente sobre las formaciones sedimentarias terciarias. En este sentido, es preciso indicar que el espectacular enrojecimiento que sufre el techo de la formación arcósica sepultada por los depósitos rojos de Frades y de La Tala parece más consecuencia de flujos y oscilaciones freáticas y contaminación a partir del sedimento suprayacente que de actividad edáfica.

Su color tan llamativo y espectacular no es sino producto de la liberación de hierro de minerales que lo contienen (especialmente biotita). Pero éste no es el único proceso que da lugar a este tipo de alteritas. Se han descrito además de la rubefacción, otros como argilización, karstificación y carbonatación y según un orden de aparición determinado (BLANCO *et al.*, 1989): *argilización* por transformación de minerales lábiles (micas, feldespatos), dando lugar a neoformación de arcilla (ilita y esmectita) y liberación de hierro y calcio cuando el sedimento se encuentra saturado en agua: *rubefacción* como resultado de la fijación del hierro libre en la solución acuosa oxidándose a hematitas al producirse la desecación del sedimento; la *carbonatación* como resultado del acentuamiento de la acidificación da lugar a la precipitación del carbonato, de cuya reiteración resultan potentes costras carbonatadas y, por último, procesos de karstificación sobre estas últimas o materiales del sustrato susceptibles de ello.

Los procesos de carbonatación no son frecuentes; sólo se conocen algunos caliches y desarrollo de nodulizaciones intrasedimentarias en relictos de depósitos rojos aflorantes al norte de Berrocal de Salvatierra. Dicha situación determina que los únicos procesos de karstificación conocidos se produzcan sobre los metasedimentos carbonatados de Endrinal con descalcificación superficial y en los planos de estratificación y diaclasado y bolsones e intersticios rellenos de *terra rossa* (SANZ DONAIRE, 1986).

La rubefacción y la argilización son por este orden los fenómenos más comunes y generalizados, pues llegan a afectar a cualquier material premioceno siempre y cuando estos respondan a determinadas condiciones y posiciones estratigráficas y geomorfológicas, es decir en relación con la formación roja miocena y/o con la superficie de Guijuelo y similares. Constituyen verdaderos relictos de suelos rojos en transición a un sustrato que soporta una alteración muy selectiva (a través de fisuras y planos de discontinuidad), más espectacular que efectiva.

La presencia de *alteritas ocreas*, tan generalizada en otros sectores del Macizo antiguo zamorano-salmantino especialmente ligados a las rañas, se produce aquí precisamente en relación

a la aparición de éstas, aunque no de forma exclusiva. Se reconocen en relación con las terrazas o rañas del río Alagón, sobre los suaves glacis que degradan las altas superficies de la *penillanura* al oeste de Guijuelo y en muchos casos en clara superposición epidérmica y penetrativa sobre algún sector particular del extenso manto de rubefacción que caracteriza el techo de la *penillanura* o incluso sobre los propios depósitos rojos. Esta última situación ha sido estudiada en Lombo, junto a Frades de la Sierra, por MOLINA y MARTÍN-SERRANO (1991). En síntesis dicho estudio revela que se trata de un perfil de alteración básico (alteración fundamental) y previo con rasgos más superficiales producto de otras alteraciones más modernas. El depósito siliciclástico que corona el perfil contiene minerales en distintos grados de alteración debido en parte a material heredado y también en parte a una *alteración ocre* asociada a fuertes rasgos de hidromorfa. Este tipo de alterita con importantes procesos de argilización (illita y caolinita) con segregaciones de goethita, implicaría en relación a la alteración roja, presente también en el perfil, una mejora sustancial del drenaje en dicho proceso.

3.4.4.2. *Glacis*

Se trata de mantos muy superficiales de geometría cónica. Por su carácter coalescente constituyen bandas alargadas que con pendientes muy suaves articulan algunos de los escasos desniveles de la *penillanura*. Es un manto pelicular de composición terrígena que incluye localmente gravas y material arenoso.

3.5. EVOLUCION MORFODINÁMICA

3.5.1. **Problemas cronológicos**

3.5.1.1. *Las secuencias de alteritas*

La profundización diferencial del zócalo se asocia a importantes procesos de alteración del mismo (MARTÍN-SERRANO, 1988). Otras alteraciones también afectan a la cobertera alpina, pero con mucha menor incidencia en el relieve. Las alteritas más potentes se conservan precisamente bajo esa cobertera, por lo que su localización más frecuente constituye una orla en torno a la misma. Pero también muchas zonas internas del macizo antiguo aparecen cubiertas de material suelto superficial producto de su meteorización.

A muro de la formación siderolítica cretácico-paleocena, que aflora en los alrededores de Salamanca pero no en esta Hoja, se encuentran las alteraciones más profundas e intensas (CORROCHANO Y QUIROGA, 1974; JIMÉNEZ, 1974; CORROCHANO, 1977; BUSTILLO Y MARTÍN-SERRANO, 1980). Por su relación cartográfica y su correlación petrológica, mineralógica y geoquímica con dicha formación, se las cataloga como finimesozoicas (MOLINA *et al.*, 1989). De la misma forma, otros mantos de alteración más modernos pueden situarse cronoestratigráficamente por su relación con otros depósitos de la cuenca, al mismo tiempo que asocian con determinados elementos geomorfológicos. En ese sentido, tanto las alteritas *rojas* como las *ocres* presentes en este territorio pueden posicionarse en función de

unos depósitos correlativos. Las primeras serían sobre todo las causantes de las formaciones rojas atribuidas al Mioceno inferior-medio, y las segundas al Neógeno superior (MARTÍN-SERRANO, 1988, 1989; SANTIESTEBAN *et al.*, 1991).

Por las observaciones actuales, las alteritas prepaleocenas tienen una importancia morfológica y estratigráfica capital comparativamente con el resto. Por ello es correcto suponer que muchos de los rasgos de alteración impresos en el paisaje hercínico, son heredados de tal proceso, con mayores o menores retoques de otras etapas más modernas. De hecho podría afirmarse que existe una etapa de *alteración fundamental* de herencia mesozoica que presenta modificaciones posteriores con mayor o menor importancia dependiendo del entorno regional considerado.

3.5.1.2. *El encajamiento de la red fluvial*

En el Tormes, como en la mayoría de los ríos a su paso por el Macizo Hespérico, es difícil de catalogar el valor temporal de su incisión, pues no existen referencias cronológicas. Es preciso buscar otros apoyos y, en este caso, las litofacies de los depósitos de sus terrazas y de las formaciones terciarias implicadas en el relleno de la cuenca, es lo inmediato. Se necesitan paralelismos o correlaciones entre ellas y también referencias de las mismas a las alteritas presentes sobre el zócalo y a los elementos geomorfológicos (superficies) con los que se asocian. Como litoestratigráficamente suelen ocurrir convergencias importantes especialmente en cuanto a composición y rasgos texturales, una vez se disponga de la situación cronoestratigráfica del depósito, se podrá localizar también dicho elemento morfológico que servirá de referencia.

La problemática correlación entre terrazas y formaciones sedimentarias cenozoicas contenidas en el relleno propiamente dicho de la cuenca, planteada en las Hojas más septentrionales, sólo es posible aplicarla aquí en el corredor Alagón-Alhándiga y no en el Tormes donde la ausencia de terrazas es casi total.

3.5.2. **Evolución del relieve**

La *penillanura salmantina* es el punto de partida de la reconstrucción de la historia paisajística de la Hoja. Pero antes existen otras referencias: las de los elementos sobre ella destacados, que es el caso de los montes-isla de Monreal, de la Fuente del Valle, de Altos de Tonda, del cerro Mambrú y de Atalaya. Constituyen relieves de resistencia y como implican pequeños replanos que contienen, de evolución policíclica y génesis diferencial y probablemente (como se ha constatado en otros lugares de la región) como consecuencia de la desestabilización de las condiciones mesozoicas (GARCÍA ABBAD y MARTÍN-SERRANO, 1980). Dichos cerros no son sino testimonios de una época madura, estable y con una climatología tropical especialmente agresiva como atestiguan los sedimentos siderolíticos correlativos presentes en afloramientos más septentrionales, junto a Salamanca. El desmantelamiento de las alteritas mesozoicas desde el final de esta etapa y durante los albores del Terciario da lugar, en la cuenca, a tales depósitos y sobre el zócalo a una topografía rebajada cuyo estado final

después de una lenta evolución policíclica es la *penillanura fundamental* (MARTÍN-SERRANO, 1988). Este concepto recoge un conjunto de superficies agrupadas en escalonamientos muy próximos y sin diferenciación en el horizonte.

Tomando como punto de partida las superficies con alteración roja que culminan el nivel de *penillanura* en el interfluvio de Guijuelo, se inicia el rejuvenecimiento del relieve en un proceso que continúa hasta la fecha actual. Previamente la sedimentación fluvial paleógena, atestiguada por el registro arcósico, es pareja a una gran revolución morfoestructural en la región: la fragmentación y movilidad tectónica del macizo con la elevación del Sistema Central y hundimiento de la cuenca, cuya persistencia hasta el inicio del Neógeno da lugar a que los propios sedimentos paleógenos se encuentren afectados. Paralelamente prosigue una lenta y continuada denudación con carácter selectivo que da como resultado un paisaje muy parecido al que se contempla sobre el nivel de *penillanura*.

El emplazamiento de los depósitos rojos supone en cierto modo el cierre de una etapa y el inicio de otra en la que se ha venido esculpiendo el paisaje actual. Estas formaciones aluviales sellan los accidentes que afectan al Paleógeno, por lo que con ellas el cese de actividad tectónica regional debe ser previo o inmediato a su emplazamiento, ya que también se les atribuye carácter de tectofacies (MARTÍN-SERRANO *et al.*, 1995). La superficie de Guijuelo junto con sus montes-isla, los depósitos rojos del piedemonte de Frades y probablemente los sedimentos rojos que coronan el afloramiento cenozoico de La Tala, deben incluirse en un mismo paisaje, en el Mioceno inferior-medio en función de correlaciones litoestratigráficas regionales; en conjunto, un territorio relativamente aplanado con un río colector importante.

El rejuvenecimiento que sigue durante la segunda parte del Neógeno, da lugar a una lenta degradación de la *penillanura* en el interfluvio mientras que el citado curso es sustituido por otro de flujo más regular y dirigido al noreste según el corredor Alagón-Alhándiga donde comienza su encajamiento. En el este, la continuidad de la *penillanura* queda rota por la fuerte incisión lineal del Tormes.

Mientras en el este prosigue el encajamiento del Tormes y en el centro la lenta degradación del interfluvio, en el borde occidental se produce la irrupción de la cabecera del Alagón en el piedemonte determinado por las sierras de Tamames y de Frades capturando la mitad oriental del surco fluvial neógeno Alagón-Alhándiga.

La evolución climática deducida a partir del registro sedimentario y de las alteritas durante el Paleógeno medio-superior, tiende a la aridez. En el Neógeno inferior se alcanzan condiciones de tipo mediterráneo, mientras que en el Neógeno superior se tendería a ambientes algo más húmedos.

El proceso de rejuvenecimiento de los paisajes de *penillanura* intraterciarios prosigue hasta el momento según una pauta general invariable: lentísima degradación de los interfluvios y fuerte incisión lineal de una red de drenaje poco desarrollada. Su consecuencia es el desdoblamiento del paisaje y la persistencia, en ciertos niveles del mismo, de los antiguos rasgos de la *penillanura*.

3.6. PROCESOS ACTUALES

En la actualidad, los procesos morfogenéticos dentro de la hoja actúan con tasas imperceptibles. Esto es debido a la conjunción de varios factores. Por una parte, la transformación del paisaje por el uso agrícola ha dado lugar a la estabilización de muchas laderas. Por otra, ha habido una modificación de los patrones de drenaje mediante la creación de una red artificial regulada cuyo máximo exponente es el embalse de Santa Teresa. La aparición de dicho embalse ha tenido necesariamente que provocar un importante cambio en el régimen hídrico de éstos al homogeneizar el caudal a lo largo del año, lo que ha provocado la estabilización de los cauces. Probablemente, la tendencia climática actual (un menor contraste estacional) también amortigua también los procesos morfogenéticos.

La confirmación de tales argumentos está en el hecho de que con anterioridad al uso intensivo del terreno y de la regulación fluvial, aguas abajo hay registro histórico de que los procesos de erosión y sedimentación ligados eran más importantes (p. ej., avenidas y desbordamientos importantes del río Tormes).

En conclusión, no hay una importante actividad morfogenética en la actualidad debido a la acción antrópica enfocada a menguar las modificaciones naturales del paisaje.

4. PETROLOGÍA

En este capítulo se describen por una parte las características generales de las rocas ígneas (cartografía, descripción macroscópica del afloramiento y de las facies, textura, composición mineralógica y petrogénesis) y por otra el metamorfismo regional y de contacto tanto de rocas metasedimentarias como de ígneas y su relación con las fases de deformación.

4.1. ROCAS ÍGNEAS

Los granitoides que afloran en la Hoja se han clasificado en función de la relación existente entre los plutones cartografiados y las fases de deformación hercínica, así como en las características petrológico-mineralógicas más elementales de las facies predominantes en ellos, siguiendo en este sentido el tipo de clasificación propuesto por BELLIDO *et al.* (1987) para las rocas graníticas del N de Galicia. De acuerdo con esta clasificación se tiene:

Granitoides prefase dos-prehercínicos

- Leucones de Cespedosa-Narillos y con núcleos de máficos (2).
- Ortoneises graníticos de Bercimuelle (3).

Granitoides hercínicos

- Granitos porfídicos sincinemáticos de El Risco (4).
- Rocas básicas (5).

- Conjunto granítico de Los Santos-Valdelacasa (6).
- Granitoides heterogéneos de la mina de Los Santos (7).

En esta clasificación el término prehercínico es discutible y se debe tomar con ciertas reservas, ya que se desconoce la edad de los neises y sólo se sabe que tienen la misma deformación y metamorfismo que los materiales encajantes; por ello la citada denominación debe entenderse en el sentido de que los granitoides así clasificados están afectados por eventos tectonometamórficos principales reflejados en la serie véndico-cámbrica en que se ubican.

4.1.1. **Granitoides prefase dos-prehercínicos**

Se incluyen en este apartado los cuerpos de origen ígneo que muestran una fábrica interna foliada concordante a la que presentan las rocas encajantes. A escala regional parece que estos granitos afloran siempre a unos determinados niveles de la corteza (meso-catazona).

4.1.1.1. *Leuconeises de Cespedosa-Narrillos. (a) Con núcleos de máficos*

Se describen conjuntamente, pues representan las mismas características deformativas y de facies. Los leuconeises con núcleos de máficos, que afloran al SE de la Hoja sobre el Tormes en un pequeño retazo de menos de un cuarto de km², presentan la diferencia de estar migmatizados por el metamorfismo de bajas presiones. Los leuconeises de Cespedosa se ubican 500 m al S de esta localidad y son dos pequeños afloramientos que en conjunto pueden alcanzar medio km² de extensión. Los leuconeises de Narrillos del Alamo afloran prácticamente en la Hoja n.º 529, Sta. María del Berrocal, en forma de cuerpo alargado de 4 km² de largo y 500 m (en el mejor de los casos) de ancho, penetrando en la Hoja de Guijuelo un pequeño asomo de menos de un cuarto de km² en las proximidades de cerro Mambrú.

El contacto entre estos cuerpos y el encajante es aparentemente neto aunque las relaciones de intrusión no son evidentes debido a la fuerte deformación D₂ que afecta tanto a los leuconeises como al encajante. Los leuconeises, muy homogéneos y con un gran predominio composicional cuarzofeldespático, tienen un tamaño de grano variable, matriz fina y numerosos porfiroclastos de feldespato, también de tamaño variable, que en el mejor de los casos pueden alcanzar los 2 cm de diámetro. La foliación S₂ tiene un desarrollo inhomogéneo y está definida por una orientación preferente de los filosilicatos (moscovita) que muestran unos planos S más o menos paralelos. Estos planos se amoldan en ocasiones a los porfiroblastos de feldespato, generando sombras de presión que permiten deducir el sentido de la cizalla, coincidente con el definido por la relación S-C (fig. 7). La potencia máxima aparente de estos cuerpos es de orden decamétrico. No se ha observado la presencia de metamorfismo de contacto asociado a ellos.

Respecto a los leuconeises de Cespedosa-Narrillos se trata de ortoneises leucograníticos moscovítico biotíticos con una textura granolepedoblástica foliada.

La mineralogía principal se compone de cuarzo, plagioclasa albitica, microclina, moscovita y biotita; como accesorios se encuentran apatito y circón. También en alguna plagioclasa se observa alguna inclusión acicular moscovitizada que podría corresponder a sillimanita.

El cuarzo se presenta como cristales alotrioblásticos cuarteados con extinción ondulante y los límites entre los subgranos pueden ser irregulares o suturados.

El feldespato potásico es alotrioblástico heterogranular con pertitización irregular a ausente y con maclación ausente o mal definida. Está notablemente poligonizado aunque de forma irregular.

La plagioclasa es albitica, con maclación polisintética variablemente definida y sin zonación aparente. Puede presentar entrecrecimientos blásticos complejos con la microclina. Los cristales tienen hábitos alotrioblásticos y en gran parte proceden de la rotura y poligonización de la plagioclasa previa. Tiene con frecuencia en su interior cristalitas muy finos de moscovita, y en algunos casos estos cristalitas pueden proceder de sillimanita previa.

La biotita se encuentra como láminas con contornos subidiomorfos a irregulares y tiene pleocroismo de castaño rojizo intenso a amarillento claro, puede estar notablemente corroída y sustituida por moscovita y los cristales se encuentran junto con la moscovita definiendo los planos de esquistosidad. Los cristales se encuentran netamente orientados pero poco deformados, debido a la recrystalización metamórfica. Puede tener bordes muy irregulares y se puede encontrar como restos en la moscovita que la sustituye. Tiene algunos halos pleocroicos negruzcos debidos a inclusiones de circón.

La moscovita forma láminas gruesas subidioblásticas con bordes más o menos irregulares y define los planos de esquistosidad junto con la biotita con la que puede formar agregados policristalinos complejos y elongados. Se observa que corroe y sustituye a la biotita. También se encuentran cristalitas muy finos y pequeños de moscovita de sustitución sobre la plagioclasa y en menor proporción sobre el FK.

