



IGME

653

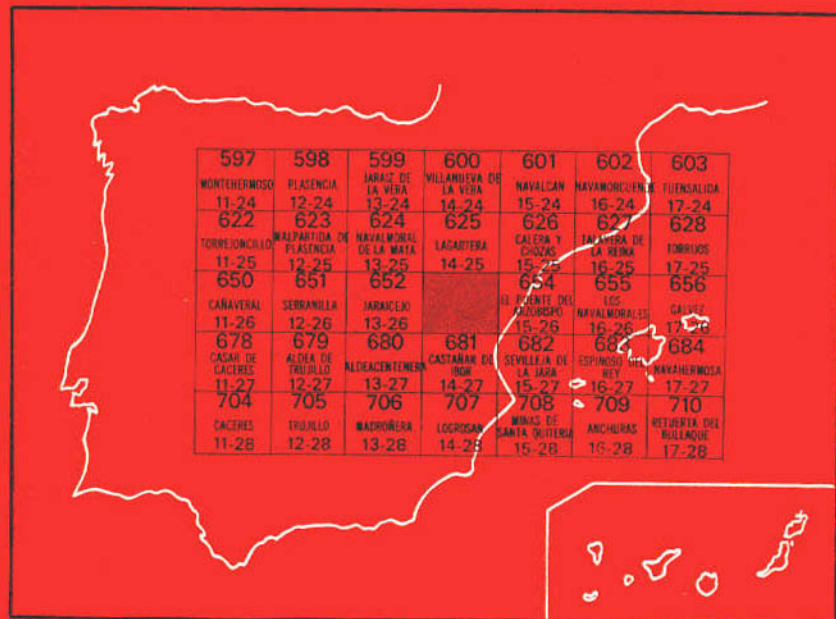
14-26

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VALDEVERDEJA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VALDEVERDEJA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA durante el año 1981, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: V. Monteserín López y A. Pérez Rojas.

En *Memoria*: V. Monteserín López y A. Pérez Rojas.

En *Petrología*: A. Pérez Rojas.

Colaboraciones: Se ha contado con el asesoramiento en las distintas especialidades que se detallan a continuación.

En *Estratigrafía Regional*: Dr. D. Lorenzo Vilas, Dr. D. J. R. Peláez y Licenciado D. M. A. de San José, todos ellos pertenecientes al Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

En *Estudios Paleontológicos*: Se ha contado con la colaboración del Equipo de Investigación del Departamento de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, integrado por: Dr. D. Eladio Liñán, Lcdo. D. Enrique Villas y Lcdo. D. Teodoro Palacios.

En *Tectónica*: Doctor don Félix Pérez Lorente, del Colegio Universitario de Logroño.

En *Terciario-Cuaternario y Geomorfología*: Licenciado don Angel Martín Serrano, de IBERGESA.

En *Minería*: Licenciado don Antonio Pineda Velasco, de IBERGESA.

Dirección y Supervisión: Doctor don José María Barón Ruiz de Valdivia y doctora doña Casilda Ruiz García (Petrología), del IGME.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M-2.281-1985

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

INTRODUCCION

Geográficamente la Hoja de Valdeverdeja se sitúa entre las provincias de Toledo y Cáceres, con la mayor parte de su superficie en esta última provincia.

Comprende parte de los términos municipales de Valdeverdeja, El Gordo, Berrocalejo, Valdehuncar, Peraleda de la Mata, Mesas de Ibor, Bohonal de Ibor, Fresnedoso de Ibor, Castañar de Ibor, Peraleda de San Román, Valdelacasa de Tajo, Alcolea de Tajo y Carrascalejo.

El clima es mediterráneo continental con cierta influencia atlántica y se caracteriza por precipitaciones escasas, veranos secos y calurosos e inviernos más bien templados.

El desarrollo económico se basa más en la ganadería (ovino-porcino) que en la agricultura (cereales). La industria prácticamente no existe.

Geológicamente la Hoja se sitúa en el Macizo Hespérico o Ibérico y concretamente en el Centro-Sur de la Zona Centroibérica, según el esquema paleogeográfico establecido por LOTZE, F. (1945), modificado por JULIVER et al. (1974).

Las estructuras regionales principales de la zona son Hercínicas, con directrices NO-SE, disponiéndose de la siguiente forma: Al SO el Sinclinorio del Guadarranque-Gualija, y en el centro y NE el Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja. Estas estructuras están truncadas por diversas intrusiones graníticas que se concentran sobre todo en el NO, centro y E de la Hoja.

En el Anticlinorio afloran materiales pizarroso-grauváquicos con intercalaciones conglomeráticas hacia el techo y carbonatadas hacia el muro, de edad Véndico-Cámbrica, y en el Sinclinorio rocas detríticas cuarcítico-pizarras de edad Ordovícico-Silúrico que yacen discordantemente sobre las anteriores.

Sobre todos estos sedimentos se desarrolla una amplia aureola de metamorfismo de contacto provocada por las intrusiones graníticas, que en este área adquieren gran importancia.

Los sedimentos Terciarios y Cuaternarios se distribuyen por toda la Hoja, concentrándose sobre todo en la mitad NO de la misma.

Morfológicamente las cotas más elevadas corresponden a las rocas cuarcíticas del Ordovícico Inferior del flanco NE del Sinclinal de Guadarranque-Gualija (988 m. cota máxima). El Precámbrico aparece como una penillanura típica con cotas que oscilan entre los 400 y 500 m. y que aumentan progresivamente según sea la aproximación a los relieves cuarcíticos anteriormente citados.

La red hidrográfica pertenece por entero a la cuenca del Tajo, que cruza la Hoja de E a O en su mitad norte.

Los primeros trabajos sobre la zona y sus proximidades se deben a EGOZQUE y MALLADA (1976) sobre la estratigrafía y paleontología del Sinclinal del Guadarranque. Posteriormente, HERNANDEZ PACHECO, E. (1912); GOMEZ DE LLARENA, J. (1914 y 1916), y RAMIREZ RAMIREZ, E. (1952, 1955) aportan valiosos datos sobre la litología, estratigrafía y el límite Cámbrico-Ordovícico tanto de las Villuercas (Hoja núm. 14-28, Logrosán) como del Sinclinal del Guadarranque.

Más recientemente comienzan las investigaciones de LOTZE, F. (1954 y 1961) y de sus alumnos MACHENS, K. (1954), MERTEN, R. (1955), WEGGEN, K. (1955) y RANSWEILER, M. (1967), que estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Paleozoico Inferior y Precámbrico terminal, especialmente en los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo.

CAÑADA GUERRERO, F. (1958) realiza la cartografía y la Memoria explicativa de la Hoja de Valdeverdeja.

SAN JOSE, M. A. (1970) establece la cartografía y síntesis geológica de la región comprendida entre las Villuercas, los Montes de Toledo y la Serena Extremeña.

GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R., y CAPOTE, R. (1970, 1971) realizan síntesis estratigráficas y observaciones tectónicas de las series precámbricas y paleozoicas del este de la provincia de Cáceres.

MORENO, F. et al. (1974 a 1977) estudian las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja.

GIL CID, M. D. et al. (1976) levantan un perfil lito y bioestratigráfico del Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque en base a la fauna de trilobites y graptolites.

HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977) describen las unidades diferenciales del Precámbrico-Cámbrico de los Montes de Toledo.

GEHRENKEMPER, I. (1978) realiza su tesis sobre la geomorfología de las rañas de los Montes de Toledo.

BRASIER, M. D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1979) describen los microfósiles e icnofósiles que aparecen en una sucesión de unos 2.500 m. de potencia por debajo de las calizas con arqueociatos y trilobites del Cámbrico Inferior-Alto en el anticlinal de Valdelacasa.

ROBARDET, M.; VEGAS, R., y PARIS, F. (1980) estudian los fósiles y las litofacies del techo del Ordovícico en el Sinclinal del Guadarranque.

1 ESTRATIGRAFIA

Se pueden distinguir en esta Hoja cuatro grandes conjuntos sedimentarios diferentes, separados por discordancias, que corresponden cronológicamente a los intervalos Precámbrico-Cámbrico, Cámbrico-Ordovícico y Terciario-Cuaternario.

Los materiales Precámbricos se subdividen a su vez en varios conjuntos litológicos, que de muro a techo y de acuerdo con la terminología expuesta en el trabajo de HERRANZ, P. et al. (1977) son los siguientes:

- Serie de Valdelacasa-Sevilleja. Pizarras y grauvacas masivas (6). Facies bandeadas, limolitas y areniscas (6'). Calizas, dolomías y calcoesquistos (8). Areniscas y cuarcitas (10). Conglomerados (11).
- Nivel de Fuentes: Nivel conglomerático calcáreo (12).
- Pizarras del Pusa. Pizarras (13).

1.1 PRECAMBRICO

Los sedimentos precámbricos se agrupan en dos unidades estratigráficas distintas, separadas entre sí por un nivel megabréchico carbonatado discontinuo, cuyo carácter concordante o discordante ha sido discutido.

La Unidad basal se denominó en la leyenda de dos formas distintas, según el Anticlinorio que se considere: Así, en el Anticlinorio de Fresnedoso de Ibor se dividió en dos subunidades: Pizarras y grauvacas masivas (6) y Facies bandeadas de limolitas y areniscas (6').