Entre los minerales accesorios el más abundante en el apatito, que forma cristales de tamaño irregular y morfología irregular alotriomorfa que en ocasiones se aprecia que proceden de rotura de cristales previos. Tiene zonas irregulares turbias y anubarradas con tonos pardos y grisáceos. Los cristales pueden ser relativamente gruesos. Con relativa frecuencia se asocia a las bandas micáceas.

El circón no es muy abundante y se encuentra en general como inclusiones muy pequeñas en las biotitas que producen intensos halos negros pleocroicos.

En otros casos, en los ortoneises de Narrillos se observan texturas en mortero recrystalizadas con un conjunto de cristales más gruesos equidimensionales de microclina, plagioclasa, moscovita, biotita y cuarzo variablemente poligonizados, en una matriz granoblástica de grano fino heterogranular constituida por cuarzo, plagioclasa albitica, microclina y algunas micas. En esta roca se encuentra abundante turmalina accesorio en cristales subidiomorfos relativamente gruesos.

Los protolitos de estos neises corresponden a leucogranitos de dos micas predominantemente equigranulares.

Por lo que concierne a los leuconeises con núcleos de máficos (b) se tiene que en las zonas con intenso metamorfismo de bajas presiones se encuentran unos leuconeises migmatizados con nodulitos de cordierita que corresponden a la migmatización de rocas leuconeísicas similares a las anteriormente descritas.

Estas rocas tienen texturas granudas heterogranulares fundamentalmente alotriomorfas, con orientación mimética debida a la existente en el primitivo leuconeis.

Su mineralogía principal se compone de cuarzo plagioclasa ácida (oligoclasa) y microclina con proporciones accesorias de cordierita, biotita, sillimanita, apatito, circón y opacos. También se encuentran cantidades variables de moscovita de carácter retrógrado.

La cordierita en estas rocas forma masas y cristales irregulares de aspecto esponjoso totalmente pinnitizados y moscovitizados que engloban al resto de los componentes minerales. También se encuentra como masas pinnitizadas que han corroído a las micas que definían la esquistosidad del primitivo leuconeis.

La sillimanita se encuentra en forma de cristales aciculares o prismas finos aunque a veces se ve que definen pliegues de la esquistosidad principal en las que la sillimanita está formando áreas poligonales, lo que indica que las condiciones de recrystalización de este mineral han perdurado hasta después de la fase 3. La sillimanita se observa en ocasiones que crece a expensas de biotita y está con posterioridad parcialmente retrogradada a moscovita.

La masa de estas rocas está formada por un conjunto granudo sacaroide inequigranular que corresponde a un "neosoma" aplitoide en el que "flotan" cristales residuales más gruesos de cuarzo y feldespatos del leuconeis premigmatizado, así como agregados planares de micas y sillimanita que corresponden a las primitivas bandas micáceas.

La secuencia metamórfica evidencia cristalización de sillimanita a expensas de las micas de la esquistosidad. La cordierita es posterior a la sillimanita y engloba a biotita y sillimanita y crece a expensas de ellas. Los agregados nodulares de cordierita se concentran en las porciones fundidas del neosoma granitoide.

En estas rocas el grado de migmatización es variable, encontrándose tipos con menor grado de fusión y formación de neosoma granitoide y en los que la estructura neísica original está mejor definida a pesar de la fortísima recrystalización. En algún caso, se encuentran granates relictos parcialmente blindados en zonas ricas en cuarzo. En sus grietas se observa que se está transformando a biotita.

4.1.1.2. *Ortoneises biotíticos de Bercimuelle (3)*

Afloran al SE de la zona de estudio (menos de medio km²) estando la mayor parte del cuerpo ortonéísico en la Hoja 529 (Sta. María del Berrocal). Los contactos con el encajante son

netos aunque al igual que en los leucones no pueden deducirse criterios de intrusividad debido a la deformación D_2 . Está fuertemente afectado (sobre todo al E del cuerpo) por el metamorfismo M_2 .

Es un granitoide densamente porfídico con megacristales tabulares, alargados de feldespato potásico separados a distancia de menos de 1 cm y casi exclusivamente biotítico.

Presentan, sin embargo, una cierta heterogeneidad de facies, posiblemente condicionada por la deformación; así es frecuente observar tramos de afloramiento en los que los megacristales de feldespato tienen hábitos globosos con sombras de presión en los extremos y rodeados por la deformación penetrativa S_2 que está definida por una orientación predominante de los componentes de la matriz, mostrando estiramiento de cuarzos y feldespatos y alineación grosera de filosilicatos (biotita) que en conjunto definen una orientación N110E y buzamiento entre 25 y 40° N. Entre esos tramos deformados pueden preservarse porciones de afloramiento, en forma de huso, en que los porfidoclastos tienen hábito prismático, idiomorfos, con tamaños que oscilan de 1 a 4 cm en sus dimensiones mayores (promedio 1 a 3) y un grosor que no supera los 0'5 mm en una matriz con granulometría gruesa. Esta matriz se compone de cuarzo, feldespato y biotita (6-8%). Hay moscovitización histerógena generalizada. El color es algo verdoso cuando está fresca la roca y crema cuando está alterada.

Es prácticamente imposible determinar si en el protolito había estructuras de flujo debido a la superposición de la deformación D_2 y al metamorfismo de bajas presiones.

Asociados a los ortoneises se reconocen diquecillos de leucogranitos y aplitas, con turmalina y microenclaves surmicáceos fuertemente estirados por la deformación. Hay enclaves de cuarzo y de granito microgranado.

Estas rocas presentan texturas inequigranulares blastoporfidicas foliadas de grano grueso, que corresponden a la recrystalización metamórfica de un protolito granítico porfídico.

Su mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa ácida, microclina, biotita, sillimanita, andalucita y cordierita, encontrándose también moscovita de crecimiento tardío, retrometamórfica.

La mineralogía se encuentra poco deformada con posterioridad a la recrystalización metamórfica principal.

El cuarzo forma cristales equidimensionales alotrioblásticos que pueden estar variablemente cuarteados.

La microclina se puede encontrar formando glándulas grandes groseramente subdiomorfas y variablemente polygonizadas o cristales menores alotrioblásticos pertíticos que pueden incluir a la plagioclasa y al cuarzo. Puede presentar maclas de Carlsbad o rudimentos de maclación en enrejado. Pueden tener intercrecimientos complejos con la plagioclasa.

La plagioclasa forma cristales generalmente alotrioblásticos que en ocasiones se observa proceden de la recrystalización de individuos mayores previos. Tiene maclación polisintética en general bien definida y puede presentar bordes ácidos en contacto con el feldespato potásico.

La biotita tiene pleocroismo de rojizo intenso a castaño amarillento muy claro y se encuentra como cristales alotrioblásticos a subidioblásticos que suelen formar agrupaciones, en general elongadas, que definen la foliación grosera del neis. Puede estar fuertemente sustituida por sillimanita, cordierita y andalucita. También puede crecer sobre cordieritas alteradas a pinnita.

La sillimanita forma madejas fibrolíticas o prismas finos aciculares orientados con la foliación. Con frecuencia se observa que crece a expensas de la biotita. Puede estar incluida en cordierita, andalucita, plagioclasa y feldespato potásico en algún caso.

La cordierita forma cristales alotrioblásticos a subidioblásticos que con frecuencia están muy pinnitizados o sustituidos por moscovita y biotita. En general, se observa que crece sobre agregados biotíticos o biotítico-sillimaníticos a los que corroe, aunque también puede encontrarse como cristales aislados que en general son más idioblásticos. Puede incluir sillimanita y andalucita.

La andalucita forma cristales subidioblásticos que en ocasiones se observa que crecen sobre biotita. En ocasiones se observa que incluye fibras de sillimanita.

La moscovita es exclusivamente de carácter retrometamórfico; forma blastos con hábito diverso que crecen sobre la sillimanita, biotita, cordierita y feldespatos.

Como minerales accesorios se encuentran circón, apatito y opacos. El circón puede estar incluido en biotita, definiendo halos pleocroicos.

El grado de deformación de los minerales con posterioridad al climax del metamorfismo de bajas presiones es escasísimo, observándose con frecuencia texturas granoblásticas con puntos triples, totalmente indeformados.

Se han alcanzado condiciones de Sill-Cord-FK fuera del campo de estabilidad de la moscovita, que es totalmente retrometamórfica.

4.1.2. **Granitoides hercínicos**

Se describen en este apartado las unidades graníticas del área de estudio cuyo emplazamiento está cronológicamente relacionado bien con la tercera fase de deformación hercínica (granitos porfídicos sincinemáticos de El Risco) o bien con posterioridad a ella (rocas básicas, conjunto granítico Los Santos-Valdelacasa y granitoides heterogéneos de la mina de Los Santos).

4.1.2.1. *Granitos porfídicos sincinemáticos de El Risco con megacristales. a) inequigranular (4)*

El Plutón de El Risco, granito precoz, de FRANCO *et al.* (1986), aflora al SE de la Hoja penetrando una pequeña parte del mismo en la Hoja n.º 553, Béjar. Recibe su nombre de un resalte topográfico característico, tiene una forma cartográfica arriñonada y alargada ocupando una extensión de unos 12 km² (total del macizo).

Se distinguen en él dos facies principales que se individualizan cartográficamente. La facies común (4) está representada por monzogranitos biotíticos con carácter porfídico que conforman la mayor parte del macizo y se ubican al W del mismo. La facies diferenciada (4a) corresponde a leucogranitos biotíticos no porfídicos que se sitúan al E del macizo.

Este plutón se emplaza en los sedimentos de la formación Monterrubio ubicada al N y al W con contactos netos discordantes, así como también corta mecánicamente a los leucones con núcleos de máficos (2a). El límite sur está determinado por la intrusión posterior de la granodiorita porfídica deformada (6a) y las rocas básicas asociadas a ella (5, 5a). Esta granodiorita es posterior como se deduce de la observación de la cartografía, cortante en el E y con indentaciones en el S, aparte de encontrarse diques de granodiorita inyectados en El Risco y enclaves de éste dentro de la granodiorita.

La facies con megacristales o facies común corresponde a monzogranitos biotíticos con cordierita, porfídicos, con porfidoismo denso y en general homogéneo. El color es blanco-crema y el carácter porfídico está determinado con secciones rectangulares alargadas. La longitud más común de los megacristales fluctúa entre 1,5 y 3 cm. El tamaño de grano del resto de los minerales es medio-grueso, fluctuando en general entre 2 y 7 mm. Es frecuente la presencia de cordierita, que forma cristales prismáticos, de tamaños que suelen ser superiores a 5 mm. El mineral micáceo predominante es la biotita, encontrándose proporciones accesorias de moscovita. Estos granitos tienen orientación generalizada de megacristales. No es rara la presencia de enclaves microgranudos en estas rocas, aunque son poco abundantes, y es frecuente la presencia de microenclaves metamórficos micáceos, diques aplíticos y pegmatitas con turmalina.

La composición mineralógica tiene como minerales principales cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita; como accesorios cordierita, moscovita, andalucita, sillimanita, apatito, circón, opacos, fluorita y rutilo, y como secundarios clorita, moscovita, pinnita, rutilo, clinozoisita y carbonatos.

Composicionalmente estas rocas corresponden a monzogranitos biotíticos con cordierita. Tienen textura porfídica definida por la presencia de megacristales de feldespato potásico que destacan sobre el resto de los componentes de la roca que constituyen un conjunto hipidiomorfo de grano medio-grueso.

Se observan roturas y poligonizaciones parciales de algunos minerales, con intensidad variable, producidas por efecto de la deformación, aunque en general no son muy intensas. Los efectos más visibles consisten en el cuarteamiento del cuarzo, deformación de maclas de la plagioclasa y poligonización parcial de la biotita. Es relativamente frecuente que los megacristales de microclina presenten sistemas reticulares de grietas con sustituciones de moscovita a favor de ellas. También la microclina puede estar parcialmente poligonizada.

La cordierita se encuentra como cristales subidiomorfos prismáticos que suelen estar muy alterados a agregados micáceos complejos o a productos amorfos con tintes violáceos.

La facies diferenciada inequigranular (4a) corresponde a leucogranitos biotíticos con cordierita y moscovita accesoria. Tienen tamaños de grano medio a medio grueso y varían de equigranulares a heterogranulares. Las dimensiones de los componentes minerales fluctúan entre 1 y 6 mm. Tienen coloraciones blanquecinas y es bastante característico que la biotita tienda a formar láminas finas poco idiomorfas.

Estos leucogranitos pueden asociarse a heterogeneidades aplíticas y pegmatíticas, y localmente en las zonas próximas a los monzogranitos porfídicos de la facies común se puede encontrar una notable heterogeneidad con facies aplitoides y granitoides porfídicos heterogéneos. En los leucogranitos no se encuentran enclaves microgranudos y los xenolitos metamórficos son escasos. Estas rocas presentan orientaciones deformativas.

La composición mineralógica es la siguiente: minerales principales son cuarzo, microclina, plagioclasa; accesorios son biotita, cordierita, moscovita, andalucita, sillimanita, espinela, apatito, opacos, corindón y circón, y como secundarios se tiene moscovita, clorita, opacos, rutilo y clinozoisita.

La composición de estas rocas corresponde a leucogranito con biotita y cordierita. Tienen textura equigranular o heterogranular (a escala microscópica) panalotriomorfa. Con mucha frecuencia se observan importantes recrystalizaciones del cuarzo y los feldespatos, definiéndose dominios granoblásticos. En los cristales de microclina pueden observarse grietas con rellenos y sustitución de moscovita. Por efecto de las recrystalizaciones pueden producirse complejas sustituciones entre plagioclasa y microclina.

La biotita presenta con frecuencia corrosiones y crecimientos de cordierita y en algunos casos de sillimanita sobre ella. En algunos casos, se encuentran cristalitos de espinela verde y posiblemente de corindón asociados a restos de biotita procedentes de la corrosión de un cristal mayor.

La moscovita en su mayor parte es de carácter secundario.

Estas transformaciones y recrystalizaciones son debidas a la intrusión de granitoides biotíticos posteriores al emplazamiento del macizo de El Risco.

De acuerdo con la cartografía, el plutón de El Risco es intrusivo respecto a todos los materiales afectados por la deformación D_2 . Por otra parte, la cartografía del macizo define una geometría alargada, subparalela a los ejes o lineaciones de D_3 y en la facies común porfídica se detectan orientaciones de megacristales de feldespato subparalelos a los ejes anteriores. En ocasiones, estos megacristales y algunas biotitas están deformados, lo que nos induce a pensar en una intrusión sin-tardicinemática con respecto a la deformación D_3 .

4.1.2.2. Rocas básicas, Gabros-tonalitas. a) tonalitas-granodioritas (5). Gabros-tonalitas

Estas rocas corresponden a una serie de enclaves y megaenclaves (desde 1 km² a algunas decenas de m²) aflorantes al SE de la Hoja que están inmersos en una masa híbrida de gra-

nodioritas biotítico-anfibólicas, tonalitas y cuarzodioritas anfibólico-biotíticas, que son producto de la mezcla e hibridación de los magmas básicos de los que procede este grupo de rocas con los magmas graníticos regionales. Esto causa una apreciable complejidad morfológica y composicional de los afloramientos que no constituyen en ningún caso masas continuas y homogéneas. En este conjunto litológico se encuentran las rocas más básicas y máficas de la Hoja que pueden tener composiciones que varían desde gabronoritas olivínicas a cuarzodioritas anfibólicas biotíticas.

Estudios previos de estos cuerpos, además de otros semejantes en áreas adyacentes, han sido realizados por FRANCO (1980) que describe la mayoría de los afloramientos y por el Departamento de Petrología y Geoquímica de Salamanca (1983) donde se les incluye en la Serie "Appinitica". Posteriormente, FRANCO, *et al.* (1986) presentan un trabajo sobre los distintos afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas del extremo occidental de la Sierra de Ávila, y FRANCO *et al.* (1987) estudian los afloramientos de El Mirón (Hoja de Santa María del Berrocal) aportando datos geoquímicos y de análisis de minerales.

El aspecto del afloramiento es generalmente en "bolos" por alteración concéntrica y el contacto de los mismos con los granitos del entorno (cuando es visible y no está alterado) es gradual o difuso. Es frecuente encontrar en este tránsito numerosos enclaves, tanto microgranulares como metamórficos (de tamaño centimétrico a métrico), alargados según la dirección N20-40E.

A pesar del pequeño tamaño, estos cuerpos presentan gran variabilidad composicional y de facies que se refleja en el aspecto del afloramiento. Normalmente, tienen tonalidades de verde oscuro a gris. El tamaño de grano es medio aunque puede variar en pequeños tramos de afloramiento; cuando es más grueso la composición es más básica.

Las texturas de estas rocas pueden variar entre diabásicas y equigranulares hipidiomorfas de grano medio. En algunos casos se aprecia un cierto grado de recrystalización de los minerales, sobre todo de plagioclasa, biotita y anfíbol.

La mineralogía principal de estas rocas es relativamente variable y puede constar de plagioclasa, anfíbol, biotita, + olivino, + clinopiroxeno, + ortopiroxeno, + cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran apatito, opacos y titanita. Entre los minerales secundarios pueden aparecer clorita, sericita, actinolita, titanita, epidota, clinozoisita, serpentina y talco.

La plagioclasa se encuentra como cristales subidiomorfos, que en algunos casos forman un entramado diabásico; tiene maclación polisintética y compleja. La zonación es variable dependiendo de las litologías, encontrándose zonados continuos a oscilatorios difusos y apreciándose también en otros casos zonados en parche. La basicidad es elevada en las rocas gabronoríticas, alcanzándose en algunos núcleos composiciones de bytownita. En las rocas cuarzodioríticas se observa en algunos casos un grado apreciable de poligonización de la plagioclasa.