En el Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja se considera una sola unidad de Pizarras y grauvacas masivas (6).

Para el Anticlinorio de Fresnedoso la descripción es la siguiente: La serie de pizarras y grauvacas masivas (6) está formada por la alternancia de bancos grauváquicos de grano fino y niveles lutíticos. Hacia la base aflorante de la serie (no se conoce el muro) parecen predominar los términos más gruesos, que progresivamente se van haciendo más finos hacia el techo. Los bancos grauváquicos tienen base y techo casi siempre planos

y presentan un ordenamiento interno formado por secuencias incompletas de Bouma Ta-b y Ta-c con un intervalo granoclasificado (a) muy desarrollado, un intervalo de laminación paralela (b) reducido y un intervalo (c) de ripples, también poco desarrollado y que incluso puede faltar. Los niveles pelíticos presentan laminaciones milimétricas dando un característico aspecto bandeado. Formarían las secuencias de BOUMA (1962) Tc-e y Td-e. Estos sedimentos podrían encuadrarse en la litofacies «C», «D» y «E» establecidas por MUTTI y RICCI LUCCHI (1972), y podrían pertenecer a facies de plataforma distal o también a facies correspondientes a la parte externa de abanicos submarinos profundos.

La facies bandeadada de limolitas y areniscas (6') es un conjunto más variado que el anterior: presentan frecuentes intercalaciones de conglomerados, areniscas y calizas estromatolíticas en las que aparecen restos vegetales de medio marino, clasificables dentro del grupo Vendotaenida. La fracción de material predominante son las pizarras. Estas pueden ser de aspecto bandeadado o masivo. Si tienen aspecto bandeadado las alternancias están constituidas por láminas milimétricas o centimétricas de distinta granulometría, con base y techo planos. Si son masivas tienen normalmente base y techo planos. Presentan laminación paralela planar y es más frecuente la estratificación flaser que la lenticular. Si están intercaladas con niveles dolomíticos pueden acuñarse o bien interdigitarse con los mismos. Si la fracción carbonatada es potente las pizarras son más oscuras y forman niveles calcoesquistosos. Las areniscas aparecen en bancos deci-centimétricos. Pueden formar tanto niveles tableados de base planar como lenticulares, canalizados, con base erosiva. Se pueden reconocer laminaciones cruzadas y paralelas.

En el Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja se consideró una sola Unidad de Pizarras y grauvacas masivas (6).

Se engloban en esta unidad, como ya expusieron anteriormente otros autores, dos conjuntos litológicos no diferenciados cartográficamente: uno inferior de pizarras arcillosas y areniscas grauváquicas de aspecto monótono y masivo y otro superior también esquistoso grauváquico, pero con intercalaciones conglomeráticas, areniscosas y carbonatadas. Este último conjunto fue relacionado con las «mixtitas» del Precámbrico terminal debido a su proximidad a series del Cámbrico Inferior.

Sobre esta sucesión se encuentra un nivel megabréchico discontinuo denominado Olistostroma con calizas o Nivel de Fuentes por MORENO, F. (1975) y HERRANZ, P. et al. (*op. cit.*). En este trabajo se denomina Nivel conglomerático calcáreo (12).

La unidad superior a este nivel es de potencia variable, inferior a los 1.000 m., y fue denominada Pizarras del Pusa por SAN JOSE, M. A. et al. (1974) y HERRANZ, P. et al. (*op. cit.*). Se denomina aquí con Pizarras (13).

1.1.1 PIZARRAS Y GRAUVACAS MASIVAS (6)

Se engloban en esta unidad dos conjuntos litológicos: Uno presumiblemente basal, que correspondería a las denominadas «Capas de Valdelacasa» de LOTZE, F. (1956), en el que se detectan alternancias rítmicas deci-centimétricas de grauvacas y limolitas, y otro conjunto, a techo del anterior, que equivaldría a la «serie de Valdelacasa» de LLOPIS LLADO, N., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962-1965) o «Serie de Tránsito» de LOTZE, F. (*op. cit.*), en el que también están presentes las alternancias pelítico-grauváquicas de escala algo mayor (métrica), pero en el que sin embargo se observan diversos horizontes conglomeráticos lentejonares de distribución anárquica y desigual potencia, así como niveles carbonatados y areniscos. En este último tramo, al ser las secuencias más potentes se les reconoce una cierta granoclasificación, y en otras zonas con mejor observación, como la Hoja de Sevilleja (15-27), es frecuente observar estratificaciones cruzadas y, a veces, capas intensamente deformadas y plegadas (slumps).

Es característico de ambos tramos que las capas presenten con cierta frecuencia contactos netos, con techo y muro plano, aunque a veces en algunos puntos se observen canalizaciones y deformaciones por carga. Es muy frecuente el aspecto bandeado en el que la estructura predominante es la laminación paralela y el reconocimiento de estructuras del tipo «flute cast» y «ripple mark». En el tramo superior son frecuentes las estratificaciones «lenticular», «flaser» y «wavy bedding». Es común la presencia de pirita.

La mayor parte de esta unidad se encuentra afectada por un metamorfismo de contacto que dificulta la conservación de restos fósiles, ya que la fauna característica de estas edades, materiales infracámbricos, es muy sensible a los aumentos de presión y temperatura, como es el caso de los *Acritarcos*, razón por la cual todos los intentos, tanto de campo como de laboratorio, han sido negativos, teniendo que recurrir por tanto a correlaciones con zonas limítrofes, concretamente a la Hoja de Sevilleja de la Jara (15-27), donde en tramos equivalentes a la parte superior de la formación de «pizarras y grauvacas (6)» se detectaron *Vendoténias*, huellas de *Planolites* e icnofósiles, así como asociaciones de *Acritarcos* que definen el Vendense. No se ha de descartar la posibilidad, la cual se refleja en la leyenda, de la existencia de un Rifeense Superior en los tramos inferiores de la serie.

Los tipos de rocas más comunes son filitas, grauvacas y cuarcitas, cuya composición mineralógica cualitativa más frecuente es cuarzo, sericita, clorita o biotita, plagioclasas, minerales opacos o carbonosos, óxidos de hierro, turmalina y zircón.

Las filitas están constituidas por finas micas lepidoblásticas, dispuestas según una esquistosidad ondulada. Dentro de ellas se encuentran granos de cuarzo o de plagioclasa diseminadas o en microlechos, casi siempre de tamaño limo. En algunas muestras se han observado también pequeños cristales de cloritoide prismático, oblicuos a la esquistosidad, casi siempre oxidados o fuertemente enmascarados por la impregnación carbonosa que suelen presentar las rocas.

Las grauvacas presentan microclastos de cuarzo y de plagioclasas maciadas, de unas 200 μ de tamaño medio, con forma preferente alargada y bordes angulosos. La mesostasis que los rodea está formada por cuarzo y micas en cantidades variables, ambos de tamaño extremadamente fino, y que aparecen entremezclados o formando microlechos monominerales. Existen todos los términos de tránsito posibles entre las grauvacas y las filitas, según sea la relación clastos-matriz.

El tipo de cuarcita más común está formada por cuarzo de grano muy fino, recrystalizado, con los bordes indentados y esbozando orientación preferente. Pueden encontrarse también escasas laminillas de sericita o clorita intersticiales entre ellos que, a veces, se agrupan en microlechos.

El metamorfismo que afecta a estas formaciones es de grado muy bajo, alcanzándose apenas las condiciones de presión y temperatura necesarias para la formación de biotita, pues cuando este mineral aparece lo hace incipientemente, en forma de laminillas difusas carentes de líneas de exfoliación.

1.1.2 PIZARRAS Y GRAUVACAS MASIVAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (7)

Se extienden por la casi totalidad del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja y forman la aureola de los «stocks» graníticos presentes de la zona. La anchura de la aureola puede alcanzar de 3 a 4 Km. y sólo se explica si se supone que la masa granítica está muy cercana a la superficie topográfica.

Todas las rocas se cargan de minerales micáceos, siendo la mayoría de las veces perfectamente visibles en los tramos pelíticos y de más difícil observación en los niveles grauváquicos, debido a la difusión diferencial de la estructura mosqueada. Las manchas mosqueadas tienen forma alargada y suelen disponerse prioritariamente en el sentido de la esquistosidad principal.

Las series afectadas presentan un metamorfismo térmico progresivo que en las inmediaciones de las rocas graníticas alcanzan las condiciones del grado medio de WINKLER (1978), con la aparición de andalucita y cordierita. Sólo excepcionalmente se ha encontrado sillimanita, pero en presencia de moscovita y sin que llegue a formarse feldespato potásico.

Los tipos petrográficos encontrados, principalmente en las rocas pelíticas, cambian notablemente respecto a los materiales de que proceden debido al crecimiento de los diferentes minerales metamórficos. No ocurre así, sin embargo, en las rocas que caen dentro de las isogradas de la biotita o la clorita. Cabe añadir que esta última tiene una escasa representación en todas las aureolas metamórficas.

En las filitas, cuarcitas y grauvacas, el metamorfismo térmico se manifiesta principalmente en un grado de recrystalización general muy superior respecto a sus equivalentes descritos en el apartado anterior y sobre todo en la aparición de biotita, que lo hace en forma de láminas de hasta 300 μ de tamaño máximo, con líneas de exfoliación muy netas y disposición oblicua a la esquistosidad de la roca. Los agregados radiales de biotita son tanto más frecuentes cuanto mayor sea el grado de recrystalización. En las rocas grauváquicas o pelíticas afectadas por metamorfismo térmico, la esquistosidad suele estar plegada y sobre los ejes de estos micropliegues es donde preferentemente suelen concentrarse las láminas de biotita.

En las zonas de la andalucita y cordierita, las metapelitas pasan a micaesquistos porfidoblásticos, más o menos ricos en estos dos minerales. Las rocas están formadas por una mesostasis cuarzo-moscovítica-biotítica con esquistosidad plegada y biotitas oblicuas a ella. Sobre esta matriz crecen ovoides policristalinos de cordierita o cristales más o menos prismáticos de andalucita. La primera con numerosas inclusiones de cuarzo en forma de gotas, y ambas, englobando a numerosas laminillas micáceas o a minerales opacos pulverulentos. En las rocas en las que la esquistosidad está plegada, este plegamiento ha afectado también a los prismas de andalucita. Lo más frecuente es que los dos minerales en cuestión, andalucita y cordierita, estén fuertemente alterados a sericita o pinnita.

En algunas corneanas tomadas en el mismo contacto con los granitos, se ha observado que a partir de la andalucita comienzan a formarse pequeños agregados de sillimanita fibrolítica. Las rocas además se enriquecen en diminutas plagioclasas macladas según la ley de la albita.

1.1.3 CALIZAS, DOLOMIAS Y CALCOESQUISTOS (8)

Afloran en la zona suroeste del mapa. Se han diferenciado tres niveles carbonatados, dos de los cuales desaparecen de forma brusca. La potencia es muy variable, ya que puede oscilar desde los 0 a los 50 metros.

El paso de los términos terrígenos a los carbonatados es de forma gradual, apareciendo delgadas intercalaciones carbonatadas entre las pelitas, intercalaciones que se van haciendo más numerosas en número y potencia hasta formar un conjunto carbonatado en el que siempre asoman delgadas intercalaciones milimétricas de pizarras y limolitas.

Según el afloramiento, los distintos niveles pueden presentar distintas facies:

— Calizas, de tonos grises o marrones, a veces dolomitizadas, en capas decimétricas, bien estratificadas con superficie plana o suavemente ondulada, pueden ser masivas, oncolíticas o estromatolíticas estratiformes con laminación paralela de algas marcada y continua. A veces aparecen en tramos con facies rizadas.

— Dolomías (magnesitas) muy recrystalizadas, ferruginosas, de aspecto masivo, en bancos decimétricos y superficies de estratificación irregular que presentan un aspecto detrítico grueso por el tamaño de los cristales y color marrón por alteración.

— Calcoesquistos con niveles milimétricos o centimétricos de carbonatos intercalados. Presentan un aspecto poroso por alteración y lavado de los carbonatos.

Estos sedimentos carbonatados se pueden considerar ligados al crecimiento de mallas de algas planas y estromatolitos en un medio intertidal y supratidal. VILAS, L. et al. (1979).

Al microscopio se presentan como unas calizas o dolomías cristalinas, de grano fino, en las que los carbonatos presentan bordes indentados y romboédricos. Además de calcita o dolomía, estas rocas contienen escasos granos de minerales opacos diseminados, algo de cuarzo automorfo y sericita y cloritas que aparecen en laminillas diseminadas, agrupadas en microlechos, o formando agregados semirradiales.

1.1.4 MARMOLES CON SILICATOS CALCICOS (9)

Se hace aquí referencia al nivel carbonatado precámbrico afectado de metamorfismo de contacto. Hay que indicar que este nivel puede ser por una parte la continuación normal al noreste del Sinclínorio de Guadarranque-Gualija de los niveles carbonatados que afloran al suroeste del citado Sinclínorio y por otra un nivel de calizas Cámbricas. Su resolución es problemática debido al intenso metamorfismo de contacto que lo afecta y que hace sumamente problemático el hallazgo de posible fauna clasificable.

Se desconoce la potencia, pues sobre el mismo yacen discordantes los materiales detríticos del Ordovícico Inferior, aunque la parte aflorante no es inferior a los 50 metros.

En la base los bancos marmóreos son de escala decimétrica, intercalados con abundantes términos pelíticos de apariencia tableada. Estos bancos van aumentando de potencia, llegando a alcanzar el metro. Los tonos son gris-negro. Las características sedimentarias son similares a las anterior-

mente descritas. Igualmente, sucede con los caracteres microscópicos y mineralógicos, salvo que el grado de cristalinidad es algo mayor y que además en algunas rocas las calizas pasan a ser marmóreas y contienen prismas xenomorfos de tremolita o de diópsido, desarrollados ambos por el metamorfismo térmico de grado bajo a medio. Cuando aparecen estos dos minerales mencionados, las rocas se enriquecen también en granos pequeños de esfena, que tampoco se encuentran en sus equivalentes no afectados por el metamorfismo térmico.

1.1.5 ARENISCAS Y CUARCITAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (10)

Se cartografió un nivel a muro de los mármoles y silicatos cálcicos anteriormente descritos, aunque es posible la presencia de algún otro de menor entidad.

Este nivel da un claro resalte topográfico, dado el contraste litológico entre las areniscas y las pelitas circundantes. Los bancos son de escala decimétrica, con intercalaciones pelíticas. Presentan bases erosivas o canalizadas y laminación cruzada tipo «festón» de megaripples o laminación cruzada plana.

Litológicamente son unas veces areniscas groseras, a veces microconglomerados y otras areniscas de grano fino gris-blanquecinas. Las superficies de estratificación de los bancos areniscosos aparecen cubiertas de moscovitas y las pelitas se cargan de minerales micáceos, efecto del metamorfismo de contacto provocado por los cercanos granitos.

Al microscopio se presentan como unas areniscas ricas en diminutos clastos de cuarzo y más rara vez de plagioclasas macladas, ambos con forma preferentemente alargada. La mesostasis, muy sericítica, es lepidoblástica y dentro de ella resaltan pequeñas biotitas oblicuas a la esquistosidad, debidas al efecto de metamorfismo de contacto.

1.1.6 CONGLOMERADOS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (11)

Afloran en el tramo superior de las facies bandeadas (6), son de distribución irregular, geométrica lenticular con la base erosiva y el techo plano y potencia variable, que puede oscilar de 1 a 8 metros.

Su composición es de naturaleza muy variada, los cantos son de cuarcita, arenisca, cuarzo filoniano, lidita, grauvacas, pizarras y esporádicamente calizas, si bien predominan los de cuarzo y los areniscosos. Todos ellos se hallan inmersos en una matriz verdosa, unas veces pelítica y otras grauváquica. El tamaño de los cantos puede oscilar desde 1 ó 2 mm. a los

10 cm. Son frecuentes también los cantos blandos de la misma naturaleza que la matriz.

Estos niveles conglomeráticos están afectados por el metamorfismo de contacto, que produce en ellos efectos idénticos a los descritos en la formación de facies bandeadas (7), es decir, aparición de estructuras mosqueadas en los términos pelíticos, que en este caso están representados por la matriz.

El tipo más común es un conglomerado de esqueleto rígido, formado por clastos redondeados y heterométricos de cuarcita granoblástica o pizarra y que presentan una matriz sericítica intersticial con grado de recristalización variable. En algunos casos se observa cómo en ella crecen biotita o andalucita, como minerales metamórficos. Las rocas contienen además pequeñas plagioclasas, minerales opacos, turmalina, zircón y apatito detríticos.

1.1.7 NIVEL CONGLOMERATICO CALCAREO CON METAMORFISMO DE CONTACTO. NIVEL DE FUENTES (12)

Por encima de la Serie de Valdelacasa-Sevilleja aflora una formación carbonatada de amplia continuidad lateral, pero que en ocasiones llega a desaparecer.

El tramo aflorante en esta Hoja es de unos 2 Km. en el borde este de la misma. Al norte de Valdeverdeja no fue detectada su presencia probablemente debido a las características geométricas lenticulares de estos depósitos.

Para algunos autores, HERRANZ, P. et al. (1977) esta formación es discordante sobre su sustrato, relacionando la discordancia con una etapa de la actividad tectónica cadomiense. Si se quiere hacer una descripción más o menos detallada de la misma se debe hacer referencia a la Hoja de Sevilleja, donde presenta amplias afloramientos tanto longitudinales como laterales, ya que en la zona del presente trabajo son escasos y de difícil observación.

En la citada Hoja esta formación se compone de cantos de caliza, grauvaca y arenisca principalmente, subangulosos y heterométricos, dispersos en una abundante matriz pelítica. A techo y muro inmediatos se observan siempre capas intensamente deformadas y plegadas (slumps) que parecen indicar inestabilidades en la cuenca de sedimentación y que marcan una diferencia entre los tipos de material que yacen por encima y por debajo de la citada formación. La potencia de este conglomerado sería de orden métrico. Esta descripción sería un rasgo general de la formación.