La biotita, en algunas rocas es bastante escasa y se restringe principalmente a crecimientos alotrioblásticos sobre los anfíboles. Su composición y aspecto es bastante variable; así, en las

rocas gabronoríticas se encuentran tipos flogopíticos de color castaño, pleocroico a tonos amarillentos muy pálidos, y su crecimiento es bastante tardío, presentando hábitos intersticiales. En las rocas menos básicas, los cristales tienen un mayor grado de idiomorfismo, y su coloración es castaño rojizo, correspondiendo a tipos menos ricos en magnesio. Puede contener inclusiones de opacos y de apatito y ocasionalmente puede estar incluido en anfíbol. Es relativamente frecuente que forme crecimientos de sustitución parcial sobre el anfíbol. En algunas rocas puede estar parcialmente recrystalizada, apreciándose la concentración de minerales opacos de grano fino en los límites de los subgránulos.

El anfíbol es en general el mineral ferromagnesiano más abundante y se encuentra con diversos hábitos. Así, hay tipos de aspecto más temprano que tienen colores verdes o verde-marrones que tienen hábitos subidiomorfos. En estos anfíboles pueden encontrarse núcleos sucios llenos de incisiones muy finas que corresponden al desequilibrio de una zonación previa. Estos individuos pueden presentar maclados polisintéticos. Creciendo sobre estos anfíboles o formando agregados policristalinos independientes, se encuentran anfíboles de coloración más pálida o incoloros que tienen hábitos irregulares y formas aciculares o desflecadas. Estos anfíboles son de tipo actinolítico y proceden de la transformación de anfíboles y minerales ferromagnesianos previos.

En las rocas gabronoríticas se encuentran anfíboles de tono castaño muy pálido que tienen una marcada tendencia a constituir crecimientos intersticiales y poiquilíticos. También en estas rocas se encuentran otros anfíboles verdosos que parecen de crecimiento más temprano.

En relación con las transformaciones de los anfíboles, también se observan crecimientos de sustitución de biotita sobre ellos. La degradación de los anfíboles primarios puede ser fortísima, encontrándose en algunos casos una sustitución prácticamente total por anfíboles actinolíticos fibrosos.

El clinopiroxeno en las rocas más básicas forma individuos vagamente subidiomorfos a alotriomorfos, de color pálido grisáceo o con tenues tintes rosados. Puede presentar transformaciones marginales a anfíbol, observándose en alguna ocasión límites complejos de aspecto simplectitoide entre ambos minerales. En las rocas más evolucionadas se encuentra en menor cantidad, y no es raro que se restrinja a restos incluidos en algunos anfíboles.

El ortopiroxeno se restringe a las rocas más básicas, en las que aparece como cristales subidiomorfos a alotriomorfos pero en general con un mayor idiomorfismo que el clinopiroxeno, aunque tiende a acomodarse a los espacios entre las plagioclasas. Puede formar algunos cristales de mayor tamaño que destacan sobre el conjunto y sus coloraciones son muy pálidas. Se encuentra variablemente transformado a talco y anfíbol secundario.

El olivino sólo aparece en las rocas gabronoríticas, en las que forma cristales alotriomorfos equidimensionales, a vagamente subidiomorfos, con grietas negruzcas debido a la presencia de opacos muy finos. Puede encontrarse incluido en el ortopiroxeno, en el clinopiroxeno y ocasionalmente en el anfíbol primario. Algunos cristales presentan bordes de transformación simplectitoides con fuerte retrogradación a talco y a productos serpentínicos en los que se encuentran restos de anfíboles y ortopiroxenos. El olivino puede, en algún caso,

contener alguna inclusión de plagioclasa, y puede encontrarse variablemente transformado a serpentina.

El cuarzo en estas rocas queda en general restringido a proporciones accesorias, no apareciendo en los tipos más básicos. Aparece como pequeños cristales alotriomorfos de crecimiento intersticial.

El apatito forma comunmente pequeños cristales prismáticos, cortos y gruesos que pueden estar incluidos en plagioclasa, anfíbol y biotita.

El circón es en general bastante escaso, sobre todo en las rocas más básicas, y suele encontrarse como inclusiones idiomorfas muy pequeñas en la biotita o en el anfíbol.

Los minerales opacos primarios con frecuencia se encuentran como inclusiones con hábito irregular y alotriomorfo en los anfíboles y en la biotita. También se encuentran entre los productos de reacción marginal de olivino.

La titanita forma pequeños cristales poco idiomorfos dispersos o asociados a algunos anfíboles. También puede encontrarse creciendo junto a algunos minerales opacos. Es menos frecuente en estas rocas que en las de carácter más básico relacionadas con ellas.

Entre los minerales secundarios se encuentran agregados y masas irregulares de grano muy fino y morfología muy diversa, con sericita, epidota-clinozoisita y prehnita que proceden de la alteración de la plagioclasa. En relación con la retrogradación de anfíboles y piroxenos, se encuentran agregados irregulares fibrosos de anfíboles secundarios tremolítico-actinolíticos, entre los que se encuentran gránulos finos de opacos y titanita.

Como productos asociados a la alteración de la biotita aparecen clorita, titanita, opacos, rutilo y prehnita, que pueden encontrarse como inclusiones interfoliares en el antiguo cristal de mica. También se encuentran serpentina y talco procedentes de la alteración del olivino y el ortopiroxeno.

a) *Tonalitas-granodioritas*

Dentro de este grupo litológico se incluye un conjunto de rocas relativamente heterogéneo que se caracteriza en general por tener un contenido en minerales oscuros superior al de las granodioritas y monzogranitos en los que aparecen como enclaves. Como se ha dicho anteriormente estos enclaves se encuentran en relación con los procesos de disgregación y mezcla de una serie de rocas de naturaleza más básica con los magmas graníticos regionales.

Estos cuerpos presentan, en la zona SE de la Hoja, unas tonalidades gris-oscuras con megacristales de feldespato largos y de hábito tabular (o ausencia de ellos) en una roca granuda de grano medio-grueso con alto porcentaje de biotita (17%). Son aquí frecuentes los costillares o venas centimétricas cuarzo-feldespáticas de dirección N110-130E y las estructuras de flujo "layering" con un bandeado centimétrico claro-oscuro de dirección N40E. En el área de

Valdelacasa el aspecto del afloramiento es verde-grisáceo, la roca tiene fenocristales de plagioclasa (3 mm) en una matriz microgranuda en la que también destacan placas de biotita (2 mm) individualizadas y cristales de anfíbol.

Estas rocas, desde un punto de vista petrográfico, corresponden a tonalitas y cuarzodioritas biotíticas y biotítico-anfibólicas.

Estas rocas, presentan texturas hipidiomorfas equigranulares de grano medio que varían a tipos de grano fino microgranudo en las que en ocasiones pueden definirse tendencias algo porfídicas por la presencia de algunos fenocristales de plagioclasa, y más raramente de biotita, anfíbol o cuarzo. En alguna de estas rocas se aprecian fábricas algo orientadas, con cierta recristalización de los minerales, que suele ser patente en la plagioclasa y en la biotita.

La mineralogía principal está compuesta por plagioclasa, biotita + anfíbol y cuarzo. Entre los minerales accesorios siempre se encuentran apatito, circón y opacos, y dependiendo de los casos allanita, titanita y feldespato potásico. Como minerales secundarios aparecen sericita, prehnita, clorita, titanita y opacos.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos, bien definidos, con maclación polisintética y compleja. Puede tener zonación continua-difusa poco definida o zonación concéntrica oscilatoria poco acentuada. También se puede presentar zonada en parches. En algunas muestras pueden encontrarse algunos cristales de plagioclasa de algo mayor tamaño que contienen con frecuencia numerosas inclusiones poiquilíticas de anfíbol. Las inclusiones más comunes en este mineral suelen ser de biotita, y en menor proporción de cuarzo. Es bastante frecuente la alteración preferencial de algunas zonas más básicas o de los núcleos, que puede llegar a ser muy intensa. Puede presentar algunos parches antipertíticos de feldespato potásico y en algunas muestras puede estar parcialmente polygonizada.

La biotita es en general el mineral ferromagnesiano más abundante. Tiene color que varía de castaño rojizo a amarillento claro, y sus tamaños son muy variables aunque inferiores a los de la plagioclasa. Su hábito es también bastante variable y fluctúa entre cristales groseramente subidiomorfos a alotriomorfos, y es bastante común que forme agregados policristalinos. Las inclusiones más comunes son de apatito, y no es raro que se asocien a ella cristales de titanita con hábitos generalmente alotriomorfos. Puede formar crecimientos sobre anfíboles, y sustituirlos parcialmente. En algunos casos puede estar apreciablemente recristalizada, encontrándose individuos en los que la deformación se resuelve en polygonizaciones. En algunas rocas los minerales opacos aparecen principalmente como inclusiones en los agregados policristalinos de biotita.

El anfíbol, en las rocas en que es menos abundante, se encuentra como cristales alotriomorfos con bordes irregulares y coloraciones verdoso-claras pleocroicos a tonos más pálidos. Puede presentar aspecto fibroso, y no es raro que esté parcialmente sustituido por biotita. En las rocas en que abunda más, hay cristales con mayor idiomorfismo, que pueden estar intensamente sustituidos por un anfíbol posterior, que crece granoblásticamente sobre él. El anfíbol más temprano tiene color verde con tinciones marrones irregulares, y no es raro que se encuentre titanita en relación con las transformaciones referidas. Puede tener maclado

polisintético y también se encuentra parcialmente sustituido por biotita. Los cristales de anfíbol de mayor tamaño suelen tener aspecto sucio debido a la presencia de múltiples inclusiones de grano fino asociadas a un reajuste. Estas inclusiones en algunos casos se concentran en los núcleos del mineral.

El cuarzo se encuentra en proporciones subordinadas y en su mayor parte forma cristales alotriomorfos que se acomodan intersticialmente al resto de los minerales principales. También en escasa proporción puede aparecer como inclusiones irregulares o redondeadas en la plagioclasa y en la biotita. En las rocas más ácidas puede constituir individuos de mayor tamaño, en ocasiones con hábitos poiquilíticos.

El apatito forma cristales idiomorfos o subidiomorfos, con hábitos prismáticos gruesos a finos, predominando estos últimos en las rocas de texturas microgranudas-microdiabásicas. Puede estar incluido en la biotita o en la plagioclasa.

El circón no es abundante, y en general se encuentra como pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos, que pueden estar incluidos en biotita, plagioclasa o anfíbol.

Las titanita es un mineral relativamente frecuente y suele formar cristales pequeños, con hábitos alotriomorfos. Suele estar asociada a la biotita y en general es más abundante en las rocas anfibólicas, en las que en parte se forma como producto de la transformación del anfíbol primario. Puede también encontrarse dispersa entre el conjunto de los minerales, o en algunos casos, incluida en la plagioclasa.

Los minerales opacos pueden encontrarse como pequeños cristales incluidos en biotitas dispersas. Algunos de ellos presentan transformaciones marginales a titanita.

La allanita tiende a ser más frecuente en las rocas más ricas en anfíbol, en las que puede encontrarse como inclusión en este mineral. Es frecuente que tenga zonaciones concéntricas complejas y transformaciones a productos secundarios que pueden ser zonales.

La microclina puede aparecer en alguna de las rocas más ácidas en tránsito a variedades granodioríticas. En estas rocas puede formar cristales intersticiales con hábitos poiquilíticos. Es algo pertítica y puede tener rudimentos de maclación en enrejado.

Como minerales secundarios pueden encontrarse clorita, prehnita, epidota y titanita relacionadas con la alteración a la biotita, y sericita, prehnita y epidota-clinozoinita como productos de transformación de la plagioclasa. También se encuentra titanita asociada a las transformaciones de los anfíboles y de algunos minerales opacos.

4.1.2.3. *Conjunto granítico Los Santos-Valdelacasa*

Ocupa una extensión aproximada de 65 km² y recibe su nombre de dos localidades ubicadas al SO de la Hoja. A escala cartográfica resultan diferenciables dos grupos litológicos. Uno de estos grupos (Valdelacasa) es el de mayor extensión y está formado por monzogranitos

biotíticos, con alto porfidismo de cristales de feldespato, heterométricos, que presentan débil orientación de flujo. En relación con este grupo se encuentran rocas de carácter más heterogéneo, que presentan transiciones graduales, circunscritas exclusivamente al entorno de las rocas básicas descritas en el apartado anterior. El otro grupo (Los Santos) es más pequeño de extensión y se compone de monzogranitos biotíticos con moscovita accesoria, porfídicos, con orientación acusada de megacristales de feldespato, biotita y enclaves microgranudos; hacia el N y en contacto con los metasedimentos se diferencia una facies equigranular de porfidismo menos acusado o carente de él.

El relieve de este conjunto está muy condicionado por los diques tardihercínicos de dirección N40E "Sierros". Las morfología de penedos con frecuente disyunción bolar es más acusada en el grupo Valdelacasa, donde se generan lomas subparalelas a la dirección citada, en contraposición al grupo de Los Santos, que determina una morfología de lanchar más adaptada a la superficie topográfica y que también genera bolos y bloques aunque de menor tamaño y de distribución mucho más irregular.

El contacto entre este conjunto granítico y los metasedimentos es neto e intrusivo prácticamente en todo el área, observándose únicamente relaciones de contacto más complejas en zonas puntuales del extremo SE, donde los materiales encajantes tienen cierto grado de migmatización. El contacto con las rocas básicas ha sido descrito en el apartado anterior. El contacto entre los grupos Valdelacasa y Los Santos es híbrido y está determinado por una banda de escala decamétrica en la que existe gran profusión de enclaves centi-decimétricos, de rocas microgranudas y metamórficas; en esta banda se observan retazos de uno y otro grupo sin límites definidos en los que se observan bolsadas de acumulación de megacristales con porfidismo acentuado y propias del grupo Valdelacasa con facies de hábitos menos porfídicos pero de megacristales más alargados, más propias del grupo de Los Santos. Distribuidas por el afloramiento son frecuentes las alineaciones biotíticas (de anchura centimétrica) que dibujan figuras geométricas de aspecto turbulento. Las observaciones realizadas en estos dos grupos ponen de manifiesto un mayor contraste entre ellos debido probablemente a que la intrusión del grupo Valdelacasa es ligeramente más tardía que la del grupo de Los Santos. En cualquier caso, el contacto entre ambos grupos se puede trazar en un mapa. De naturaleza diferente es el contacto dentro del grupo de Los Santos entre la facies equigranular y la porfídica, de características difusas, en el que la relación más evidente es la pérdida gradual de porfidismo y enclaves de la facies de Los Santos.

4.1.2.3.1. **Monzogranitos biotíticos de Valdelacasa (6a)**

Este conjunto plutónico está constituido fundamentalmente por monzogranitos y granodioritas biotíticas porfídicas. Como se ha indicado anteriormente, los contactos intrusivos con los granitoides de Los Santos son difícilmente observables debido a la relativa semejanza petrológica entre ambas unidades. Asimismo presentan contactos intrusivos complejos y relaciones de hibridación con el conjunto de rocas básicas anteriormente descrito.

La facies predominante de esta unidad plutónica está constituida por monzogranitos biotíticos, con porfidismo determinado por la presencia de megacristales de feldespato potásico,

en general bien contrastados frente a una matriz hipidiomorfa de grano medio a medio grueso. El porfidismo es en general denso, parece aumentar de E a W y los megacristales de feldespato, muy heterogéneos, pueden alcanzar los 7 cm en su dimensión mayor. Presentan débil orientación N100- 130E y hábitos idiomorfos, variando desde prismáticos cortos a tabulares alargados. La matriz suele ser de grano medio (promedio 2-3 mm) pudiendo alcanzar los 5 mm y tiene gran proporción biotítica (10-14%). Estas rocas son en general más ricas en biotita que las de la unidad de Los Santos.

Los enclaves más frecuentes en este macizo corresponden a rocas microgranudas de grano fino ricas en biotita y de coloración gris oscura y negruzca y composición tonalítica o cuar-zodiorítica, son subredondeados y normalmente de tamaño decimétrico. También y de forma más restringida se encuentran enclaves de rocas metamórficas esquistosas pero cuya dimen-sión máxima no excede de los 5 cm. Pueden presentar texturas porfídicas definidas por feno-cristales de feldespato o por agregados biotíticos; los límites con el monzogranito son netos pero soldados.

El conjunto filoniano asociado a estos granitos es relativamente escaso, únicamente se detectan bolsadas de granitos aplíticos en forma de masas irregulares y algún diquecillo, de escala centimétrica, aplítico, con direcciones que oscilan entre N120E-N150E. En general, estos granitos representan la facies más común del área Béjar-Plasencia, UGIDOS (1973).

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita. Los minerales accesorios más comunes son apatito, circón y minerales opacos, y entre los mine- rales secundarios se encuentra clorita, sericita, titanita, epidota y moscovita.

El cuarzo constituye cristales alotriomorfos gruesos, que suelen estar subdivididos a indivi- duos menores con extinción ondulante y límites irregulares. Es intersticial a la plagioclasa y a la biotita pero puede desarrollar límites algo subidiomorfos frente al feldespato potásico. También se encuentra en menor proporción como cristales pequeños subredondeados a subidiomorfos de cristalización más temprana incluidos en las plagioclasas y en el feldespato potásico. En proporciones muy limitadas, también se encuentra junto con la plagioclasa for- mando parte de los crecimientos mirmequíticos.

El feldespato potásico es microclina. Puede formar megacristales subidiomorfos con bordes engranados con el resto de los componentes de la matriz y con abundantes inclusiones poi- quilíticas de plagioclasa, biotita, y en menor cantidad de cuarzo. También, se encuentra como individuos menores, alotriomorfos o intersticiales. Es netamente pertítico con pertitas en láminas finas o ramificadas y puede tener maclas de Carlsbad. En escasa proporción, el feldespato potásico aparece formando parches antipertíticos en algunas plagioclasas.

La plagioclasa forma en general cristales subidiomorfos, pero también constituye individuos de idiomorfismo más bajo o alotriomorfos. Tiene maclado polisintético y complejo y puede presentar zonación oscilatoria concéntrica y es más patente en los cristales mayores y más idiomorfos, en los que puede estar resaltada por alteración diferencial; también en algunos individuos puede tener zonado en parches. Puede contener como inclusiones biotita y algu- nos cuarzos con hábitos subredondeados, subidiomorfos o reticulares. Su composición

corresponde a oligoclasa con bordes más ácidos que pueden ser mirmequíticos y lobulados en contacto con la microclina. Pueden encontrarse cristales de plagioclasa constituyendo glomérulos en sinneusis.