En la zona norte de la citada Hoja hay una brecha carbonatada de origen

tectónico. Esta brecha tectónica, con abundantes cantos de caliza, arenisca y gravaca con escasa matriz pelítica, se encuentra allí donde se aprecia el choque entre las estructuras de la formación de facies bandeadas (6) y el Nivel de Fuentes.

Por la forma del afloramiento es probable que la zona que nos ocupa sea también una brecha tectónica, aunque no se puede descartar que en algún tramo pueda haber calizas «in situ».

Los afloramientos del «Nivel de Fuentes» en la Hoja de Valdeverdeja están afectados por un intenso metamorfismo de contacto debido a la proximidad de los macizos graníticos de Villar del Pedroso y Valdeverdeja.

El estudio microscópico de los cantos carbonatados pone de manifiesto que se trata de rocas marmóreas, calizas o dolomías de grano fino. Además contienen otros constituyentes, en pequeñas proporciones, tales como cuarzo, cloritas, moscovita, minerales opacos y esfena. En las facies dolomíticas se encuentran además numerosos prismas xenomorfos de tremolita de pequeño tamaño con esbozo de orientación preferente, que a veces están intercalados con los granos de carbonato.

1.1.8 PIZARRAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO.

«PIZARRAS DEL PUSA» (13)

Por encima del nivel conglomerático calcáreo (12) se sitúa una serie bastante homogénea formada principalmente por pizarras arcillosas de tonalidades verde grisáceas con frecuente presencia de piritita. En esta Hoja los afloramientos son bastante reducidos, además de estar fuertemente metamorfizados, por lo que para la descripción de los mismos se hace referencia, al igual que para otras formaciones ya descritas, a la Hoja de Sevilleja.

Entre las estructuras sedimentarias se destaca la granoselección, la estratificación cruzada, las estratificaciones «lenticular» y «flaser» y la laminación paralela. En el tramo basal hay algunos metros de facies pelíticas con «slumps» que indicarían inestabilidades de la cuenca, probablemente relacionadas con el episodio que dio lugar a las megabrechas infra-yacentes.

Fue interpretada por HERRANZ, P. et al. (1977) como un conjunto turbidítico proximal en la base, en tránsito hacia facies de plataforma en el techo.

BRASIER, M. D. et al. (1979) detectan por primera vez la presencia de discos carbonosos tipo *Chuaría*, considerados hasta ahora como característicos del Rifeense y Vendiense.

En la Hoja de Sevilleja se encontraron diversas pistas fósiles, una asociación de vegetales y otra de *Acrítarcos* que permitieron indicar una edad para esta formación del Vendiense Superior.

Petrográficamente presentan textura blastosamítica lepidoblástica y están formadas por biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasas, minerales opacos, turmalina y zircón. Los clastos son cuarzo y plagioclasas macladas, fusiformes y de tamaño muy próximo al del limo. La matriz muy dominante está formada por finas biotitas y moscovitas orientadas y con diminutos granos de cuarzo diseminados. El metamorfismo térmico se pone de manifiesto, como es muy habitual en las rocas de todos estos niveles, en la blastesis de láminas de biotita oblicuas en la esquistosidad de la roca.

1.2 CAMBRICO

Aflora en el borde noreste de la Hoja en un pequeño sinclinorio fallado en su flanco suroeste. Aparentemente está en continuidad normal con las Pizarras del Pusa infrayacentes.

1.2.1 ARENISCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO «ARENISCAS DEL AZOREJO» (14)

Los afloramientos no son de buena calidad y están afectados por un intenso metamorfismo de contacto.

La potencia aproximada de la formación es aquí de unos 250 m. y no son reconocibles los tres tramos característicos de la misma en otras zonas (Sevilleja): El masivo basal arenoso con algún nivel conglomerático, el intermedio de alternancias y el superior de predominio pizarroso. Aquí quizá sólo son reconocibles el intermedio y el superior, aunque con gran dificultad.

Los niveles arenosos son de escala decimétrica, con una litología en la que el tamaño de grano es medio-fino, y una característica a reseñar, que es su poca compacidad, pues muchas veces estas areniscas se deshacen con facilidad.

Son frecuentes las estructuras tipo «lenticular», «flaser» y de carga, laminaciones y megaripples que definen un medio posiblemente de inter a submareal por encima del nivel de base de las olas (SAN JOSE, M. A., comunicación personal).

Para MARTIN CARO, I. et al. (1979) esta formación se compone de grauvacas, areniscas y lutitas que presentan abundantes estructuras sedimentarias típicas de facies arenosas costeras. Estas facies constituyen un complejo detrítico de plataforma formado por barras arenosas y llanuras de fango.

BRASIER, M. D. et al. (1979) encuentran en este complejo arenoso costero numerosas pistas fósiles de tipo Cámbrico; en la Hoja de Sevilleja

también se encontraron varios icnofósiles, que permitieron atribuir a esta formación una edad Tommotiense-Ovetiense.

Están constituidas estas cuarcitas por microclastos de cuarzo heterométricos de unas 150 μ de tamaño medio, cuya forma varía desde alargada a subredondeada y con los bordes subangulosos. Se observan también escasos fragmentos de plagioclasa sin maclar y de moscovitas más grandes que aquellas que se encuentran en la matriz, ambas de origen detrítico. La mesostasis es subordinada, además de muy rica en micas blancas pequeñas y lepidoblásticas. La biotita se presenta en láminas de crecimiento tardío, oblicuas a la esquistosidad de la roca. Además de todos los minerales mencionados en estas facies, se observan diminutos granos de minerales opacos, apatito, turmalina y zircón.

1.2.2 MARMOLES CON SILICATOS CALCICOS.

«CALIZAS DE LA ESTRELLA» (15)

Yacen concordantemente sobre las areniscas anteriormente descritas y su cartografía refleja el efecto que la erosión realiza sobre una formación carbonatada, que en la mayoría de los casos está subhorizontal.

Los bancos calcáreos o marmóreos son de escala deci-centimétrica. En la base hay algún nivelillo arcilloso. El paso de las facies terrigenas a las carbonatadas se realiza de forma gradual, aumentando progresivamente estas últimas hasta formar un amplio tramo carbonatado. El aspecto de las rocas es rizado, con cantos blandos unas veces, otras adquiere el aspecto de mármoles bandeados de tonalidades blanco-grisáceas, y en la mayoría de los casos están presentes delgados filoncillos de calcita de recristalización.

La edad ha sido atribuida por correlación con zonas próximas de idénticas características, en las que fue posible el hallazgo de fauna. MARTIN CARO, I et al. (*op. cit.*) describen en la zona limítrofe de La Estrella (Hoja 15-26, Puente del Arzobispo), unas calizas sobre areniscas que muestran laminaciones unas veces inorgánicas y otras producidas por algas típicas de ambiente perimareal, con *Arqueociatos*, icnofósiles y *Trilobites*. En Sevilleja se detectaron pistas fósiles indeterminables, que unido a los datos aportados por los autores aquí citados, permite atribuir, como hipótesis de trabajo, a estas facies una edad Ovetiense Superior-Marianiense.

Petrográficamente se distinguen dentro de esta formación mármoles calizos o dolomíticos con intercalaciones o transformación total a rocas de silicatos cálcicos. Los mármoles son de grano fino o medio, formados por uno de los dos carbonatos, en ocasiones bastante puros y otras con algo de cuarzo, minerales opacos, cloritas y esfena. Algunas veces, se observan

también secciones prismáticas de un anfíbol incoloro del tipo de la tremolita.

Las rocas de silicatos cálcicos, procedentes del metamorfismo térmico de niveles carbonatados muy impuros, son sin duda las muestras más peculiares y espectaculares de la Hoja en cuestión.

Los minerales que las forman son diópsido, tremolita, feldespato potásico, epidota, plagioclasa, dolomita, esfena, minerales opacos y zircón. En algunas muestras faltan el feldespato potásico, el piroxeno o la epidota y en otras se encuentran además cristales de apatito e incluso de turmalina.

Algunas rocas tienen textura diablástica, observándose en ellas un bandeo mineralógico caótico, mientras que otras tienen una mezcla totalmente anárquica de intercrecimientos de todos los minerales componentes.

Comúnmente el piroxeno forma acumulados, a veces prismáticos, que presentan transformación a tremolita. El feldespato potásico envuelve o está intercrecido con estas masas o bandas de minerales máficos. Las rocas presentan granos muy dispersos y pequeños de carbonatos o filoncillos formados por ellos. Tanto entre el feldespato como entre los máficos se encuentran agregados microgranudos de plagioclasas. En todos los casos, las muestras están salpicadas de numerosos granos de esfena de reducido tamaño.

1.3 ORDOVICICO

Se localizan los materiales ordovícicos en la zona suroccidental del mapa, en una banda de dirección NO-SE según las directrices hercínicas correspondientes a este área.

Litológicamente, forman un conjunto transgresivo de materiales detríticos con facies muy constantes a escala regional, abundante fauna característica en los niveles más finos y pistas bien conservadas en los tramos cuarcíticos. Estos conjuntos son fácilmente correlacionables con los descritos en la bibliografía regional.