La biotita es en estas rocas el único mineral micáceo. Forma cristales con hábitos que varían de subidiomorfos a alotriomorfos. Tiene color rojizo, pleocroico a castaño amarillento claro, y en ella son frecuentes las inclusiones de prismas finos de apatito y de pequeños circones. No es raro que se agrupe en pequeños agregados policristalinos de escaso número de cristales. Puede estar variablemente transformada por retrogradaciones a clorita, opacos, esfena, epidota y prehnita.

El circón es uno de los minerales accesorios más abundante y se encuentra casi siempre como pequeñas inclusiones idiomorfas y subidiomorfas en la biotita, aunque algunos individuos pueden tener hábitos subredondeados. Fuera de las biotitas aparece con menos frecuencia, pero es en estos casos en los que se encuentran los circones de mayor tamaño.

El apatito aparece con carácter generalizado en estos granitoides y se asocia principalmente a inclusiones en la biotita, que tienen hábitos prismáticos finos; también puede encontrarse incluido en los feldespatos.

Los minerales opacos son en general bastante escasos y con frecuencia constituyen pequeñas inclusiones alotriomorfas en la biotita o en los agregados policristalinos de este material.

En relación con las transformaciones secundarias se encuentran agregados de grano muy fino de sericita, prehnita y clinozoisita formando sustituciones irregulares o zonales sobre la plagioclasa. En los procesos de degradación de la biotita se producen clorita, opacos y esfena que forman agregados irregulares de sustitución sobre ella. También en este proceso se puede generar algo de feldespato potásico secundario. La moscovita secundaria es en general muy escasa y se encuentra como producto de transformación de feldespato potásico en biotita.

4.1.2.3.2. ***Monzogranitos biotíticos de Los Santos (6b)***

Esta unidad granítica está constituida principalmente por monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales de feldespato potásico. El porfidismo es menos acusado que en el de Valdelacasa y a escala de campo la principal diferencia es que el hábito de los megacristales de feldespato es mucho más alargado (en proporción a la anchura), que tienen una proporción menor de biotita (confiere una coloración grisácea más clara) en torno al 8-10% y que está orientada como los fenocristales de feldespato según una dirección que oscila entre N70E y N100E. El porfidismo está heterogéneamente repartido en bolsas unas veces, otras en pasillos, los megacristales tienen hábitos tabulares, idiomorfos, con bordes muy bien definidos. La matriz es de grano medio-grueso. Los enclaves microgranudos y metamórficos (menos abundantes) aparecen elongados según la dirección citada. No es raro observar enclaves que incluyen a otros. La cordierita (prismática) puede alcanzar 1 cm. El cortejo filoniano es escaso y en algún diquecillo de pegmatita se detectó turmalina.

Estos granitos pasan gradualmente a una facies equigranular (por pérdida de fenocristales de feldespato) hacia el NW (6c). Esta facies da menos relieve, los afloramientos son más esporádicos y están más alterados que en la zona de Los Santos. Tiene grano grueso y presencia de diques de aplitas-pegmatita N60-N160E. Los enclaves, como en Los Santos, aparecen elongados aunque aumenta la profusión de microxenolitos de escala centimétrica.

La mineralogía principal de estos granitoides consta de cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita. Los minerales accesorios más comunes son moscovita, apatito, circón, y minerales secundarios se encuentran moscovita, sericita, clorita, epidota y feldespato potásico.

El cuarzo forma en general cristales alotriomorfos equidimensionales que suelen encontrarse subdivididos en individuos menores con formas irregulares y con extinción ondulante. También se encuentra como inclusiones subredondeadas a groseramente subidiomorfos en algunas plagioclasas o biotitas, que corresponden a cuarzoes de cristalización temprana, o como individuos irregulares de cristalización más tardía.

La plagioclasa más común corresponde a oligoclasa y forma cristales subidiomorfos o vagamente subidiomorfos que tienen maclado polisintético y complejo; tienen zonación variablemente definida que puede ser tenuemente oscilatoria o continua, y en general es menos acentuada que en los granitoides de Valdelacasa. En algunas rocas, la zonación de este mineral puede ser algo más contrastada y se definen zonados en parches. Algunos cristales pueden constituir pequeños agregados en sinneusis. En contacto con el feldespato potásico se definen bordes ácidos y mirmequíticos en la plagioclasa, y también se observan en ocasiones parches antipertíticos de microclina sobre ella. Este mineral también se presenta como inclusiones idiomorfas y subidiomorfas en el feldespato potásico.

Entre las transformaciones más comunes que presenta, se observan crecimientos de pequeñas láminas de moscovita y sericitizaciones en los núcleos más básicos o en algunas zonas.

La microclina puede formar megacristales groseramente subidiomorfos o cristales de menor tamaño con hábitos alotriomorfos o intersticiales. Los megacristales tienen perfitas finas y ramificadas y en ellos son abundantes las inclusiones poiquilíticas de biotita y plagioclasa. Puede presentar maclación según la ley de Carlsbad. La biotita es el mineral micáceo principal, y forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos de menor tamaño que el resto de los componentes principales. Tienen un pleocroismo que fluctúa entre coloraciones rojizo-castaño intensas y amarillento-castaño claro. Puede encontrarse en forma de cristales individuales o formando pequeños grupos policristalinos; tiene abundantes inclusiones de circón de pequeño tamaño, que producen intenso punteado negruzco pleocroico y también son comunes las inclusiones de apatito idiomorfo, que pueden ser relativamente gruesas. Puede estar afectada por moscovitizaciones irregulares, marginales o interfoliares.

La cordierita puede encontrarse como mineral accesorio y casi siempre aparece transformada a minerales micáceos (biotita, clorita y moscovita) o a pinnita.

La moscovita se encuentra en forma de plaquitas pequeñas subidiomorfos o alotriomorfos, y en general no suele formar cristales primarios independientes, sino que constituye creci-

mientos blásticos tardimagmáticos o postmagmáticos sobre plagioclasa, microclina, biotita y cordierita.

El apatito forma pequeños cristalitos prismáticos idiomorfos que se encuentran preferencialmente incluidos en la biotita, aunque en menor proporción pueden estar incluidos en los feldespatos.

El circón aparece como inclusiones idiomorfas de muy pequeño tamaño en la biotita, en la que pueden definir una disposición groseramente zonada. Producen un intenso punteado pleocroico.

Los minerales opacos de origen primario son muy escasos y de pequeño tamaño y suelen asociarse a cristales o agregados policristalinos de biotita.

Entre los minerales secundarios se encuentran clorita, opacos y feldespato potásico asociados a la degradación de la biotita. También se encuentran clorita y moscovita en relación con la retrogradación de la cordierita y la biotita. En relación con la alteración de la plagioclasa se encuentran agregados de grano muy fino de sericita, prehnita y clinozoirita que producen sustituciones en muchas zonas de aquel mineral.

4.1.2.4. *Granitoides heterogéneos de la mina (Los Santos)*

Estos granitoides afloran en una pequeña zona situada al E de Los Santos (alto de la Fuente del Valle) formando pequeñas apófisis que intruyen en los metasedimentos del Cámbrico Inferior datado. Puede tratarse por una parte de leucogranitos de grano fino o fino-medio heterogéneo, de carácter aplitico en algunos casos. Tienen texturas hipidiomorfas o alotriomorfas inequigranulares o equigranulares sacaroides y en algún caso pueden destacarse algunos pequeños fenocristales de plagioclasa y microclina.

También pueden ser apófisis irregulares o diques de leucogranito porfídicos con megacristales de feldespato potásico que son semejantes con algunas variedades del macizo de El Risco ya descritas. Esta variedad puede presentar una gran densidad de cristales porfídicos de feldespato (separación entre ellos de 1 cm), subidiomorfas y prismáticas con tamaños que oscilan entre 2 y 4 cm., homogéneamente repartidos en una matriz de grano medio con escasa proporción de biotita y presencia accesorio de moscovita (histerógena). Los megacristales están orientados N70-90E (subverticales). Esta facies está llena de microenclaves metamórficos de grano fino (grumos). Es abundante (accesorio) la cordierita en cristales de 1 cm.

Entre los minerales principales de estas rocas, se encuentra cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa ácida, así como biotita y moscovita, aunque realmente los minerales micáceos se restringen a proporciones accesorias. Como minerales accesorios pueden encontrarse cordierita, circón, apatito, opacos, topacio y turmalina, así como sillimanita en las rocas asimilables a las variedades de El Risco. Entre los minerales secundarios se encuentra clorita, moscovita, sericita, rutilo y minerales opacos.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos equidimensionales de tamaño variable que pueden estar incluidos en los feldespatos.

La plagioclasea es oligoclasea ácida o albita y forma cristales cuyos hábitos varían entre subidiomorfos y alotriomorfos. Tiene maclación polisintética y compleja y zonación difusa continua u oscilatoria muy tenue en algunas muestras. La alteración secundaria en los núcleos y en las zonas menos ácidas puede ser bastante intensa. Puede tener inclusiones subidiomorfos o redondeadas de cuarzo y también de biotita.

El feldespato potásico en los tipos más comunes se encuentra como cristales con hábitos alotriomorfos e intersticiales, y en general es poco peritítico. En algunos individuos puede definirse un maclado incipiente en enrejado o maclas de Carlsbad. Puede estar intensamente moscovitizado e incluye poiquiliticamente plagioclasea, cuarzo y biotita.

En el caso de los diques inyectados en los materiales metamórficos encajantes, este mineral puede estar afectado por recristalizaciones debidas a metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de los granitoides de Los Santos. En las variedades semejantes a los granitoides de El Risco, el feldespato potásico también forma megacristales subidiomorfos, maclados según la ley de Carlsbad. Estos megacristales son más intensamente peritíticos, y pueden estar poligonizados irregularmente en los bordes, debido a recristalizaciones metamórficas inducidas.

La biotita en general está relegada a proporciones accesorias. Forma cristales alotriomorfos o escasamente subidiomorfos con color castaño rojizo pleocroico a tonalidades claras amarillentas. Es bastante frecuente el punteado pleocroico negruzco, debido a pequeñas inclusiones de circón y suele estar bastante transformada a clorita y a moscovita. En algunas rocas forma láminas muy finas con sección acicular.

La moscovita forma láminas irregulares, y en general se asocia a crecimientos blásticos postmagmáticos en sustituciones sobre biotita, plagioclasea y cordierita, siendo muy potentes las sustituciones sobre el feldespato potásico, en el que forma complejos entramados reticulares.

La cordierita aparece como pequeños cristales generalmente subidiomorfos, totalmente sustituidos por moscovita y biotita cloritizada. Este mineral es relativamente frecuente en las aplitas inyectadas en los materiales metamórficos. En los granitoides similares a las variedades leucocráticas del macizo de El Risco, forma cristales subidiomorfos algo mayores y parcialmente pinnitizados.

La andalucita se encuentra como cristales subredondeados que en algún caso están parcialmente incluidas en cordierita. También pueden encontrarse algunos gránulos de este mineral incluidos en los feldespatos; suele estar afectada por moscovitización marginal. Su aparición se restringe a los granitoides intruidos en los materiales metamórficos.

El apatito es escaso, y forma cristalitos cuyos hábitos varían entre idiomorfos a alotriomorfos subredondeados. Puede estar incluido en la biotita o disperso.

El circón prácticamente sólo se encuentra como inclusiones en la biotita. Estas inclusiones son muy pequeñas y en general subidiomorfas y producen un marcado halo pleocroico.

Los minerales opacos pueden presentar formas prismáticas alargadas a pseudo hexagonales y en general están asociados a la biotita.

La turmalina se encuentra, cuando aparece, como cristales de color oliváceo o con tonos verde-marrones, y forma cristales pequeños con hábito variable subidiomorfo a alotriomorfo.

El topacio únicamente se ha encontrado en granitoides similares a los tipos de El Risco, en los que forma alguna sustitución irregular en forma de cristaltos muy pequeños sobre alguna plagioclasa.

La sillimanita sólo aparece como alguna inclusión muy pequeña en plagioclasas de granitoides similares a las variedades de El Risco.

Entre los minerales secundarios se encuentran sericita, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. También se encuentran clorita, minerales opacos y rutilo, asociados a la degradación de la biotita. En relación con la desestabilización de la cordierita, se encuentran moscovita, clorita y pinnita. Una gran parte de la moscovita es realmente de carácter secundario y se ha formado a expensas de los feldespatos y los minerales aluminicos.

4.2. GEOQUÍMICA

Se han realizado análisis químicos de muestras representativas de las distintas unidades plutónicas hercínicas aflorantes en la hoja, determinándose la composición mayoritaria y algunos de los elementos traza más significativos. Los resultados analíticos, así como la norma CIPW y otros parámetros de evolución geoquímica, figuran en las tablas I y II.

El examen de la composición química mayoritaria pone de manifiesto claras diferencias entre las principales unidades plutónicas. Así, los granitos del macizo de El Risco, corresponden a los tipos más ácidos, con contenidos en SiO_2 superiores al 70%, mientras que los monzogranitos de Valdelacasa y Los Santos corresponden a tipos algo más básicos, con concentraciones de SiO_2 comprendidas entre 64 y 67%. Por otra parte, el conjunto de rocas más básicas, que afloran como enclaves de diversos tamaños en el macizo de Valdelacasa, tiene una dispersión composicional bastante acentuada, que es en gran parte debida a los procesos de hibridación con granitoides huéspedes. Los términos más básicos de esta asociación son relativamente pobres en SiO_2 (50%) y corresponden a rocas con olivino e hipersena normativas, mientras que en muestras de las variedades híbridas se observan contenidos en SiO_2 superiores, que llegan a solaparse con los de los términos báxidos de los granitoides de Valdelacasa. Estas rocas ya representan proporciones variables de cuarzo normativo.

Con respecto al resto de los elementos mayores más significativos, se observa de manera sistemática que se repiten las diferencias para los tres grupos plutónicos principales, siendo los

granitos del macizo de El Risco los más ricos en K_2O y los más pobres en óxidos de significación básica (CaO , FeO , MgO y TiO_2).

También son los granitos de El Risco los que presentan las relaciones interelementales FeO/MgO y K_2O/Na_2O más elevadas y características de conjunto plutónicas muy evolucionados.

Con respecto al grado de saturación en aluminio, sólo se encuentran rocas de carácter meta-alumínico en el grupo de enclaves de composición básica e intermedia. Todo el conjunto de granitoides es de carácter peraluminico, siendo este carácter más acentuado en los granitos de El Risco, que tienen una proporción de corindón normativo que fluctúa entre un 2 y un 4'5%, mientras que en el grupo de los monzogranitos de Valdelacasa-Los Santos, el contenido en este componente normativo oscila entre 0'60 y 1'30%.

En la figura 10 se ha representado la variación de algunos de los elementos mayores y las relaciones interelementales de mayor transcendencia con respecto a la sílice. En estos diagramas se pone claramente de manifiesto la individualización de los dos grupos de granitoides (El Risco/Los Santos-Valdelacasa), así como su notable coherencia interna. También se aprecia de forma evidente, a pesar del escaso número de muestras, la fuerte dispersión composicional del conjunto de rocas intermedias y básicas, que como ya se ha indicado, es en gran parte debida a la hibridación entre magmas básicos gabroideos, cuya composición sería relativamente similar a la de las muestras más básicas estudiadas, y magmas de carácter monzogranítico.

Estas diferencias quedan también claramente reflejadas en el diagrama AFM (fig. 11). En este diagrama se aprecia claramente que todo el conjunto de granitoides se dispone según unas pautas de variación completamente normales y típicas de términos magmáticos bastante evolucionados dentro de asociaciones graníticas de orígenes colisionales. El polo más evolucionado corresponde al grupo de muestras del macizo de El Risco, dentro del que incluso se definen un subgrupo de rocas fuertemente diferenciado, muy próximo al vértice a y que presentan un índice de diferenciación próxima a 90. También puede apreciarse en este diagrama un apreciable hiato entre los granitoides de El Risco y los del grupo Valdelacasa-Los Santos, que evidencia la falta de conexión genética directa entre ellos.

Las rocas intermedias y básicas en la mayoría de los casos se encuentran muy alejadas de los términos graníticos, hecho que es marcadamente manifiesto en los tipos más básicos. No obstante, las rocas menos básicas de este conjunto se proyectan en zonas más próximas a los granitoides, debido a cambios composicionales por hibridación, y en el caso de la muestra más ácida de este grupo, se puede prácticamente afirmar que por sus características químicas, se trata más de una roca básica hibridada que un granitoide contaminado por los magmas básicos.