El límite inferior del Ordovícico se sitúa en la discordancia erosiva y angular de la base de las «alternancias inferiores» como las definió MARTIN ESCORZA, C. (1977), en las que no siempre están presentes los conglomerados basales de tonos morados («serie púrpura de BOUYX, E. (1970)), características de la mayor parte de los Montes de Toledo.

Esta discordancia corresponde a la Fase Ibérica de LOTZE, F. (1956), si bien este autor la consideraba en la base de la «Cuarcita Armoricana» y ahora se considera en la base de las «Alternancias Inferiores», que coincidirá con lo que el mismo autor definió como Fase Toledánica.

1.3.1 CONGLOMERADOS, ARENISCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS (16)

Sólo afloran en el flanco NE del Sinclinorio del Guadarranque-Gualija y debe por ello sufrir considerables variaciones y acuñaientos. La potencia que puede alcanzar en esta área puede ser del orden de los 500 metros.

La base de esta formación se compone casi siempre de un conglomerado de 2 ó 3 m. de potencia, de cantos de cuarzo filoniano, angulosos, con un tamaño máximo de 5 cm. inmersos en una matriz pelítica verdosa. Sobre estos conglomerados se sitúa una potente serie de esquistos, o bien pizarras silíceas duras con esporádicos bancos cuarcíticos, de escala decimétrica en la base, que van siendo cada vez más predominantes a medida que nos acercamos al techo de la formación.

Son frecuentes las laminaciones paralelas y cruzadas de gran escala, los ripples de diversos tipos, etc. En conjunto esta sucesión representa una sedimentación clástica marina costera de medio mareal.

En la Hoja de Castañar de Ibor (límitrofe) se encontraron icnofósiles atribuibles al Ordovícico Inferior.

Los conglomerados tienen textura blastosefítica y están formados por cantos de cuarzo desigualmente tectonizados y fragmentos de lilitas, pizarras, cuarcitas y cuarzoareniscas. La matriz es claramente intersticial, situándose en los espacios intergranulares agregados sericíticos o cloríticos.

Las cuarcitas suelen ser de grano grueso, a veces con tectonización de clastos. Presentan matriz sericítica intersticial o bien cemento ferruginoso. Estas rocas pasan gradualmente a las que se podrían denominar meta-cuarzoareniscas, en las que la matriz adquiere un papel más importante y los clastos ya no están tectonizados; además de los minerales citados, turmalina, minerales opacos y zircón, todos ellos en pequeñas cantidades.

Por último, las pizarras o filitas que representan los niveles pelíticos, se componen de sericita, a veces, clorita y generalmente cuarzo, moscovita o plagioclase. En proporciones accesorias se encuentran zircón, turmalina y minerales opacos.

1.3.2 CONGLOMERADOS, ARENISCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (17)

Una parte considerable de la formación anteriormente descrita está afectada por el metamorfismo de contacto, provocado por la gran apófisis granítica de Berrocalejo.

Donde mejor se ven los efectos metamórficos es en las riberas del río Gualija, que en los tramos pizarrosos y pelíticos de la serie llega a desarrollar cristales de andalucita de hasta 5 ó 6 cm. de longitud. El

efecto mosqueado alcanza, por otra parte, a los términos más detríticos y también a las limolitas más alejadas del foco de calor creado por la intrusión. En las zonas algo más alejadas se observan las mismas facies que se han descrito en el apartado anterior, pero en ellas crecen laminillas o haces de biotita que son oblicuos a la esquistosidad. Esta formación de biotita y andalucita se observa en todas las rocas pelíticas o arenosas del Paleozoico, llegando a repetirse indefinidamente una convergencia de facies petrográficas que corresponden a filitas mosqueadas con biotita, metareniscas biotíticas y micaesquistos con andalucita porfidoblástica.

1.3.3 ORTOCUARCITAS «FACIES ARMORICANA» (18)

Se distribuyen por los flancos del sinclinal del Guadarranque-Gualija. El tránsito a las formaciones supra e infrayacentes es más bien gradual y su característica principal es ser el elemento constructor del relieve formando alineaciones de cumbres que se siguen a lo largo de muchos kilómetros.

La potencia puede variar de un flanco a otro, así como dentro de un mismo flanco, pasando de unos 250 m. de potencia media a tener por ejemplo sólo 50 m. en el flanco noreste, allí donde es cortada esta formación por el río Gualija.

Se disponen estas cuarcitas de una forma tableada en tramos normalmente deci a centimétricos. Los bancos pueden llegar a alcanzar los 0,5 m. de potencia. Normalmente estos materiales aparecen formando dos o tres «barras» cuarcíticas blanco-grisáceas, que dan un relieve de crestas separadas por pequeñas depresiones cubiertas de derrubios y que corresponden a las intercalaciones de granulometrías más finas.

Se comportan ante las deformaciones como un material resistente y frágil respondiendo al plegamiento con un sistema de fracturación y diaclasado tan intenso que dificulta en ocasiones el reconocimiento de la superficie de estratificación.

1.3.4 ORTOCUARCITAS, «FACIES ARMORICANA» CON METAMORFISMO DE CONTACTO (19)

Los niveles cuarcíticos «duros» o consistentes anteriormente descritos son prácticamente refractarios a un aumento de temperatura, reflejándose únicamente testimonios del metamorfismo de contacto en los niveles pelíticos o pizarrosos más finos, en forma de pequeñas moscovitas o biotitas entrecruzadas entre las superficies de estratificación. En cambio, en las cuarcitas más puras, la biotita crece en forma de escasos y pequeños haces radiales.

1.3.5 PIZARRAS Y CUARCITAS ALTERNANTES (20)

Su mejor desarrollo se observa en el flanco suroeste del Sinclinorio del Guadarranque-Gualija. En el flanco noreste sólo se detectan en un punto con cierta claridad, desapareciendo o confundándose con las «Cuarcitas Armóricanas» más hacia el noroeste. Son de difícil observación, estando enmascaradas muchas veces por los derrubios de ladera procedentes de las alineaciones cuarcíticas de las cumbres (C. Armórica).

Litológicamente, se trata de areniscas de grano medio a fino, muy micáceas, de color pardo-claro, bastante compactas, en alternancias con pizarras sericiticas de colores claros. Los bancos areniscosos son de escala deci-centimétrica y predominan en los términos basales. Los niveles pizarrosos también poseen escala similar y se van haciendo más abundantes hacia el techo.

En los tramos cuarcíticos se observan laminaciones paralelas y cruzadas, así como diversos tipos de ripples y deformaciones hidroplásticas.

La potencia media puede estimarse en torno a los 150 m.

Comúnmente están formadas por cuarzo granoblástico de tamaño limo, que forma un mosaico de granos con bordes poligonales. La sericita, muy escasa (no así en las facies pizarrosas) es intersticial entre el cuarzo, presentándose en laminillas aisladas o en pequeños agregados. Se observan también diminutos zirrones de pequeño tamaño, pero muy arenosos, como asimismo, a veces, xenotima y rutilo.

1.3.6 PIZARRAS CON «CALYMENE» (21)

Se caracteriza esta formación por ser un conjunto litológico muy monótono de pizarras oscuras, generalmente negras y que por alteración adquieren tonalidades más claras: verdes, pardas e incluso rojizas, cuando aquélla es muy intensa. En ocasiones pueden estar finamente bandeadas en alternancias con lechos cuarcíticos de escala milimétrica.

Su potencia puede estimarse en unos 400-500 m., si bien se debe considerar con reservas dado el comportamiento extraordinariamente plástico de esta formación, que le hace aparecer ante las deformaciones hercínicas muy replegadas y con un fuerte desarrollo de la esquistosidad principal.

La nomenclatura de pizarras con «Calymene» se adoptó de acuerdo a la denominación que dieron a esta formación GIL CID, M. D. et al. (1976), debido a la abundancia del citado fósil en este nivel pizarroso por otra parte muy constante en los Montes de Toledo.

Se muestrearon algunos niveles fosilíferos, que han dado la siguiente fauna de edad Llanvirn-Llandeilo:

Neseuretus (Neseuretus) sp.
Redonia sp.
Redonia deshayesi ROUAULT
Orthambonites sp.

Al microscopio se presentan como unas filitas sericíticas a veces algo cloríticas, en las que los filosilicatos tienen una débil orientación y baja recristalización. Con frecuencia existen también granos de cuarzo diseminados de tamaño limo y fragmentos de biotitas o moscovitas detríticas algo curvadas. En determinados niveles se encuentran también diminutos cristales de cloritoide prismático fuertemente impregnados por material carbonoso, lo mismo que el resto de la roca. Su presencia no se atribuye a un metamorfismo mayor que en otros niveles sino a una composición mineralógica peculiar.

1.3.7 PIZARRAS CON «CALYMENE» Y METAMORFISMO DE CONTACTO (22)

Son metapelitas constituidas por sericita orientada, entremezclada con diminutos granos de cuarzo, definiendo ambos una fábrica planar plegada, con esbozo de otra de crenulación según la cual se redistribuyen los minerales opacos. Las rocas están salpicadas de blastos ovoides de pequeño tamaño de clorita o biotita generadas por metamorfismo de contacto. Como minerales accesorios, se encuentran diminutos minerales opacos, zircón y turmalina.