Con respecto a los elementos traza, las observaciones se muestran en el mismo sentido que en el caso de los elementos mayores. Así, los contenidos en Rb más elevados para los granitoides, corresponden a las rocas de El Risco, mientras que son estos mismos granitos los que tienen unos contenidos menores en Sr y Ba . El comportamiento que se observa para el

N'	9401	9402	9407	9410	9412	9415	9447	9448	9408	9524	9526	9427
SI02	64.79	64.58	67.69	66.97	64.95	67.70	65.96	65.94	67.98	58.17	65.10	49.85
TI02	0.69	0.73	0.58	0.62	0.68	0.62	0.66	0.67	0.48	1.70	0.72	0.76
AL203	16.18	15.83	15.29	15.18	16.37	14.72	16.00	15.59	15.21	17.27	16.19	14.12
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	3.93	4.21	3.29	3.65	3.94	3.45	3.67	3.86	2.80	6.16	3.69	9.91
MNO	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.07	0.05	0.10	0.06	0.16
MGO	1.39	1.59	1.14	1.25	1.43	1.06	1.32	1.38	1.03	3.02	2.03	12.47
CA0	2.79	2.89	2.49	2.48	2.94	2.29	2.67	2.69	2.17	6.30	3.62	6.14
NA20	3.64	3.54	3.54	3.52	3.69	3.63	3.57	3.58	3.58	3.58	3.55	2.18
K20	4.46	4.42	4.31	4.05	4.27	4.20	4.43	4.12	4.58	1.95	2.87	1.32
P205	0.30	0.31	0.25	0.21	0.28	0.24	0.34	0.25	0.28	0.43	0.29	0.20
H20	1.08	1.17	1.38	1.27	1.20	1.81	0.93	1.44	1.36	0.80	1.41	1.50
Tot	99.31	99.34	100.03	99.27	99.82	99.77	99.61	99.59	99.52	99.48	99.53	98.61

NORMA CIPW

N'	9401	9402	9407	9410	9412	9415	9447	9448	9408	9524	9526	9427
Q	16.52	16.35	21.90	21.76	16.66	22.24	18.88	19.45	22.21	9.82	20.90	0.00
OR	26.36	26.12	25.47	23.93	25.23	24.82	26.18	24.35	27.07	11.52	16.96	7.80
AB	30.80	29.96	29.96	29.79	31.23	30.72	30.21	30.29	30.29	30.29	30.04	18.45
AN	11.88	12.31	10.72	10.93	12.76	9.79	11.03	11.71	8.94	25.30	16.07	24.85
DI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.62	0.00	3.50
HY	9.65	10.62	8.05	8.92	9.80	8.04	9.05	9.55	7.01	14.91	10.75	24.73
OL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.88
IL	1.31	1.39	1.10	1.18	1.29	1.18	1.25	1.27	0.91	3.23	1.37	1.44
AP	0.70	0.72	0.58	0.49	0.65	0.56	0.79	0.58	0.65	1.00	0.67	0.46
C	1.01	0.71	0.87	1.00	1.00	0.61	1.29	0.95	1.09	0.00	1.36	0.00
ID/TT	73.68	72.43	77.32	75.48	73.12	77.78	75.27	74.09	79.57	51.63	67.91	26.25
FEMG	0.58	0.56	0.58	0.59	0.57	0.61	0.57	0.58	0.57	0.47	0.46	0.30

COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE203 (TILLEY, JOUR. PETROL, 1960)

A	60.36	57.85	63.93	60.71	59.71	63.45	61.59	59.51	68.06	37.59	52.88	13.52
F	29.28	30.60	26.79	29.27	29.56	27.96	28.25	29.83	23.35	41.88	30.40	38.29
M	10.36	11.56	9.28	10.02	10.73	8.59	10.16	10.66	8.59	20.53	16.72	48.18

Tabla I. Muestras núms: 9.401, 9.402, 9.407, 9.410, 9.412, 9.415, 9.447, 9.448 (Valdelacasa 6a)
Muestras núms: 9.524, 9.427 (gabros-tonalitas, 5)
Muestra n.º 9.526 (tonalita-granodiorita, 5a)

N'	9525	9612	9614	9610	9601	9603	9608	9606	9422	9419	9522	0
SI02	51.92	71.05	71.09	71.16	71.70	73.30	73.46	72.66	71.71	72.31	72.49	0.00
TI02	0.79	0.18	0.27	0.29	0.28	0.13	0.17	0.19	0.29	0.22	0.13	0.00
AL203	13.67	15.99	14.91	15.10	14.86	14.37	14.02	14.66	14.23	14.30	14.55	0.00
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	8.72	1.41	2.02	2.02	2.15	1.34	1.34	1.29	1.84	1.60	2.17	0.00
MNO	0.14	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01	0.06	0.05	0.03	0.00
MGO	11.45	0.34	0.56	0.57	0.63	0.33	0.42	0.39	0.56	0.40	0.29	0.00
CAO	5.95	0.62	0.92	0.92	0.85	0.48	0.77	0.70	1.04	1.00	0.67	0.00
NA2O	2.06	3.23	3.33	3.18	3.08	3.05	3.16	3.17	3.67	4.02	3.34	0.00
K2O	2.39	5.54	4.45	4.73	4.20	4.88	5.01	4.71	4.43	4.36	5.44	0.00
P2O5	0.17	0.31	0.29	0.33	0.30	0.35	0.29	0.32	0.30	0.41	0.46	0.00
H2O	2.12	1.28	1.38	1.13	1.27	1.00	0.76	1.08	1.71	1.33	0.32	0.00
Tot	99.38	99.98	99.27	99.47	99.36	99.25	99.43	99.18	99.84	100.00	99.89	0.00

NORMA CIPW

N'	9525	9612	9614	9610	9601	9603	9608	9606	9422	9419	9522	0
Q	0.00	29.03	31.17	31.16	34.17	35.31	33.43	34.07	29.82	29.44	29.93	0.00
OR	14.12	32.74	26.30	27.95	24.82	28.84	29.61	27.84	26.18	25.77	32.15	0.00
AB	17.43	27.33	28.18	26.91	26.06	25.81	26.74	26.82	31.06	34.02	28.26	0.00
AN	21.00	1.05	2.67	2.41	2.26	0.10	1.93	1.38	3.20	2.29	0.32	0.00
DI	6.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HY	26.87	3.19	4.75	4.72	5.13	3.11	3.28	3.04	4.41	3.66	4.55	0.00
OL	9.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
IL	1.50	0.34	0.51	0.55	0.53	0.25	0.32	0.36	0.55	0.42	0.25	0.00
AP	0.39	0.72	0.67	0.76	0.70	0.81	0.67	0.74	0.70	0.95	1.07	0.00
C	0.00	4.29	3.64	3.87	4.42	4.04	2.69	3.84	2.22	2.13	3.05	0.00

ID/TT	31.56	89.10	85.65	86.03	85.06	89.96	89.77	88.73	87.05	89.22	90.34	0.00
FEMG	0.29	0.68	0.65	0.64	0.63	0.68	0.62	0.62	0.62	0.67	0.80	0.00

COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE2O3 (TILLEY, JOUR. PETROL, 1960)

A	18.07	83.37	75.10	75.33	72.37	82.60	82.28	82.43	77.14	80.73	78.11	0.00
F	35.42	13.40	19.50	19.24	21.37	13.96	13.49	13.49	17.52	15.41	19.31	0.00
M	46.51	3.23	5.41	5.43	6.26	3.44	4.23	4.08	5.33	3.85	2.58	0.00

**Tabla II. Muestra n.º 9.525 (gastro-tonalita, 5)
Muestras restantes (Macizo de El Risco, 4)**

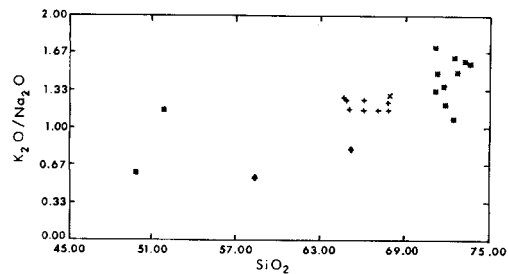
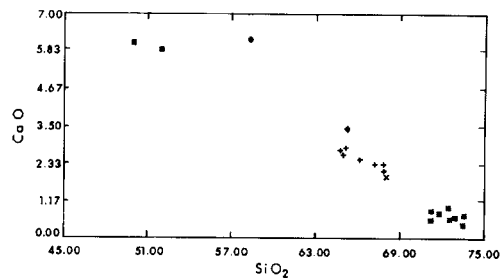
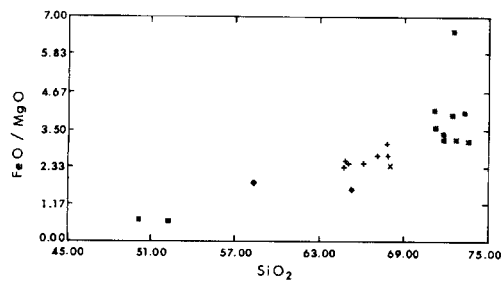
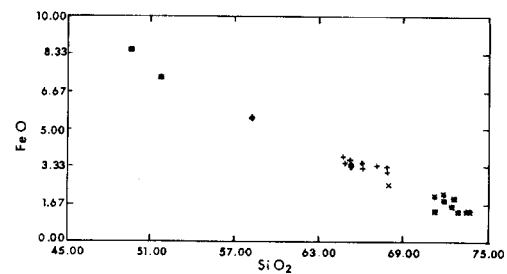
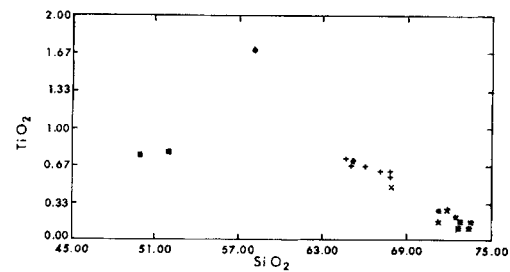


Fig. 10. Diagramas de variación de algunos elementos mayores respecto a la sílice

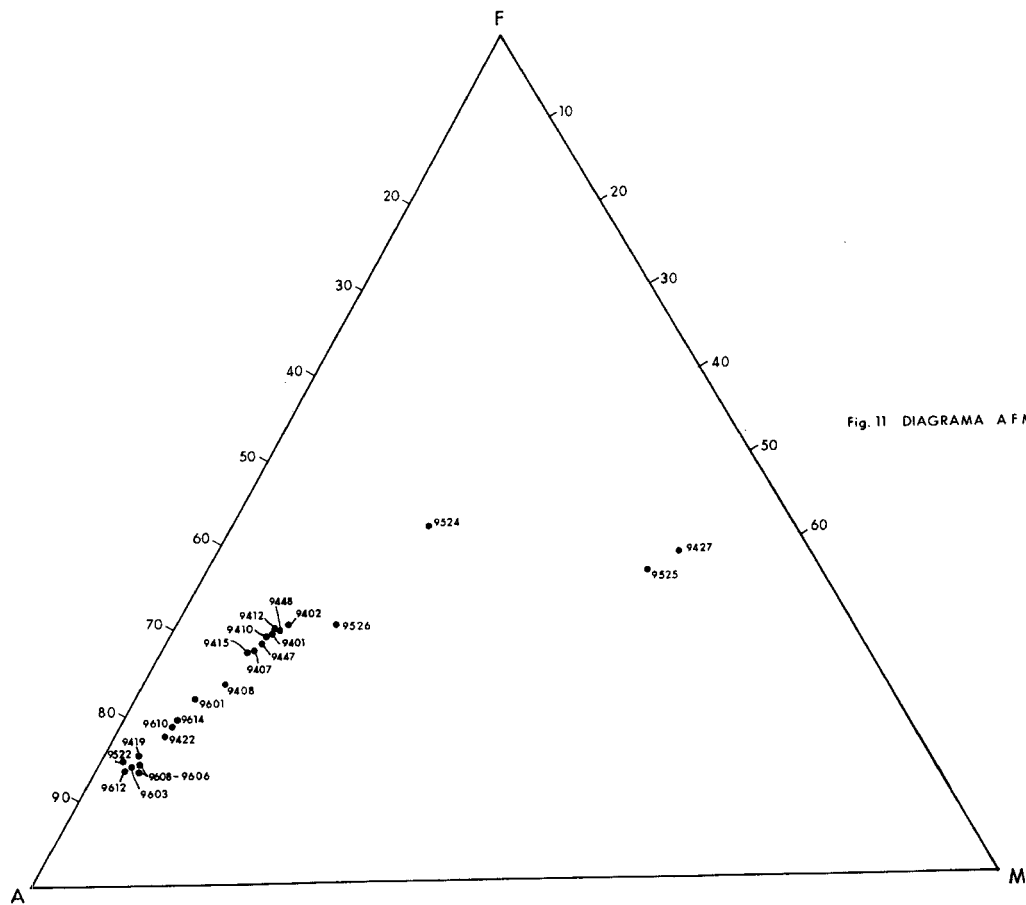


Fig. 11. Diagrama AFM

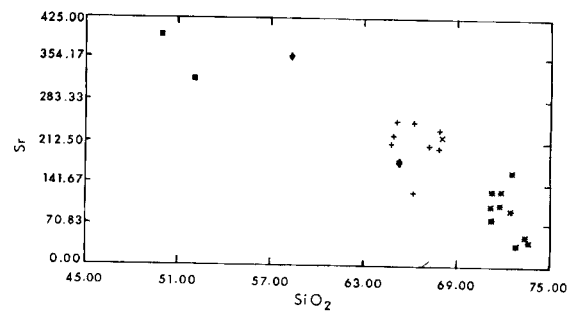
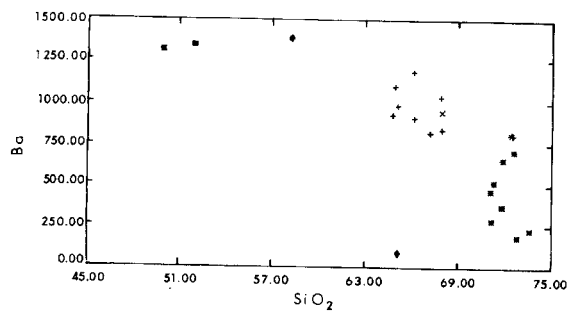
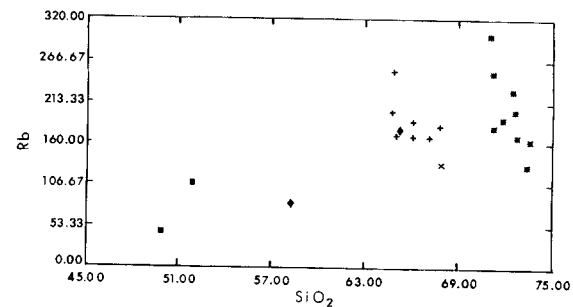
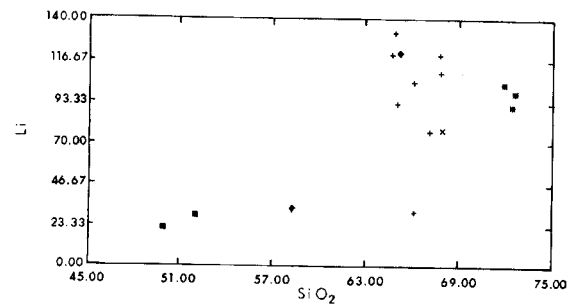


Fig. 12. Diagramas de variación de elementos traza con respecto a la sílice

Li, por el contrario, parece indicar que se encuentra menos ligado a la variación de la acidez de los granitoides, aunque el conjunto de datos para este elemento es inferior en los granitos de El Risco, y no permite confirmar claramente esta afirmación. Para las rocas básicas e intermedias, los contenidos en Ba y Sr son los más elevados del conjunto plutónico estudiado, mientras que Li y Rb se presentan en concentraciones netamente inferiores.

En los diagramas de variación de elementos traza con respecto a SiO_2 (fig. 12), se aprecia un grado de dispersión considerable dentro de cada grupo de granitoides, lo que pone de manifiesto que los mecanismos que han controlado la evolución de los elementos traza son de carácter más complejo que los que han condicionado la diferenciación de la composición magmática mayoritaria dentro de cada grupo plutónico. Este hecho es principalmente evidente para los elementos alcalinos (Rb y Li), siendo el último de ellos el que presenta un comportamiento más independiente frente a la evolución magmática mayoritaria.

Con respecto a la caracterización de los granitoides por sus características geoquímicas, el grupo de monzogranitos de Valdelacasa-Los Santos presenta unas afinidades completamente asimilables a las de los monzogranitos biotíticos porfídicos tardicinemáticos del sector Gredos-Guadarrama del Macizo Central Español, tanto en su espectro composicional como en su carácter moderadamente peraluminico, como en sus pautas de variación. Los granitos de el macizo de El Risco por su parte, tienen unas características composicionales muy semejantes a granitos y monzogranitos porfídicos con biotita, cordierita y moscovita como los de Ciperez-Garcirrey, Villavieja de Yeltes y Cabeza de Araya. Este grupo de granitoides se localiza fundamentalmente en el sector centro-occidental del Macizo Hespérico. El grupo de rocas básicas intermedias tiene características petrogenéticas y geoquímicas muy dispares de las de los granitoides a los que se asocia, convergiendo con ellos en algunos de sus términos debido a procesos de hibridación.

4.3. METAMORFISMO

Los materiales afectados por la orogenia hercínica en la Hoja de Guijuelo presentan una notable variación en cuanto a la intensidad del metamorfismo que les afecta, encontrándose desde rocas con grado metamórfico bajo o muy bajo en la mitad septentrional de la Hoja, hasta rocas de grado alto en la zona más suroriental. Con respecto a la evolución de los procesos metamórficos, ésta, al igual que en sectores relativamente próximos del Sistema Central español, puede esquematizarse en función de dos eventos progradados, uno de presiones intermedias, y otro posterior de más baja presión y temperaturas más elevadas, con el que se encuentran en relación los procesos regionales de migmatización. Estos son esencialmente sincrónicos con las etapas deformativas principales y son seguidos por procesos retrometamórficos sobrepuestos que pueden determinar importantes moscovitizaciones, cloritizaciones y reajustes parciales de las paragénesis a condiciones de los esquistos verdes.

Los materiales pelíticos y semipelíticos de grado más bajo, tienen asociaciones minerales con cuarzo, albita, biotita, clorita y moscovita, pudiéndose encontrar, según los casos y en proporciones accesorias, material carbonoso disperso o minerales metálicos (ilmenita principalmente). La esquistosidad principal de estos materiales (que puede corresponder a los efec-

tos de la 1.^a fase deformativa, o de la primera y la 2.^a), está definida principalmente, por la orientación de los minerales micáceos (clorita, biotita y moscovita), que marcan una esquistosidad lepidoblástica, sobre un conjunto granoblástico de cuarzo o cuarzo y albita. El grado de recrystalización del conjunto mineral puede ser con frecuencia muy bajo, observándose con relativa frecuencia estructuras y heterogeneidades composicionales, relacionadas con las estructuras sedimentarias de estos materiales (S_0) y estando a veces los planos de esquistosidad principal poco definidos, sobre todo en las rocas más limosas o arenosas.

Hacia el S y SE, en el sentido en que aumenta la intensidad del metamorfismo, se aprecia que la recrystalización y el tamaño de grano de las rocas aumenta. Así, la esquistosidad principal es más penetrativa, definiéndose planos más netos y continuos y un bandeo tectónico más acentuado con separación de capas lepidoblásticas micáceas y otras granolepidoblásticas, más pobres en micas y más ricas en cuarzo o en cuarzo y albita. En estas zonas, la clorita primaria ya es prácticamente inexistente y la paragénesis progradada micácea está representada por biotita y moscovita. También, en estas zonas, se observa que los efectos de la 2.^a fase deformativa son más patentes, apreciándose que la esquistosidad de la 1.^a fase está más fuertemente crenulada y, definiéndose desde tenues planos espaciados de esquistosidad de crenulación, hasta una esquistosidad muy penetrativa. Esta última superpone o incluso oblitera a la S_1 , llegando a constituir la esquistosidad principal.

En las rocas de este sector puede observarse en algunos tipos litológicos el desarrollo de pequeños fenoblastos de biotita, que contienen inclusiones helicíticas orientadas según la 1.^a esquistosidad, y que están rodeados por la esquistosidad de crenulación de la 2.^a fase. La recrystalización de las crénulas y la generación de moscovita y biotita a favor de los planos de esquistosidad de fase 2, pone claramente de manifiesto que han existido en este sector condiciones termobáricas adecuadas a la formación de ambos tipos de mica, durante esta fase.

En el sector suroriental de la Hoja, los materiales metamórficos corresponden a series sedimentarias fundamentalmente análogas a las de la zona precedente, pero de forma generalizada se aprecia que presentan un grado más elevado de metamorfismo, tanto para el evento de presiones intermedias, como para el de bajas presiones. Así, se observa que el bandeo tectometamórfico es mucho más patente y el tamaño de grano de los componentes minerales es mayor, debido a la recrystalización más intensa. Este cambio de intensidad de metamorfismo se produce de forma relativamente brusca, localizándose el incremento más acusado en una estrecha franja en torno a la zona de la falla de La Tala, lo que parece indicar que este accidente determina un salto relativamente importante, que levantaría el bloque meridional con mayor grado metamórfico. También en este bloque meridional son mucho más intensos los efectos de la deformación de cizalla de la 2.^a fase, siendo ésta la esquistosidad principal con carácter generalizado en este sector.

En esta zona, los efectos de la blastesis asociada al metamorfismo de presiones intermedias, además de la neoformación de moscovita, biotita o ilmenita, han determinado la cristalización de granate almandínico en composiciones pelíticas y semipelíticas adecuadas. Este granate almandínico, se observa en algunos casos favorables, que ha englobado inclusiones minerales (cuarzo principalmente) orientadas según la fase 1, y es rodeado por la esquistosidad de fase 2. No obstante, el granate no es abundante, con gran frecuencia está fuerte-

mente transformado a micas, por efecto de las recrystalizaciones de la etapa metamórfica de bajas presiones. Así, en la mayoría de los casos, sólo se encuentran esquistos dentro de un conjunto de micas que le pseudomorfizan.

También, en relación con la primera etapa metamórfica, se ha formado en alguna de las rocas más pelíticas algo de estaurolita, de la que sólo se han encontrado restos en una roca, y muy posiblemente sillimanita, que se encuentra como restos fibrolíticos, en las rocas del extremo más suroriental de la Hoja. En estas rocas, las relaciones y paragénesis metamórficas de la etapa de presiones intermedias son bastante difíciles de establecer, ya que el segundo episodio metamórfico alcanza condiciones de alto grado y determina una intensísima recrystalización.

El metamorfismo de bajas presiones, según se acaba de referir, alcanza su grado más elevado en el vértice SE de la Hoja, y su desarrollo se extiende a etapas bastante tardías con respecto a las fases deformativas hercínicas principales (1.^a a 3.^a). Así, en ortoneises, neises bandeados y metasedimentos de esta zona, se encuentran asociaciones minerales con biotita, cordierita, sillimanita y feldespato potásico, que presentan unas texturas que evidencian una blastesis en condiciones muy estáticas, y no se aprecia prácticamente ninguna deformación en estos minerales. Asimismo, se observa que este conjunto de minerales fosiliza las estructuras previas de las rocas, interrumpiendo incluso micropliegues de fase 3. Un mineral, que presenta problemas en cuanto a su asignación en esta zona es la andalucita, que se encuentra con relativa frecuencia y con relaciones de crecimiento bastante tardías. No obstante, como su localización se registra en la mayoría de los casos en proximidad de afloramientos de rocas graníticas, pensamos que su generación puede ser debida a procesos metamórficos de contacto, ya que los cuerpos intrusivos de este sector inducen considerables recrystalizaciones. En la zona de máxima intensidad para el metamorfismo de bajas presiones, se han alcanzado condiciones de desestabilización de la moscovita, bien en presencia de cuarzo, o bien a favor de reacciones con la biotita, del tipo $Bi + Ms \rightarrow Cord + Fk$, pudiendo encontrarse espinela entre los productos excedentarios de estas reacciones. También, la biotita ha sufrido desestabilización parcial a favor de reacciones como la anterior o en otras en las que junto a la sillimanita, se forma cordierita y feldespato potásico. Este último tipo de reacción se pone claramente en evidencia a partir de las observaciones texturales, en las que se aprecia que la biotita de la esquistosidad principal se ha transformado en cordierita, en bandas alrededor de las que existía sillimanita fibrolítica, que únicamente permanece de forma vestigial incluida en la cordierita neoformada o en sus productos de retrogradación. La generación de sillimanita en estas rocas es debida a los efectos de los dos eventos metamórficos, presentando la formada en el segundo de ellos, un control estructural más laxo, y con relativa frecuencia hábitos prismáticos.

La presencia de moscovita en las rocas de más alto grado en este sector es debida a procesos metamórficos retrogradados, siendo su blastesis muy tardía, habiendo consumido su formación, una parte considerable del feldespato potásico generado en las reacciones progradadas.

Los efectos de la etapa de metamorfismo de bajas presiones se extienden al resto de la Hoja, aunque su intensidad es progresivamente decreciente hacia el NW. Así, en continuidad de esta zona de más alto grado, se observa entre otros efectos el crecimiento de cordierita, que

se produce preferencialmente en las bandas micáceas. Este mineral constituye blástesis que interrumpen a las estructuras de fase 2 y fase 3 y forman golfos de corrosión. La abundancia de cordierita disminuye progresivamente y de manera firme al alejarnos del vértice suroccidental.

También en relación con la 2.^a etapa metamórfica, se produce otra serie de efectos sobre la mineralogía y la textura de estas rocas, que consisten en la recrystalización de micas, cuarzo y feldespatos. Estas recrystalizaciones, dado el carácter tardío, posterior a la 2.^a fase deformativa, determinan que los efectos deformativos de aquella se encuentran texturalmente reajustados. Así, por ejemplo, los "ribbons" de cuarzo están transformados en agregados policristalinos de individuos equidimensionales y los agregados micáceos lepidoblásticos de la esquistosidad están sustituidos por imbricaciones de biotita y moscovita con escasa deformación. En los sectores más afectados por esta última fase metamórfica, las condiciones de recrystalización de las micas, se han extendido hasta etapas posteriores a la fase 3, ya que en los micropliegues de esta fase, la biotita y la moscovita están formando arcos poligonales.

La desestabilización del granate almandínico (que se encuentra transformada a agregados policristalinos micáceos en gran porción, así como la de la estauroлита), es debida también al evento metamórfico de bajas presiones.

Todas estas recrystalizaciones son mucho menos importantes en la zona septentrional y occidental de la Hoja, en las que dada la baja intensidad de la segunda fase metamórfica, y de los procesos metamórficos previos, resulta difícil la delimitación de los efectos atribuibles a aquella.

Intercalados en el conjunto de materiales limoso-arenosos, se encuentran algunos lentejones aboudinados de pequeño tamaño que corresponden a primitivos niveles arenosos con algo de material carbonatado. Por efecto de las recrystalizaciones metamórficas, se encuentran transformados en metaareniscas con minerales cálcicos, o en rocas calcosilicatadas, en los casos en que el material carbonatado era más abundante. En la mayoría de los casos la roca metamórfica resultante corresponde a una metaarenisca cuarzolagioclástica con epidota, anfíbol, granate cálcico y biotita, encontrándose clinopiroxeno diopsídico en alguna de las muestras de las zonas con mayor intensidad de metamorfismo; como minerales accesorios se encuentran esfena, apatito y circón. Estas rocas suelen presentar un bandeo de coloración definido por la alternancia de capas verdosas con anfíbol y otras blanquecinas o cremas ricas en plagioclasa, que reflejan el bandeo composicional determinado por la estratificación. También en estas rocas es relativamente frecuente que el anfíbol se encuentre formando agregados en gavillas. En una de estas rocas se ha encontrado algo de scheelita, atribuible a mineralización inducida por los granitoides próximos.

Además de los tipos litológicos correspondientes a las rocas calcosilicatadas previamente descritas, se encuentran otros sedimentos de naturaleza carbonatada, que presentan unas características texturales y mineralógicas muy variables, en función de los efectos sobreimpuestos del metamorfismo regional y de contacto. En los sectores afectados por metamorfismo regional de más bajo grado, se encuentran mármoles y calizas recrystalizadas de grano fino a medio que en las bandas más impuras pueden tener minerales silicatados cálcicos

como clinozoisita, anfíbol, flogopita, grosularia y otros minerales como vermiculita y clorita magnesiaca, procedentes de la degradación de las paragénesis progradadas.

En las zonas próximas a los afloramientos graníticos, estas rocas se encuentran afectadas por el metamorfismo de contacto. En estos materiales carbonatados se observa una gran diversidad de variaciones texturales, dependientes de la composición original de los sedimentos y de los efectos metamórficos y metasomáticos. Así, pueden encontrarse desde calizas mármóreas, compuestas fundamentalmente por un mosaico granoblástico de calcita de grano fino a grueso, a rocas con un marcado bandeado composicional con bandas carbonatadas y bandas silicatadas en las que se encuentran asociaciones minerales con diopsido, tremolita, wollastonita, plagioclasa, flogopita y grosularia. Como minerales accesorios y de carácter secundario a accesorio pueden aparecer vermiculita, clorita magnesiaca, esfena, serpentina, clinozoisita y epidota, así como cuarzo y feldespatos detríticos en las calizas arenosas.

Las relaciones texturales de estos minerales son complejas, pero en general, en las bandas carbonatadas suelen predominar los mosaicos granoblásticos de calcita, con clinopiroxeno alotrioblástico o subidioblástico dispersos. En las bandas silicatadas las relaciones son mucho más complejas y en ellas el piroxeno se presenta con hábitos granoblásticos heterogranulares, más o menos subidiomorfos y la grosularia y la vesubiana tienen una marcada tendencia a los desarrollos irregulares que pueden alcanzar dimensiones considerables y a englobar abundantes inclusiones poiquiloblásticas de clinopiroxeno y de otros componentes mineralógicos.

Otros procesos metamórficos observables en esta Hoja son los de contacto, asociados a la intrusión de las distintas unidades graníticas emplazadas en el sector meridional. En algunas rocas de bajo grado, próximas a los contactos, se aprecia la formación de "moscas" poiquiloblásticas de cordierita, que engloban inclusiones helicíticas de las estructuras previas (S1, S2 y S3), aunque los fenoblastos pueden estar elongados y deformados por efecto de la fase 4, que afecta a las intrusiones graníticas. También, en estas rocas se observa el crecimiento de fenoblastos de biotita y moscovita, sobreimpuestos a las estructuras principales de estas rocas.

En el vértice SE de la Hoja se observa en las rocas próximas a los granitos la presencia de fenoblastos de andalucita con relaciones de crecimiento muy tardías, y que muy probablemente son atribuibles al metamorfismo de contacto, al igual que las intensas recrystalizaciones en mosaico que se aprecian en los dominios cuarzofeldespáticos de estas rocas. El metamorfismo de contacto en esta zona se manifiesta incluso en algunas de las unidades graníticas (macizo de El Risco), que presenta en algunos sectores recrystalizaciones intensas ocasionadas por la intrusión de los monzogranitos porfídicos más tardíos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

• Tiempos precámbricos (Precámbrico terminal a Véndico-Cámbricos)

Los materiales más antiguos del área sur de Salamanca, correspondientes al autóctono de la parte sur de la zona centroibérica, son los del Grupo Domo Extremeño (apartado 1). Estos

materiales, no aflorantes en la Hoja, tienen gran espesor y están compuestos por pizarras, grauvacas y conglomerados alternantes, entre los que se intercalan potentes tramos desorganizados. Están afectados por una tectogénesis cadomiense regional evidenciada por: a) discordancias entre el Alcudiense Inferior y el Superior, BOUYX (1970), ORTEGA y GONZALEZ-LODEIRO (1983), las mismas que entre el Grupo Domo Extremeño y los grupos Ibor y Valdelacasa de ALVAREZ-NAVA *et al.* (1988); b) El vulcanismo o plutonismo asociado, como la presencia de ortoneises prehercínicos en la antiforma de Martinamor, (GONZALO *et al.* 1975) o en la antiforma de Castellanos, (DIEZ BALDA *et al.* 1992) etc. c) Una sedimentación de tipo flysch relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo (cuenca de antepaís) (QUESADA *et al.* 1991). La enorme extensión que ocupan las secuencias del Precámbrico terminal-Cámbrico en la Península Ibérica, así como sus características (facies, potencia, continuidad de afloramiento, basculamientos locales y vulcanismo asociado) se pueden explicar también en el contexto de una tectónica extensional que habría adelgazado la corteza y que pudo haber incluido movimientos transcurrentes. Este episodio extensional habría seguido de cerca la fase Cadomiense de la orogenia panafricana, [VIDAL *et al.* (*in litt.*)]

• Tiempos preordovícicos (Vendiense Superior-Cámbrico Inferior)

Considerando las descripciones y correlaciones establecidas en el dominio de los pliegues verticales (véanse apartados 1.1.1. y 1.1.2.2.), con posterioridad al plegamiento de los materiales del Domo de Las Hurdes (Serie Inferior o Domo Extremeño) y durante la sedimentación del Grupo Valdelacasa (Fms. Monterrubio, Aldeatejada, etc.), habría una estructuración del área por efecto de grandes fallas normales que controlarían la sedimentación del Grupo Valdelacasa anteriormente citado, (ORTEGA *et al.* 1988), como también se indica en la última parte del párrafo anterior. Las discordancias preordovícicas y la sedimentación de las series del Tremadoc se interpretan como relacionadas con una tectónica de bloques, (Mc DOUGALL *et al.* 1987).

El Grupo Valdelacasa, discordante sobre el Grupo Domo Extremeño (o también Domo de Las Hurdes), tiene un espesor de más de 4.000 m. y se deposita en una cuenca que evoluciona desde condiciones de plataforma-talud a someras (*near shore*).

La fase preordovícica no presenta evidencias en el área de estudio, aunque adquiere cierto desarrollo en zonas colindantes como Tamames (Hoja 527), Ciudad Rodrigo (Hoja 525), Villar de Ciervo (Hoja 500), etc., donde además de detectarse la discordancia cartográfica entre el Ordovícico y su sustrato, provoca un basculamiento generalizado de los materiales vendico-cámbricos hacia el S y produce pliegues suaves que podrían ser consecuencia del rejuego en dirección de las fallas normales citadas anteriormente. Recientemente, se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generarían basculamientos y semigrabens ligados a las fallas normales, que también explicarían la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico Inferior así como los cambios de potencia o de facies de estas series (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* 1992).

La ausencia de Cámbrico Medio y Superior debe atribuirse a la emersión y regresión que provoca dicha fase de deformación.

• Tiempos ordovícicos, silúricos y devónicos

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente a la etapa de deformación preordovícica se produce la transgresión postcámbrica. (GUTIÉRREZ MARCO *et al.* 1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el hiperciclo postcámbrico, en la Zona Centroibérica, en dos grandes unidades: la primera que va desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Inferior y que incluye tres megasecuencias de materiales preorogénicos y sinorogénicos tempranos, y la segunda que comprende el Carbonífero Medio y Superior y es una megasecuencia de materiales postorogénicos.

En la región de Salamanca se evidencian, aunque incompletas, dos megasecuencias de la primera unidad (preorogénicas): la Ordovícica y la Silúrico-Devónica Inferior.

En la megasecuencia ordovícica (Hunneberg-Llandeilo) se podrían diferenciar, de acuerdo con PORTERO y DABRIO (1988), tres unidades tectosedimentarias (UTS). Las dos UTS basales reflejarían por una parte el control ejercido por el paleorrelieve (sedimentación fluvio-marina) y por otra, la constancia de facies de la C. Armoricana (plataforma sublitoral) con un marcado carácter transgresivo en un margen de cuenca extensivo. La tercera UTS, de predominio pelítico en la base y niveles arenosos a techo, manifiesta un avance de áreas sublitales sobre la plataforma externa. Durante el Ordovícico Superior o bien no se produjo sedimentación o bien (más probable) las series fueron erosionadas antes del Silúrico.

En la megasecuencia Silúrico-Devónica Inferior se pueden diferenciar dos UTS. La basal está relacionada con la erosión de la plataforma ordovícica (bien por emersión ligada a la fase tectónica o bien por un descenso relativo del nivel del mar (glaciaciones) y asociada a una etapa de extensión cortical con fracturación y volcanismo asociados. Estos desniveles tectónicos producen cuencas locales y taludes bien desarrollados. La UTS superior, pelítica con vulcanitas en la base y con tramos arenosos a techo, refleja una secuencia de somerización con volcanismo asociado (lavas básicas con marcado carácter alcalino).

Es posible, como indica DIEZ BALDA (1986), que en el área de Salamanca se sedimentasen todo el Silúrico Superior y el Devónico, porque aunque no se han conservado (erosión posthercínica), de las paragénesis encontradas en las rocas volcánicas silúricas del núcleo del Sinclinal de Tamames-Ahigal se deducen unas condiciones de presión de 1 a 4 kbars que pueden indicar un apilamiento de sedimentos de más de 3 km.

• Tiempos hercínicos

Los materiales hasta aquí depositados (y conservados) tanto precámbricos como paleozoicos son deformados durante la orogenia hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo. Las características de la primera fase (D_1) se han descrito en el Capítulo 2 (tectónica). Durante ella la región sufre un fuerte acortamiento.

to NNE-SSW. El metamorfismo M_1 comienza con esta fase y alcanza su máximo desarrollo al principio de la segunda. Es de grado bajo en la mayor parte del área estudiada y alcanza el grado medio-alto en las zonas más profundas (isograda de la estaurolita o incluso de la sillimanita. Es un metamorfismo del tipo de presión intermedia).

Probable intrusión de los leuconeises de Cespedosa-Narillos y con núcleos de máficos (4.1.1.1.) y del ortoneis granítico de Bercimuelle (4.1.1.2.). La ubicación de estas intrusiones en el tiempo es en cualquier caso problemática debido a que por una parte no se tienen dataciones absolutas de estos materiales y por otra la deformación D_2 borra prácticamente todas las estructuras previas. Es posible que el ortoneis granítico de Bercimuelle sea incluso pre- D_1 , como el de S. Pelayo (Hoja 503, Las Veguillas) o el de Castellanos, (DÍEZ BALDA *et al.* 1992).