1.3.8 ARENISCAS Y CUARCITAS (23)

Se sitúan hacia la mitad superior del conjunto pizarroso anteriormente descrito y están precedidas de unos 25 ó 30 m. de alternancias de pizarras arcillosas y niveles arenosos con frecuente estratificación del tipo «lenticular bedding». Si bien es considerable su continuidad lateral, a escala de afloramiento desaparecen con cierta frecuencia.

Litológicamente son areniscas y cuarcitas micáceas pardas, a veces con manchas de óxidos de hierro, estratificadas en bancos centi-decimétricos y en alternancia con pizarras arcillosas. Si adquieren un gran desarrollo se asemejan a las areniscas y cuarcitas del Ordovícico Superior.

Su potencia oscila entre los 0-20 m.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, y de manera accesoria, por sericita, clorita, moscovita, turmalina y minerales opacos. Los granos de cuarzo son de tamaño de arena fina, equigranulares y de bordes indentados por recristalización. La moscovita se presenta en paquetes orientados

y la sericita y clorita componen la matriz, generalmente intersticial y variable en proporción (cuarcitas o areniscas). Los minerales opacos son comúnmente abundantes.

1.3.9 ARENISCAS Y CUARCITAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (24)

Existen tipos petrográficos que no difieren de las rocas del capítulo anterior más que en una mayor recristalización y en la aparición de pequeñas placas de biotita. Sin embargo, hay otras más próximas al granito, en que aparece cordierita. Estas rocas están formadas por cuarzo de 80 μ de tamaño medio, con los bordes poligonales y que forman un mosaico, junto con cristales de cordierita del mismo tamaño. La biotita se encuentra en forma de laminillas aisladas, alineadas con orientación preferente o en forma de agregados diablásticos. Como minerales accesorios se observan granos de opacos y cristales de turmalina, apatito y zircón.

1.3.10 CUARCITAS Y ARENISCAS PARDAS (25)

Es una formación de potencia variable, que puede oscilar en esta zona entre los 25 y los 150 metros. En el flanco sur del Sinclinorio del Guadarranque-Gualija destacan dos resaltes morfológicos de desigual potencia, correspondientes a otras tantas barras areniscosas, a diferencia del flanco norte, en que la única barra cuarcítica no siempre se manifiesta en forma de resalte topográfico.

Estas cuarcitas y areniscas son de tonos pardos, micáceas, tableadas y con manchas de óxidos de hierro en las fracturas. La separación de ambas barras consiste en una alternancia de bancos delgados de areniscas y pizarras arenosas.

Se observan laminaciones paralelas y cruzadas, estas últimas muy abundantes en los tramos inferiores. También se detectan niveles con estratificación tipo «lenticular» y «flaser».

Fueron denominadas Cuarcitas de la Cierva. GIL CID, M. D. et al. (*op. cit.*) en el ámbito del Sinclinorio del Guadarranque, mientras que para los Montes de Toledo se ha utilizado la denominación «Areniscas de Retuerta», SAN JOSE, M. A. (1970).

Tanto las cuarcitas como las areniscas contienen cuarzo, sericita, cloritas, minerales opacos, turmalina y zircón. En las areniscas existen además plagioclasas, moscovita, material carbonoso y óxidos de hierro.

Las cuarcitas presentan textura granoblástica y en ellas el cuarzo está en granos recristalizados de 50 μ de tamaño medio y con los bordes poli-

gonales. Entre él se encuentran láminas o agregados sericíticos con orientación preferente poco marcada. Las cloritas forman pequeños agregados microcristalinos diseminados y los zircones y turmalinas suelen ser redondeados.

Las areniscas contienen microclastos muy heterométricos de cuarzo de 150 μ de tamaño medio, si bien hay otros subredondeados con fuerte tendencia a dar formas alargadas o aplanadas y orientadas. Las plagioclasas son fragmentarias y escasas. La mesostasis está en la misma proporción que los clastos y la componen micas mal orientadas y poco recrystalizadas.

1.3.11 CUARCITAS Y ARENISCAS PARDAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (26)

No difieren texturalmente de las rocas del apartado anterior y mineralógicamente sólo en la presencia de biotita, que se presenta en agregados dispuestos según la orientación general, pero con estructura interna diablastica.

1.3.12 PIZARRAS GRIS-NEGRUZCAS MASIVAS (27)

Son concordantes con los materiales anteriormente descritos. Forman un conjunto litológico de unos 100 m. de potencia de pizarras arcillosas gris-negras que contienen pequeños nódulos ferruginosos. Las pizarras, hacia el techo, se hacen más silíceas y adoptan un aspecto más compacto y masivo.

Este tramo pizarroso es equivalente a la «Serie pelítica media» de RANSWEILER, M. (1967) del Ordovícico Superior.

Hacia el techo de la formación se observan a veces unas areniscas de color negro y pardo en alteración, que suelen presentar disyunción en bolos y capas concéntricas. Estudios petrológicos indican un cierto carácter vulcanogénico de alguno de sus componentes. Materiales de características similares aparecen a todo lo largo del Sinclinorio del Guarranque y se les denominó como «Pelitas con fragmentos», ROBARDET, M. et al. (1980). Estos niveles también pueden aparecer a techo de las cuarcitas silíceas, como expresa NOZAL, F. (1981) en la Hoja de Villarta de los Montes (16-29).

En la zona de Logrosán, GIL SERRANO, G. (1981), se detectó una asociación fosilífera en la parte basal de esta formación, que fue datada como Caradoc Superior (Marsbrook).

La composición mineralógica que presentan estas rocas es sericita, clorita, cuarzo, minerales opacos, óxidos de hierro, turmalina y zircón. Normalmente el cuarzo se encuentra en granos de tamaño limo, próximo al are-

noso, con formas angulosas, y está diseminado en una matriz formada por los minerales micáceos, muy poco recrystalizada y mal orientada.

1.3.13 PIZARRAS GRIS-NEGRUZCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (28)

Son una variante de la anterior, condicionadas por la aparición de biotita y/o andalucita como minerales de metamorfismo térmico. La biotita se encuentra en laminillas oblicuas a la orientación de la roca y la andalucita en blastos que han sido plegados con posterioridad a su crecimiento.

1.4 SILURICO

Presenta facies muy homogéneas a lo largo de todo el Sinclinorio del Guadarranque-Gualija, al igual que el resto del Paleozoico.

Es el Paleozoico más moderno de la zona y se caracteriza por presentar en la base un nivel cuarcítico típico, al que sigue una formación compuesta por pizarras ampelíticas con graptolites y delgados niveles cuarcíticos intercalados con abundantes pizarras.

1.4.1 CUARCITAS (29)

Esta formación cuarcítica Silúrica presenta características morfológicas semejantes a la formación cuarcítica del Ordovícico Superior. Forma el tercer resalte del Sinclinorio del Guadarranque.

En esta Hoja la formación presenta unas veces dos resaltes y otras uno, según se considere el flanco suroeste o noroeste del Sinclinorio.

La potencia media aproximada de esta formación oscila entre los 100 y 150 m. Como es característico de todo el Paleozoico, el flanco suroeste del Sinclinorio presenta siempre mayores potencias que el flanco noroeste.

Las cuarcitas, ortocuarcitas, presentan tonalidades grises o blancas a veces con manchas rosadas de óxidos de hierro y afloran en bancos de escala métrica separados por tramos de pizarras arenosas alternantes con bancos cuarcíticos de escala centimétrica.

Esta formación equivale a la «serie psamítica superior de RANSWEILER, M. (*op. cit.*)», o también a las «Cuarcitas de las Majuelas» de GIL CID, M. D. et al. (*op. cit.*).

Están formadas normalmente por microclastos de cuarzo de 150 μ de tamaño medio, alargados, orientados y rodeados por películas sericíticas recrystalizadas y orientadas. Las muestras contienen además minerales opacos, zircón y turmalina en cantidades muy pequeñas.

1.4.2 CUARCITAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (30)

Las muestras estudiadas en lámina delgada son cuarcitas de grano muy fino formadas por cuarzo de bordes poligonales de 100 μ de tamaño medio, encontrándose entre él agregados sericíticos de forma redondeada. La biotita crece por efecto del metamorfismo de contacto en forma de agregados radiales.

1.4.3 PIZARRAS, PIZARRAS Y CUARCITAS (13)

Sobre la formación ortocuarcítica basal del Silúrico yace un conjunto litológico formado por pizarras y alternancias de pizarras y cuarcitas que representan los sedimentos paleozoicos más jóvenes, actualmente aflorantes del área que nos ocupa.

La potencia se estima en unos 200 m., en el caso más favorable, para esta área, si bien es imprecisa tanto por el desconocimiento del techo de la formación como por el fuerte replegamiento a que fue sometida.

Se compone esta formación de un tramo pizarroso basal, de escasos metros, de pizarras ampelíticas, en los que se detectan gran número de graptolites pertenecientes a la familia Monograptidae. En algún punto de la base también se reconocen las pelitas con fragmentos a los que anteriormente se hizo referencia. Por encima aparecen las alternancias de pizarras y cuarcitas con claro predominio de las primeras, que son de tipo arcilloso y tonalidades grises o negras. Los lechos cuarcíticos no suelen sobrepasar los 5 ó 10 cm. de potencia. En conjunto, la formación suele presentar considerable alteración.