Las características de la segunda fase (D_2) están descritas en el Capítulo 2 (Tectónica). Esta fase se interpreta en relación con un gigantesco cizallamiento dúctil de carácter extensional que desplazó hacia el SE las partes superiores con respecto a las inferiores. La evolución metamórfica durante la D_2 supone una fuerte descompresión (probablemente isotérmica) durante la cual se generaron abundantes fundidos y migmatitas. La extensión y descompresión es coherente con el carácter extensional deducido para este cizallamiento D_2 que sería responsable de la sustracción de corteza y del apretamiento observado en las zonas metamórficas (casi desaparición de la zona del almandino), [DÍEZ BALDA *et al.* (*op.cit.*)]. El metamorfismo M_2 dura en este área hasta la tardifase 3 (D_3).

Como se ha dicho en el capítulo de Tectónica, la tercera fase pliega las estructuras previas y puede originar figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967). También pliega las isogradas del metamorfismo M_1 . El metamorfismo M_3 es posterior a la deformación D_2 y es retrógrado. El conjunto granítico de Los Santos-Valdelacasa es posterior a la intrusión de El Risco y posterior a la deformación D_3 , aunque dentro del conjunto los granitoides de la facies Los Santos son precoces respecto a los granitoides de la facies Valdelacasa.

• Tiempos tardihercínicos

La región fue afectada por la fracturación tardihercínica, siendo, el sistema más evidente el de dirección N40E senextro, (PARGA, 1969). Estas fallas han podido jugar posteriormente en tiempos alpinos y hasta recientes como normales o inversas. Ej. la que afecta al Terciario al N del sinclinal de Endrinal que presenta escarpes recientes.

• Tiempos alpinos

Durante la mayor parte del Mesozoico, el Macizo Hespérico representó un área emergida con relieves poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación durante este periodo y la actuación de un clima tropical húmedo dieron lugar a la formación de un importante manto de alteración laterítico sobre los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo (MARTÍN-SERRANO, 1988).

La desestabilización de las condiciones tectónicas y climáticas da lugar al dismantelamiento de los perfiles de alteración heredados del Mesozoico. Sus relictos quedan acumulados sobre una paleotopografía irregular que es la suma de erosión diferencial y tectónica.

Los sistemas fluviales trenzados de las unidades *siderolítica* y *silicea* de los alrededores de Salamanca constituidas a expensas de estos perfiles dismantelados, fosilizan progresivamente estos relieves en las áreas más próximas a la cuenca de sedimentación, de tal forma que en el Paleoceno el paisaje estaba dominado por la planitud de un piedemonte salpicado de *inselbergs*.

De nuevo la fragmentación del área, especialmente la meridional (*¿fase neolarámica?*) cambia el entorno geográfico regional. La sedimentación fluvial paleógena atestiguada por el registro arcósico, es pareja a una gran revolución morfoestructural en la región: la fragmentación y movilidad tectónica del macizo con la elevación del Sistema Central y hundimiento de la cuenca, cuya persistencia hasta el inicio del Neógeno da lugar a que los propios sedimentos paleógenos se encuentren afectados. Paralelamente prosigue una lenta y continuada denudación con carácter selectivo que da como resultado un paisaje muy parecido al que se contempla sobre el nivel de penillanura. Se crean valles de origen tectónico que tienen su máxima expresión en la fosa de Ciudad Rodrigo, desarrollándose un paisaje fluvial que da lugar a un importante registro sedimentario fruto de ríos trenzados. Hay profusión de interrupciones sedimentarias probablemente consecuencia de la persistencia y/o aceleración de la consecuente actividad tectónica, hecho que puede quedar registrado en la sedimentación mediante encostramientos y ligeras disarmonías estratigráficas de carácter más o menos regional.

Todo el Neógeno e incluso el final del Paleógeno parece enmarcarse en un significativo cambio de situación geodinámica. Hay que basarse en dos hechos fundamentales y significativos: la escasez de registro sedimentario y la relación discordante y discontinua de éste con los depósitos paleógenos precedentes. La segunda mitad cenozoica se enmarca en un contexto general más denudativo que acumulativo, al contrario que en su primera mitad. Ese cambio señalado, con seguridad a condiciones de exorreísmo más manifiesto, es independiente de otras manifestaciones geodinámicas, externas o internas. Es el caso de los depósitos rojos sobre los que se edifica al complejo piedemonte de las Sierras de Tamames y de La Peña de Francia, aquí representado por el de la Sierra de Frades, pues deben ser testigos de la reactivación de los frentes de sierra de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Mioceno inferior-medio (*¿fases Sábrica/Estábrica?*) y también de las condiciones climáticas más secas, de tipo mediterráneo. El emplazamiento de estos depósitos rojos supone en cierto modo el cierre de una etapa y el inicio de otra en la que se ha venido esculpiendo el paisaje actual. Estas formaciones aluviales sellan los accidentes que afectan al Paleógeno, por lo que con ellas el cese de actividad tectónica regional debe ser previo o inmediato a su emplazamiento, ya que como se acaba de señalar también se les atribuye carácter de tectofacies (MARTÍN-SERRANO *et al.*, 1995). La superficie de Guijuelo, junto con sus montes-isla, los depósitos rojos del piedemonte de Frades y probablemente los sedimentos rojos que coronan el afloramiento cenozoico de La Tala, deben incluirse en un mismo paisaje en el Mioceno inferior-medio en función de correlaciones litoestratigráficas regionales; en conjunto, un territorio relativamente aplanado con un río colector importante.

El rejuvenecimiento que sigue durante la segunda parte del Neógeno da lugar a una lenta degradación de la penillanura en el interfluvio mientras que el citado curso es sustituido por otro de flujo más regular y dirigido al noreste según el corredor Alagón-Alhándiga donde comienza su encajamiento. Posteriormente, en ese mismo sector, se produce la irrupción de la cabecera del Alagón que captura la mitad oriental del surco fluvial neógeno Alagón-Alhándiga. En el este la continuidad de la penillanura queda rota por la fuerte incisión lineal del Tormes.

La evolución climática durante el Paleógeno medio-superior tiende a la aridez. En el Neógeno inferior se alcanzan condiciones de tipo mediterráneo, mientras que en el Neógeno superior se tendería a ambientes algo más húmedos.

El proceso denudativo general iniciado en el Neógeno tiene continuidad ininterrumpidamente hasta el momento actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA

La minería ha tenido cierta importancia en esta Hoja, aunque en la actualidad no hay ninguna actividad extractiva. En cualquier caso las mineralizaciones son de gran interés debido por una parte a la variedad de sustancias extraídas y por otra a los diferentes ambientes geológicos en que se hallan. La mayor parte de los datos han sido tomados del trabajo «Investigación geológico-minera en la zona de Guijuelo», DÉZ BALDA y HACAR (1979).

Mineralizaciones de estaño

– *Mina La Dominica:*

Término de Pizarral (Coord. UTM: X=277, Y=4.500). Geológicamente se ubica en el anticlinal de Berrocal. No han quedado señales claras de cómo ha podido ser la zona mineralizada, aunque se puede deducir por las obras reflejadas en el plano de labores y por la observación de los materiales de la escombrera.

El yacimiento debe ser de carácter filoniano, con una masa principal formada por un solo filón o grupo de ellos con dirección N20-30E con dispersión mineral acusada entre los materiales del encajante a través de planos de anisotropía. Se diferencian dos etapas de mineralización debido posiblemente a dos etapas de reapertura sucesivas de la fractura, lo que ha permitido el solape de paragénesis de distinta temperatura.

La primera etapa de mineralización, de tipo neumatolítico hipotermal o hipercrítico dio lugar a la asociación casiterita-molibdenita-arsenopirita. La segunda etapa, de tipo catatermal, aportó el resto de los sulfuros: pirita (con inclusiones de marcasita), pirrotina, calcopirita (con inclusiones de blenda ferrífera), galena, bismuto nativo y posiblemente oro.

– *Mina de Guijuelo*. Término de Guijuelo (Coord. UTM: X=272,9, Y=4.493,2):

Geológicamente se sitúa en el anticlinal de tercera fase de Guijuelo-Guijo de Ávila, en el límite de las formaciones Monterrubio y Aldeatejada. En los alrededores del indicio se observan fragmentos de rocas afectados por alteraciones hidrotermales de alta temperatura (turmalinitas), fragmentos de corneanas (no *in situ*) y algún filoncillo de cuarzo con sulfuros.

En la masa filoniana se observaron: turmalina, casiterita, arsenopirita y limonita (supergénica), clorita, feldespato potásico, albita, rutilo y apatito, y en las rocas de caja: cuarzo, turmalina, arsenopirita, rutilo, molibdenita, pirrotina, feldespato potásico, apatito y limonita (supergénica).

La paragénesis es propia de filones hipotermales o hipercríticos y las alteraciones provocadas en el encajante confirman el carácter muy activo de los fluidos mineralizantes.

– *Mina de Guijo de Ávila*. término de Guijo de Ávila (Coord. UTM: X=276,8, Y=4.490,1):

Geológicamente se sitúa en el anticlinal de tercera fase de Guijuelo-Guijo de Ávila. El yacimiento debía ser un pequeño filón hidrotermal de alta temperatura con casiterita, arsenopirita, bismuto nativo y bismunita que posteriormente sufrió otras etapas de mineralización de más baja temperatura.

Mineralizaciones de wolframio

– *Minas de Cespadosa*. Término de Cespadosa (Coord. UTM: X=281,3; Y=4.490,1):

Geológicamente están en el flanco N del anticlinal de tercera fase de Guijuelo-Guijo de Ávila. Los materiales corresponden a la formación Monterrubio (apartado 1.1.1.1.4.), las trincheras parecen llevar una dirección dominante NW-SE y llevan diques de cuarzo asociados, pero también los hay mineralizados con dirección N170E 80E. Los diques N80E también de cuarzo y abundantes no llevan mineralización. En cualquier caso, en la zona parecen distinguirse dos tipos de mineralización:

- 1) Niveles calcosilicatados afectados por metamorfismo que aportó scheelita (CaWO_4) y molibdenita.
- 2) Filones hidrotermales de alta temperatura, cuarzosos con turmalinas y rutilo o con arsenopirita, pirita, pirrotina, calcopirita, bismuto nativo e ilmenita.

– *Mina de Los Santos*. Término de Los Santos (Coord. UTM: X=265,1; Y=4.490,8):

El yacimiento se sitúa en el contacto entre los carbonatos de la parte alta del Cámbrico Inferior (Calizas de Tamames) y los monzogranitos del conjunto granítico Los Santos-Valdelacasa. Está compartimentado por fallas N60E y N-S y es un *skarn* feldespático con minerales cálcicos y scheelita, de historia hidrotermal prolongada (hay silicatos cálcicos de temperaturas progresivamente más bajas superpuestos). Estos *skarns* asimilan al encajante y le inducen un metaso-

matismo de infiltración. La scheelita aparece normalmente en el *endoskarn* (*skarn* piroxénico), pero puede aparecer junto con la wolframita asociada a sulfuros masivos.

Se reconocen dos etapas metalogenéticas, la primera de As-W en la que se han depositado arsenopirita, schhelita y pirita. Posteriormente, hay una etapa de brechificación de más baja temperatura en la que se fracturan los citados minerales y a favor de las fisuras y huecos se introducen los demás minerales de la paragénesis: pirrotina (el más temprano), calcopirita y esfarelita (rellenan fisuras en la pirrotina), bismuto y bismutina. La marcasita se forma muy tardía a expensas de la pirita.

Mineralizaciones de wolframio-plomo

– *Mina de La Tala*. Término de La Tala (Coord. UTM: X=285; Y=4.496,5):

Geológicamente se sitúa en el anticlinal de Berrocal (prolongación al E). Los indicios se alinean en la dirección de una falla N40E, aunque el mal estado de afloramiento impide conocer la dirección y la distribución de la mineralización. De los estudios de la trinchera y de las muestras de la escombrera se deduce: la mineralización está encajada en rocas esquistosas en las que se detecta la presencia de cuarcitas anfibólicas. Atravesando esas rocas se observan filoncillos de cuarzo con galena y filoncillos de limonita con stolzita-wulfenita ($\text{WO}_4\text{Pb-MoO}_4\text{Pb}$). La galena aparece alterada a anglesita y está reemplazada por cerusita.

El yacimiento según lo visto parece ser de carácter filoniano. Posible removilización del W (de las cuarcitas anfibólica?) por los fluidos hidrotermales que provocase su asociación con el Pb en la stolzita (WO_4Pb).

Mineralizaciones de plomo

– *Mina de Aldeavieja de Tormes*. Término de Aldeavieja (Coord. UTM: X=279,1; Y=4.495,5):

Geológicamente se sitúa en el sinclinal de tercera fase de Aldeavieja y en el límite Monterrubio-Aldeatejada. La dirección de los filones podría ser N40E (predominante en el área). En la masa cuarzosa filoniana se observan: galena, pirita, calcopirita, pirrotina, leucóxeno (rutilo), sericita y limonita (supergénica).

De todo ello, se puede deducir que el área fuertemente fracturada ha permitido la circulación de fluidos hidrotermales cuyo último producto serían los diques cuarzosos. La paragénesis observada parece indicar que el yacimiento es de tipo mesotermal.

– *Mina de Campillo de Salvatierra*. Término de Campillo (Coord. UTM X=273,8; Y=4494,3):

Geológicamente se ubica en el flanco N del anticlinal de tercera fase de Guijuelo-Guijo de Ávila. Debió tratarse de la explotación de un filón que sufrió más de una etapa de mineralización con el solape (“telescoping”) de dos paragénesis hidrotermales distintas.

La primera fase hidrotermal depositó cuarzo con clorita, pirita, calcopirita y blenda, paragénesis de bastante alta temperatura (catatermal). La segunda fase hidrotermal (mesotermal) depositó los carbonatos (dolomita) y la galena aún cuando en forma subordinada puede haber continuado la formación de otros sulfuros.

– *Mina al sur de Guijuelo*. Término de Guijuelo (Coord. UTM: X=278,8; Y=4.491,4):

Geológicamente se sitúa en el flanco sur del anticlinal de tercera fase de Guijuelo-Guijo de Ávila. Es un filón de dirección probable N40E que rellena una fractura previa. La alteración del encajante no parece intensa y en algunas fracturillas se observan rellenos hidrotermales de cuarzo, feldespato potásico, clorita con piritas (con inclusiones de pirrotina y calcopirita, blenda ferrífera y calcopirita).

Debe tratarse de un filón hidrotermal en el que las masas con galena ocupan la banda central, mientras que en el encajante se ubicarían los aportes con algo mayor temperatura.

Mineralizaciones de cobre

– *Minas de Casas de Monleón*. Término de Monleón (Coord. UTM: X=260,3; Y=4.494,7):

La mineralización se enclava dentro del conjunto granítico Los Santos-Valdelacasa. El cortejo filoniano del entorno tiene una dirección N40E (diques de cuarzo). El yacimiento parece ser un filón de espesor reducido (2 m.) que fue desmantelado (en superficie). En el encajante granítico se aprecian alteraciones por procesos hidrotermales (albitización y turmalinización). Diseminados en estas zonas alteradas se observaron pirita, calcopirita y marcasita, que debían ser la mena explotada.

Otros indicios

En las proximidades de Berrocal de Salvatierra (Coord. UTM: X=272,2; Y=4.501,3) y Palacios de Salvatierra (Coord. UTM: X=271,1; Y=4.498,2) se localizan dos antiguas labores mineras que los lugareños dicen que beneficiaban oro. Ambas están en la formación Aldeatejada. En la escombrera del indicio de Palacio no se encontró nada, pero en la de Berrocal se vieron fragmentos de cuarzo hidrotermal con galena, óxidos de hierro, oro?, que parecen indicar se trata de un filón hidrotermal del tipo Fe-Zn-Pb que rellenasen alguna pequeña fractura.

6.2. CANTERAS

Se describen en este apartado tanto las canteras en actividad, como las inactivas y aquellos materiales susceptibles de aprovechamiento económico.

Arcillas. En el N de la Hoja, cerca de Montejo y en las proximidades del Ventorro de Jenaro, el Mapa de Rocas Industriales E. 1:200.000 del ITGE ubica la posibilidad de un yacimiento

en los conglomerados, arenas y arcillas (19) del Mioceno Inferior-Medio. Estas series tienen reducida potencia y la explotación estaría condicionada por los frecuentes cambios de facies entre los materiales descritos.

Gravas y arenas. En el río Tormes y en las proximidades de Santibáñez de Béjar hay una explotación activa de arenas y gravas de origen fluvial. Las gravas están compuestas por granitoides, cuarzo y en menor proporción areniscas y cuarcitas. Las modas son altas y el espesor medio de los aluviones oscila entre 2 y 4 m. La extracción de áridos de la cantera es intermitente, condición impuesta por la crecida/sequia del río Tormes.

Calizas-mármoles. Como piedra ornamental se han explotado dos canteras al sur de Casafranca, una en el cerro Monreal y otra en el cerro Cruz de los Cuatro Mojones (1km al S de la anterior). Las canteras se sitúan en la formación Calizas de Tamames-El Endrinal (15). El mármol presenta colores verdes, rosados, grises con veteado y en ocasiones pliegues, resultando bastante decorativo. Aunque *a priori* parecen deducirse buenas reservas, la karsificación es intensa y el aprovechamiento puede reducirse, siendo probablemente la principal causa de su actual inactividad.

Dentro de la misma formación y para áridos se ha explotado una cantera en la proximidad de Endrinal. La caliza tiene aquí aspecto marmóreo, espática, blanca y es de gran compacidad. De los análisis realizados se tiene:

- Peso específico aparente: 2'739.
- Peso específico real: 2'751.
- Absorción: 0'164%.
- Estabilidad al SO_4Mg : 3'238%.
- Desgaste Los Angeles "A": 23'98.
- Adhesividad al betún, %: 100.

Con estos resultados se observa que la roca presenta condiciones óptimas para su utilización como árido de trituración por su resistencia, compacidad y poca porosidad.