1.4.4 PIZARRAS, PIZARRAS Y CUARCITAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (32)

Estas facies de metapelitas están formadas por cuarzo, moscovita, biotita, minerales opacos, turmalina y zircón. En las zonas próximas al granito, crece, además de la biotita, andalucita porfidoblástica, en rocas que han sido plegadas con posterioridad al desarrollo de este mineral y cuya mesostasis está formada por bandas moscovítico-biotíticas que alternan con microlechos de cuarzo de grano extremadamente fino.

1.5 Terciario

Discordantes sobre los materiales paleozoicos infrayacentes existen en este área tres conjuntos litológicos distintos:

— Sedimentarios paleocenos, inmaduros, conglomeráticos en la base y arcósico-arcillosos hacia el techo. Se concentran al norte de la Hoja (bordes de la cuenca Terciaria). Su situación geológica corresponde a la denominada Subcuenca del Tiétar, que pertenece a su vez a la Cuenca o Fosa del Tajo. Geológicamente puede considerarse a esta fosa como una cuenca intramontañosa, limitada al norte por los núcleos graníticos de la Sierra de Gredos y en las restantes direcciones por el conjunto ígneo-metasedimentario de los Montes de Toledo. Aunque son sedimentos azoicos, los autores que se han referido a ellos, HERNANDEZ PACHECO, E. (1941) y MARTIN ESCORZA, C. (1974) los han considerado como Paleógenos y concretamente Oligocenos. En el borde occidental de la Cuenca del Duero, donde afloran facies similares, se han datado sólo de forma aproximada y relativa como Pre-Lutecienses, JIMENEZ, E. (1970), o más concretamente como Paleocenos, JIMENEZ, E. (1977). Fosilizan un relieve de tipo apalachiano.

— Sedimentos miocenos, también inmaduros, de composición fundamentalmente arcósica en la base y arcillosa en el techo. Están discordantes sobre los materiales infrayacentes. Se diferencian dos tramos, a su vez discordantes entre sí: El tramo inferior, de granulometrías más gruesas, tiene conglomerados, y el tramo superior, más fino, es en ocasiones margoso.

— Depósitos pliocénicos (rañas) discordantes sobre los anteriores, conglomeráticos, con bloques y cantos empastados en una matriz arcillo-arenosa.

1.5.1 CONGLOMERADOS, ARCOSAS Y ARCILLAS (33) PALEOCENO

Los materiales paleocenos se disponen en esta zona subhorizontalmente, con leve inclinación hacia el norte.

Localmente pueden aparecer, en la base de la serie, lentejones conglomeráticos de cantos y bloques de granito, pegmatita, aplita, cuarzo, arenisca, etc., muy angulosos que pueden indicar una procedencia coluvionar con muy escaso desplazamiento.

La base de la serie presenta un evidente predominio de facies gruesas. Son muy frecuentes los tramos conglomeráticos y microconglomeráticos y menos los arenosos con cantos esporádicos de cuarzo, siendo común para todos la matriz arenoso-arcillosa donde la presencia de minerales caolínicos es notable. Las cementaciones son esencialmente ferruginosas o síliceas, aunque esporádicamente se detectan pequeñas costras de carbonatos.

Los conglomerados, particularmente abundantes en los tramos basales de esta formación, están constituidos por cantos angulosos fundamentalmente de cuarzo, pero también pizarra y cuarcita y más raramente de plagioclasa, ortosa, etc. Están empastados en una matriz principalmente arcillosa-caolínica con cemento síliceo o ferruginoso. Los materiales accesorios más fre-

cuentes son biotita, granate, rutilo, ilmenita y magnetita. El tamaño máximo de los cantos es del orden de 5 cm., aunque en ocasiones (esporádicamente) pueden alcanzar los 10 cm.

El resto de la serie está también formada por sedimentos de características detríticas, microconglomerados y areniscas gruesas, arcosas con cantos angulosos de cuarzo, dispersos y arcillas (caolinita e illita). Aunque existen también moscovita y plagioclasa, el mineral esencial es el cuarzo, siendo los accesorios similares a los anteriores.

Por lo general estos niveles superiores de la serie tienen un tamaño de arena medio-gruesa y presentan un aspecto homogéneo y clastos subredondeados. La presencia de óxidos e hidróxidos de Fe dispersos o formando costras ferralíticas y silicificaciones en parches aislados es bastante frecuente. El aspecto abigarrado de las marmorizaciones, con colores habitualmente grises, blancos, verdosos y rojizos da a estas formaciones un aspecto muy característico, que en los alrededores de Talavera de la Reina, MARTIN ESCORZA, C. (1974) denomina N. R. G. C. (Niveles rojizos gris-ceniza). De acuerdo con este autor, muchas de las coloraciones se deben a procesos edáficos. En este sentido las silicificaciones y ferruginizaciones, según indican BUSTILLO, M. A. et al. (1980) en la provincia de Zamora para sedimentos de similares características, se forman tanto por simple cementación por sílice o hierro de conglomerados y arenas, como a partir de procesos edáficos y diagenéticos. La procedencia de los mismos se hace a partir de removilizaciones del manto de alteración laterítica por efecto de un clima tropical, como también indican los citados autores.

Estratigráficamente, los lechos más gruesos de forma lenticular alternan con otros de granulometría más fina de gran continuidad lateral. Las formas canalizadas y las estratificaciones cruzadas a gran escala son relativamente frecuentes. Parece que las condiciones de sedimentación serían las propias de un sistema de abanicos aluviales coalescentes con un régimen de canales entrelazados en una secuencia de energía decreciente y periodos de tiempo de exposición subaérea.

1.5.2 MIOCENO

Por encima de los materiales paleocenos se observa en ocasiones restos de un nivel de caliche duro, relacionado con los sedimentos neógenos que a continuación se describirán. Este nivel debe correlacionarse con algunas de las discordancias miocenas que cita MARTIN ESCORZA, C. (1974) entre Toledo y Talavera, probablemente ligada a una etapa inframiocena muy generalizada en las cuencas castellanas, MARTIN SERRANO, A. (com. personal).

1.5.2.1 Arcosas, conglomerados y arcillas (34)

Las facies más características del Mioceno Inferior están representadas en el corte que se observa en la Carretera Bohonal-Peraleda de S. Román. La fracción más abundante es la arcósico-arcillosa de tonalidades pardo-verdosas. Entre esos materiales es frecuente la presencia de paleocauces conglomeráticos de escala métrica. A diferencia de los conglomerados basales del Paleoceno, aquí los cantos son muy redondeados, heterométricos y de un tamaño máximo que no sobrepasa los 2 ó 3 cm. y son mucho más importantes los componentes de tamaño arena gruesa, en los que quedan inmersos los cantos a que antes se hizo referencia. Por su naturaleza son bastante homogéneos, casi siempre de areniscas y cuarcitas. La matriz, escasa, es arcillosa de tonos amarillentos.

En la carretera Berrocalejo-Valdeverdeja, a la altura del Arroyo Reventón, las facies basales del Mioceno están representadas por bloques y cantos redondeados que pueden alcanzar los 20 cm. de diámetro inmersos en una matriz arcillosa de tono rojo-oscuro. La observación en esta área no es de todas formas muy buena.

En otras áreas, como Jaraicejo (13-26), por encima del Paleoceno se observa en algunos puntos un nivel de caliche muy duro, al que anteriormente se hizo referencia y sin duda relacionado con estos depósitos inframiocenos.

La potencia para esta área del Mioceno Inferior es del orden de los 100 metros.

1.5.2.2 Arcillas, arcosas y margas (34'')

El tramo superior del Mioceno tiene escasa representación. Afloran algunos pequeños retazos de poca importancia en la zona de Valdeverdeja y no de cierta amplitud en la zona de la carretera Bohonal-Castañar de Ibor. La observación en este último es difícil debido a los derrubios de ladera que provocan los materiales del Plioceno Superior (rañas).

La diferencia principal con los materiales infrayacentes del Mioceno es que aquí predominan los términos finos y comienzan a ser frecuentes las margas. La composición es principalmente arcillosa (sobre todo al oeste de la Hoja), si bien son frecuentes las arcosas. Se suelen encontrar en ocasiones cantos esporádicos de areniscas o cuarcitas inmersos en ellas. La fracción margosa es predominante en la zona de Valdeverdeja.

1.5.3 PLIOCENO SUPERIOR

1.5.3.1 Bloques, cantos y arcillas (rañas) (35)

Dispuestas de modo discordante sobre los materiales Precámbricos, Paleozoicos y Miocénicos hasta aquí descritos, se encuentran las «rañas».

Se trata de una formación conglomerática muy típica, constituida por cantos, ocasionalmente bloques, heterométricos y subangulosos de cuarcita y areniscas, generalmente rubefactados y con matriz arcillo-arenosa de color rojizo.

La potencia es muy variable, pudiendo alcanzar los 50 m. o más. Se relacionan siempre con relieves cuarcíticos acusados (área fuente), apreciándose un suave descenso (2-4°) al alejarse de los mismos. Enlazan de forma gradual con los paloderrubios de ladera cuando la erosión no lo ha impedido.