Pizarras. Hay varias explotaciones inactivas. El material extraído se utilizó como roca de construcción para cercados y edificios rurales. Las pizarras presentan mala exfoliación y bastantes impurezas, por lo que su interés como roca industrial parece muy reducido.

Neises, esquistos y areniscas. También existen varias explotaciones inactivas. Todas tienen la finalidad de los áridos. El coeficiente de desgaste Los Angeles (Granulometría A) en la cantera de Cabeza de Béjar dio un resultado de 37'86 (mala calidad para áridos de trituración).

Granitoides. Al S de Los Santos hay otras dos pequeñas canteras en actividad, en la facies Valdelacasa (4.1.2.2.1.) del conjunto granítico Los Santos-Valdelacasa. La finalidad es como roca ornamental, aunque también es una roca valiosa para construcción y postes de cercas. Es una roca gris, con grandes feldespatos, que puede resultar muy vistosa. Hay grandes reservas.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de Guijuelo pertenece a las cuencas hidrográficas de los ríos Duero y Tajo. A la cuenca del Duero vierte sus aguas el Tormes y un pequeño subsidiario, el Ahándiga. A la cuenca del Tajo vierte sus aguas el Alagón. Ambos ríos (Tormes y Alagón) son al menos para esta Hoja transversales a las directrices regionales, discuriendo en su mayor parte a favor de líneas estructurales tanto en materiales graníticos como metasedimentarios.

Dentro de la Hoja existen a grandes rasgos dos tipos de materiales de características hidrogeológicas diferentes. Por una parte están los materiales véndico-paleozoicos, de características hidrogeológicas desiguales de baja a muy baja permeabilidad y por otro los materiales terciarios de escasa representación, pero que constituyen los únicos acuíferos de interés.

En la formación Monterrubio, muy impermeable, sólo pueden tener un cierto interés algunos niveles arenosos o conglomeráticos si están fisurados o algunas zonas de gran profusión de fracturas que pueden constituirse en trampas para almacenar agua pero que será siempre en pequeñas cantidades y para uso muy local. La formación Aldeatejada, de predominio pizarroso, es prácticamente impermeable. Mayor interés tienen los materiales del sinclinal de Endrinal ya que aunque las calizas tienen pequeño espesor y desigualmente distribuido, están carstificadas, pueden tener elevada permeabilidad y están limitadas a techo y muro por formaciones impermeables. Las rocas graníticas son impermeables, aunque podrían captar caudales de cierto interés a partir de zonas muy alteradas "Lehm" (escasas en esta área) o con intensa fracturación y también en el contacto con los metasedimentos véndico-cámbricos.

Los materiales paleógeno-neógenos formados por conglomerados, arenas arcósicas y arcillas rojas forman los mejores acuíferos de la Hoja, pues por su propia composición son permeables por porosidad intergranular. Están ubicados a "grosso modo" al N de Berrocal de Salvatierra y al N de La Tala y limitados al NW por probables fracturas tardihercínicas con indudable rejuego alpino. El suave buzamiento de estos materiales hacia el NW (véanse cortes) hace que éstos choquen con las citadas fracturas y constituyan un acuífero semiconfinado en el que la recarga se produce por infiltración del agua de lluvia que se estima en el 10-20% de la precipitación. Las proximidades a las fracturas (por el labio hundido de las mismas) son zonas de interés para bombeo. Menor interés tienen las pequeñas manchas aisladas de la "Raña" cuyo aprovechamiento sería muy local y escaso.

7. BIBLIOGRAFÍA

ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M. F. (1987). Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). In: J. Civis y M.F. Valle. *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*. 269-275. Salamanca.

ALONSO GAVILÁN, G., BLANCO, J. A., SÁNCHEZ, S., FERNÁNDEZ, B. y SANTISTEBAN, J. I. (1989). Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villamayor (Salamanca). *Stud. Geol. Salmantica*, vol. esp. 5: 187-207.

ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.;

- PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTA MARÍA, J.; y SOLÉ, F. J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos en la mitad sudoriental de la Zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. de España, SGE, 1*, Comunicaciones 19-22.
- ARES YÁÑEZ, M. (1993). *Estudio estructural del Horst de Mirueña*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.
- BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. L.; y PABLO MACÍA, M. G. de (1987). Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias. *Memorias IGME, 101*, 1-157.
- BIROT, P., Y SOLÉ SABARIS, LI. (1954). Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española. CSIC, Inst. "Juan Sebastián Elcano" 87 p., Madrid.
- BLANCO, J. A. (1991). Los procesos de alteración en las cuencas terciarias meseteñas. En: J.A. Blanco; E. Molina y A. Martín-Serrano (coords). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias*. Monogr. Soc. Esp. Geomorf. 6, 45-67.
- BLANCO, J. A. y CANTANO, M. (1983). Silicification contemporaine à la sédimentation dans l'unité basale du Paleogene du bassin du Duero (Espagne). *Sci. Geol. Mem.*, 72: 7-18.
- BLANCO, J.A., ALONSO GAVILÁN, G., FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989). La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor. *Stuvd. Geol. Salmanticensia*. vol. esp. 5, 209-222.
- BOUYX, E. (1970). Contribution à l'étude des formations ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.* 1973. Madrid.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M. A. (1979).- Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geológicos* 35, 379-383.
- BUSTILLO, M. A. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleógeno de Zamora. *Tecniterrae*, 36, 1-16.
- CANTANO, M. y MOLINA, E. (1987). Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Salamanca, España. *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4), 87-101.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS M.^a J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.*, 86-6, 581-596.
- CORRALES, I. (1982). El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental). *Temas Geol. Min.*, 6 (2), 709-713.
- CORRALES, I y ARBOLEYA, M.L. (1977).- Facies carbonatadas del Cámbrico de Salamanca. *Studia Geológica Salmanticensia*, 16, 95-102.

- CORROCHANO, A. (1977). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. 336 pp.
- CORROCHANO, A., CARBALLEIRA, J., POL, C. y CORRALES, I. (1983). Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stvd. Geol. Salmantica*, 19, 187-199.
- CORROCHANO, A. (1982). El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora). *Temas Geol. Min*, 6 (2), 687-697.
- CORROCHANO, A., QUIROGA, J. L. (1974). La discordancia Paleozoico-Terciario al SW de Zamora. *Studia Geológica Salmantica*, 7, 7-39.
- CRIMES, T. P.; LEGG, J.; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. L. (1977). Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In "Trace fossils 2 (T.P. Crimes y J.C. Hasper Edits.) *Geol. Your Species Issue.*, 9, 91-138.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960). El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica. *Notas y Comun. IGME*, 60, 127-140.
- CRUSAFONT, M., AGUIRRE, E. y GARCÍA, J. (1968). Un nuevo yacimiento de mamíferos del Mioceno de la Meseta española. *Acta Geol. Hispánica*, 3, 22-24.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1975). *Estudio estructural de los materiales anteordovícicos de los alrededores de Alba de Tormes (Salamanca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Madrid. 114 p.
- DÍEZ BALDA, M. A. y HACAR, M. (1979). Investigación geológico-minera de la zona de Guijuelo (Salamanca). Vol. I: *Estudio geológico de la Hoja de Guijuelo. Mem. y Mapa*, 81 p. IGME, Div. Minería. Inédito.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geológicos*, 36, 131-138.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1981). La estructura herciniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centroibérica). La superposición de facies y su influencia en la fábrica de las rocas. *Cuadernos Geol. Ibérica*, 7, 519-534.
- DÍEZ BALDA, M. A. y FOURNIER VIÑAS, Ch. (1981). Hallazgo de acritarcos en el complejo esquistograuváquico al sur de Salamanca. *Acta. Geolog. Hisp*, 16-3, 131-134.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1986). *El Complejo Esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercinica al sur de Salamanca*. Tesis doctoral. Ediciones Universidad de Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A., GARCÍA-CASQUERO, J. L., MONTESERIN LÓPEZ, V., NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M. V. y ROBLES CASAS, R. (1990a). Cizallamientos subverticales poste-

- riores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro-Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 117-1125.
- DÍEZ BALDA, M. A., AYARZA, P. y MARTÍNEZ CATALÁN (1992). El cizallamiento dúctil sub-horizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional. *III Congreso geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios*, 2, 365-374.
- FRANCO, M. P. (1980). *Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al N de la Depresión Corneja-Amblés (Sierra de Ávila)*. Tesis. Universidad de Salamanca, pp. 273.
- FRANCO, M. P. y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1986). Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo Occidental de la Sierra de Ávila (provincias de Ávila y Salamanca). *Stud. Geol. Salmant*, 23, 193-219.
- FRANCO, M. P. y SÁNCHEZ, T. (1987). Características petrológicas en el área de El Mirón (N del valle de Corneja, prov. de Ávila). Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. *Editorial Rueda*, 293-313.
- GARCÍA ABAD, F., y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Est. Geol.*, 36, 391-401. Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972). El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geológica* III, 33-41. Salamanca.
- GARZÓN, M. G. y LÓPEZ, N. (1978). Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central. *Estud. Geol.*, 34, 574-578.
- GIL y MAESTRE, A. (1880). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca. *Com. Mapa Geol. España*, 1-299, Madrid.
- GONZALO, F. J., SAAVEDRA, J., GARCÍA, A., PELLITERO, E., ARRIBAS, A. y RODRÍGUEZ, S. (1975). Las rocas graníticas de la antiforma de Martinamor (Salamanca, España Central). *II Reunión de Geol. Econom. Argentina*, IV, 227-246.
- GRACIA PLAZA, A. S., GARCÍA MARCOS, J. M.; y JIMÉNEZ, E. (1981). Las fallas de "El Cubito": Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca. *Bol. Geol. Min.*, 92 (6), 267-273.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. y PIEREN, A.P. (1990). Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy. In Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer, R. D. y Martínez García, E. (eds). *Springer-Verlag*, Berlín, 161-171.
- HAMMANN, W., ROBARDET, M., ROMANO, M., GIL CID, M. D, GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELÁEZ, J. R.; PÉREZ ESTAUN, A.; PRIETO, M.;

- RÁBANO, I., SAN JOSÉ, M. A., TRUYOLS, J., VEGAS, R., VILAS, L., VILLAS, E. y VILLENA, J. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal) *IUGS. Publ.*, 11, 1-47.
- HUDLESTON, P. J. (1973a). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- JIMÉNEZ, E. (1970). *Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la cuenca del Duero*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 323 pp.
- JIMÉNEZ, E. (1972). El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 3, 67-110.
- JIMÉNEZ, E. (1973). El Paleógeno del borde SW de la cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus complicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, 107-136.
- JIMÉNEZ, E. (1974). Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85 (5), 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1977). Síntesis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 88 (5): 357-364.
- JIMÉNEZ, E. (1982). Quelonios y cocodrilos fósiles de la cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, 125-127.
- JIMÉNEZ, E. (1983). Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero. En: J.A. Comba (coord.): *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, II, 103-108.
- JIMÉNEZ, E. y GARCÍA MARCOS, J. M. (1982). Mapa Geológico de España. E: 1:50.000. 2.^a Serie. núm. 426, Fuentesauco IGME.
- JORDÁ, J. F. (1983). Evolución morfogenética de la vertiente NW de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 8, 129-168.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- LIÑÁN, E., PALACIOS, T. y PEREJON, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.* 121 (3), 221-228.
- LOTZE, F. (1945b). Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166. Traducción de J.M. Ríos.

- MacDOUGALL BRENCHELEY, P.J., REBELO, A. y ROMANO, M. (1987). Fans and fan deltas-pre-cursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.*, 124, 347-359.
- MARTÍN HERRERO, D., UGIDOS MEANA, J. M.; NOZAL MARTIN, F. y PARDO ALONSO (1988). "Mapa geológico de España». E. 1:50.000, 2.ª Serie, Hoja num. 527. Tamames. ITGE.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., HACAR, M., VILLAR ALONSO, P. PÉREZ-ESTAUN, A. y GONZÁLEZ LODERO, F. (1992). Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold. Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81/2, 545-560. Stuttgart.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, I. (1973). Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol. y Min.*, 84-6, 407-418.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del macizo Hespérico*. Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo, 315 pp., Zamora.
- MARTÍN-SERRANO, A., SANTISTEBAN, J. I., MEDIAVILLA, R. (in litt.). Tertiary of the Central System basic. In: Friend, P. & Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary Basing of Spain worded and Regional series*. Cambridge Univ. Press.
- MAZO, A. V. y JIMÉNEZ, E. (1982). "El Guijo", primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, 99-104.
- MEGÍAS, A.G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, 1, 385-402.
- MIQUEL, M. (1906). Restos fósiles de vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 6, 352-357.
- MOLINA, E., VICENTE, A., CANTANO, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo hercínico ibérico. *Studia. Geológica. Salmaticensia*. 177-186.
- MOLINA, E. y MARTÍN-SERRANO, A. (1991). Dos perfiles de alteración sobre el complejo esquisto grauwáquico. Salamanca. En: J.A. Blanco, E. Molina y A. Martín-Serrano (Coords.). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias*. Monografías Soc. Esp. Geomorf. 6. 251-262.
- MONTESERIN, V.; BELLIDO, F. y BRANDLE, J. L. (in litt). Estudio petrológico del Macizo Granítico de El Risco (Guijuelo-Salamanca).
- MORENO, 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*. 39-49. Teruel.

- MORENO SERRANO, F., VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Brev. Geol. Astur.*, 20, 1, 8-16 p.
- NOZAL, F. y ROBLES CASAS (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca. *II Congreso geológico de España, Granada, Comunicaciones*, 1, 139-143.
- OCZLON, M. S. y DÍEZ BALDA (1992). Contornitas en las facies de pizarras negras bandeadas de la Formación Aldeatejada (ámbito del límite precámbrico-cámbrico, provincia de Salamanca, oeste de España. *Rev. Soc. Geol. España*, 5, 167-176.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983 publicado 1986). La discordancia intra-alcudien-se en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, 27-32.
- ORTEGA, E., HERNÁNDEZ URROZ, I. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geológico de España. Simposios*, 85-89.
- PALACIOS, T. y VIDAL, G. (in litt). Lower Cambrian acritarchs from northern Spain-the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications.
- PARGA, J. R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. del Lab. Geológico de Lage*, 37, 1-15.
- PEREJÓN, J. R. (1972). primer descubrimiento y descripción de arqueociátidos en la provincia de Salamanca. *Studios Geol.*, 4, 143-149.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Datación de las calizas del Cámbrico inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo) faunas de arqueociatos. *Breviora Geol. Astúrica*, 20, 3, 33-46.
- PEREJÓN, A. (1984). Bioestratigrafía de los arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 213-265.
- POLO, M. A., ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M. F. (1987). Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, 229-245.
- PORTERO, J. M. y DABRIO, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. *II Congreso geológico de España*. Granada, 161-164.
- PULGAR, J. A. (1980). *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de plegamiento en la zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Tesis. Univ. de Oviedo, 334 pp.

- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185; 225-245.
- RAMSAY, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Book Co. 568 p.
- ROBLES CASAS, R. y ALVARES-NAVA, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). *II Congreso geológico de España. Comunicaciones*, vol. 1, 185-188.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1979). El Complejo esquisto-grauváquico y los materiales Ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España). *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 14, 7-34.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1985). *El Complejo esquisto-grauváquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español*. Ediciones Universidad de Salamanca, 1-174.
- ROMÁN, F. Y ROYO GÓMEZ, J. (1922). Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne). *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175, 1221-1223.
- RÖLZ, P. (1975). *Beiträge zum Aufbau des jumpräkambrischen und attpalaozoischen Grundgebirges in de Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata) Spanien (Auszug)*. Technischen Universität München, 147 p. En castellano, *Münster Forsch.. Geol. Paläont, Helft*, 36, 1-68.
- SALVADOR PALACIOS, G. (1977). *El Terciario de Tordesillas*. Tesis de licenciatura, Univ. de Salamanca, 1-69 pp.
- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974). Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min*, 85-1, 21-31.
- SANTIESTEBAN, J. I., MARTÍN-SERRANO, A., MEDIAVILLA, R. y MOLINA, E. (1991). Introducción a la estratigrafía del Terciario del SO de la Cuenca del Duero. En: J.A. Blanco; E. Molina y A. Martín-Serrano (coords). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias*. Monogr. Soc. Española Geomorfol., 6, 185-198.
- SANTIESTEBAN, J. I., MARTÍN-SERRANO, A.; MEDIAVILLA, R. (1992). El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero: nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. In F. Colombo (ed.). *Libro Homenaje a Oriol Riba*, Acta Geol. Hispánica.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1979). *El corredor de Béjar. Tomo I*. Instituto de Geología Aplicada, C.S.I.C., 195 pp. Madrid.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1986). *El Corredor de Béjar. Tomo II*. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. 269 pp. Madrid.

- SCHMIDT-THOME, P. (1950). Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España Central (provincias de Salamanca y Cáceres). *Publ. Extr. S. Geol. España*, 5, 91-146. Madrid.
- TEMPLADO, D. y PASTORA, J. L. (1946). Explicación del Mapa Geológico de España 1/50.000. Hoja 478 (Salamanca). 63 pp. IGME. Madrid.
- UGIDOS, J. M. (1973). *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Universidad de Salamanca. Inédita.
- VALLADARES, I. y CORRALES, I. (1980). Las series carbonatadas del Cámbrico inferior de Salamanca. *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Guía de Sesiones de Campo*. Ediciones Universidad de Salamanca, 15-25.
- VIDAL, G., JENSEN y PALACIOS, T. (1976). *Geol. Magaz.* 131, 1-11.
- VIDAL, G., PALACIOS, T., GÓMEZ, J.A., Díez BALDA, M.A. y GRANT, S.W.F. (in litt). "Neoproterozoic of Spain, new concepts". *Geol. Magaz.*
- VILANOVA, J. (1873). Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora). *Act. R. Soc. España Hist. Nat.*, 2, 42, 47 y 52. Madrid.
- VOLKOVA, N. L. (1969). Acritarchs of Precambrian and Lower Cambrian deposits of Estonia. *Acad. Sci. U.S.S.R. Geol. Inst. Nauka*, 188, 8-36.
- ZAMARREÑO, I., VEGAS y PALACIOS, T. (1976). El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sucesión cámbrica de los Montes de Toledo occidentales (Centro de España). *Brev. Geol. Ast*, 20, 4, 56-64.