Están emplazadas a unas cotas normalmente superiores a los 450 metros.

1.6 CUATERNARIO

1.6.1 PLEISTOCENO

1.6.1.1 Conglomerados, gravas, arenas y limos (terrazas) (36-37-38)

Estas formaciones cuaternarias adquieren relativa importancia en las márgenes del río Tajo, sobre todo en lo que respecta al borde noroccidental de la Hoja.

Consisten en formaciones conglomeráticas de características similares a las de la «raña»; los materiales son conglomerados cuarcíticos sueltos, relativamente homogéneos y bastante redondeados, emplastados en una escasa matriz arcillo-arenosa. Suelen presentar un cierto ordenamiento. En cualquier caso la característica más importante es la de ocupar niveles horizontales definidos.

Se han diferenciado tres niveles de terrazas (el cuarto nivel está cubierto por las aguas del Pantano de Valdecañas), con las siguientes cotas:

Primera Terraza (36) sobre los 355 metros.

Segunda Terraza (37), 340 metros.

Tercera Terraza (38), 320 metros.

Al sur del río Tajo se especificó en cartografía una representación de glacis-terrazza, con el fin de expresar la particularidad de unos depósitos que enlazan sedimentos provenientes de la erosión postpliocena y formados casi exclusivamente a partir de los materiales de las «rañas», con otros típicamente fluviales, originados a partir del campo de nivel de base del río Tajo durante los períodos glaciares e interglaciares del Cuaternario Inferior. La diferenciación de los citados depósitos resultaba por tanto sumamente problemática.

1.6.2 HOLOCENO

1.6.2.1 Arcillas y cantos (derrubios de ladera) (39)

Se pueden diferenciar dos tipos de depósito: Unos, los situados en los bordes de los escarpes cuarcíticos (facies «armoricana» sobre todo y compuestos de cantos y bloques angulosos, heterométricos) con débil contenido en matriz arcillo-arenosa.

Los otros depósitos son aquellos que están adosados a los abarrancamientos efectuados sobre el nivel de «rañas». La litología está formada esencialmente a partir de esos sedimentos, cuya descripción ya se realizó en el apartado correspondiente.

1.6.2.2 Conglomerados, gravas, arenas y limos (aluvial) (40)

Los depósitos más importantes corresponden a los de los ríos Gualija e Ibor y a los de los Arroyos del Pedroso, Valdeazores y Ruedalasmozas. El río Tajo, debido al pantano de Valdecañas, no deja aflorar sedimentación aluvial alguna.

Están formados a expensas de los materiales y litologías por los que discurren. Se componen de cantos y bloques de arenisca, cuarcita, grauwacas, pizarras y granitos bien redondeados, sin oxidación ni pátina ferruginosa, inmersos en una disgregada matriz arenoso-limosa de análoga composición. La potencia suele ser reducida.

2 TECTONICA

INTRODUCCION

La Hoja de Valdeverdeja se encuentra localizada, dentro de las distintas zonas en que se ha dividido el Hercínico Ibérico, en la denominada como «Zona Centro Ibérica», de acuerdo con el Mapa Tectónico de España, según el esquema de JULIVERT et al. (1927), esquema basado fundamentalmente, aunque algo modificado, de la primitiva división del Macizo Ibérico, realizado por LOTZE (1945) y cuyo carácter más distintivo, a grandes rasgos, es la existencia generalizada en toda la zona de una discordancia preordovícica. La denominación de «Zona Centro Ibérica» es el resultado de la unión de las zonas «Galaico-Castellana» (Galisick-Kastilische zone) y la «Lusooccidental-Alcudiense» (Ostlusitnisch-Alcudiche zone), propuestas por LOTZE.

Ya en capítulos anteriores se ha dado una referencia histórica de los

distintos trabajos realizados en la zona; no obstante, haremos un especial hincapié en este apartado de los principales trabajos y estudios realizados en el campo específico de la tectónica y estudios estructurales de la región.

Dos han sido los problemas más importantes a dilucidar en el área: primero el reconocimiento y datación de las posibles discordancias existentes, cuya presencia era presumible dada la amplitud cronológica de los materiales presentes; formaciones rifeenses a devónicas, y la datación, tanto absoluta como relativa, de las distintas deformaciones observadas.

Son numerosos los autores que han puesto de relieve la existencia de discordancias prehercínicas en la región, concretamente entre el Ordovícico-Cámbrico Inferior y entre el Cámbrico Inferior-Precámbrico, opinión mantenida por LOTZE (1956), DE SAN JOSE, M. A. et al. (1974-1977). Por otra parte, BOUYX (1970) indica la existencia de dos discordancias dentro del ciclo sedimentario precámbrico. En Portugal, a partir del estudio de una serie de pliegues de dirección N-S a NE-SO, OEN ING SOEN (1970), reconoce la presencia de deformaciones de edad sárdica.

En España, CAPOTE et al. (1971), a partir de la presencia de niveles conglomeráticos en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico, con cantos heredados de series infrayacentes y clara discordancia anteordovícica, les llevan a hablar de movimientos tectónicos antehercínicos.

En lo que respecta a la localización dentro de los distintos ciclos orogénicos de las estructuras y deformaciones presentes en la zona, hay una coincidencia casi total en atribuir casi la totalidad de estas deformaciones al hercínico, sobre todo como fases generadoras de esquistosidad, ya que diversos autores reconocen la existencia de una fase de plegamiento, la sárdica, sin esquistosidad, al menos regionalmente. Por el contrario, hay una disparidad de criterios en cuanto al orden de la fase responsable de las distintas deformaciones hercínicas; así, para APARICIO YAGÜE (1971), dentro de las dos fases hercínicas responsables de la tectónica de los Montes de Toledo, la primera generaría un plegamiento de dirección principal E-O y la segunda otro de dirección N-S. No obstante, para MARTIN ESCORZA (1974), en la zona de Urda, aceptando también la existencia de dos fases hercínicas, invierte la edad de la generación de pliegues, es decir, la primera generaría pliegues de dirección N-S y la segunda E-O.

CAPOTE et al. (1971) y GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971) reconocen también la existencia de dos fases de deformación hercínicas sin esquistosas.

MORENO, F. (1977), en su tesis doctoral sobre la región de Valdelacasa y las Villuercas, encuentra cuatro fases de deformación hercínica. La primera fase se manifiesta sólo por la presencia ocasional de una esquistosidad tumbada y pliegues menores en el macizo de las Villuercas.

La segunda fase de deformación sería la responsable de los grandes

pliegues de dirección NO-SE y del plegamiento a todas las escalas. Su esquistosidad crenula a la anterior en aquellos lugares donde aparecen juntas.

Las otras fases aparecen distribuidas de una forma irregular y trastocan donde aparecen a las estructuras anteriores.

En la Memoria de la Hoja MAGNA (18-28), Las Guadalerzas (IGME, 1975), se considera a la primera fase Hercínica como la generadora de los grandes pliegues y de la esquistosidad dominante y de plano axial de aquéllos; sobre estas estructuras se sobreimponen otras fases tardías, al parecer con direcciones y estilos variables de unas localidades a otras.

VEGAS y ROIZ (1979) delimitan las estructuras cartografiables del basamento hercínico en toda la región, atribuyéndolas a la fase principal hercínica, a la cual se adscribe la esquistosidad regional presente en esta región. Esta fase, la hacen corresponder con la primera fase de deformación en el extremo occidental de la zona (región de Salamanca), donde la deformación es más intensa y existe más de una fase sinesquistosa.

Las estructuras definidas sufren una deformación transversa que modifica la geometría de los pliegues más regulares de la región de las Villuercas, constituyendo estructuras de aspecto redondeado como resultado de la interferencia de una fase tardía con la fase principal sinesquistosa.

2.1 MACROESTRUCTURAS

Tradicionalmente en estas regiones se viene utilizando como elemento de referencia en la determinación de las megaestructuras la disposición de las «cuarcitas de facies armoricana», que constituyen una verdadera formación en el sentido litoestratigráfico.

La elección de esta formación como referencia para definir las estructuras viene obligada por su extraordinaria continuidad y su buena definición como elemento principal constructor del relieve, sin competencia con otras formaciones cuarcíticas y por tanto como nivel fotogeológico de buena identificación.

El estilo tectónico de los Montes de Toledo se caracteriza por la coexistencia de sinclinatorios apretados y grandes anticlinorios con techo subhorizontal y suavemente plegado; esta disposición debe corresponder a un efecto de zócalo y cobertera, donde los materiales precámbricos se han comportado con mayor viscosidad que la cobertera paleozoica RAMSAY (1967).

La gran extensión longitudinal de las macroestructuras que vamos a describir indica la horizontalidad de las charnelas de las mismas.

De este a oeste se diferencian las siguientes macroestructuras:

— *Sinclinal del Cerro de Chozas (Torrico)*

Es una pequeña estructura situada al NE de la Hoja, dentro del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, de materiales cámbricos, de 2,5 Km. de anchura y unos 6 Km. de longitud. Está fosilizada al noreste por los terciarios de la Fosa del Tajo y truncada al sureste por el granito de Valdeverdeja.

— *Anticlinal de Valdelacasa-Sevilleja*

Es una estructura sobre materiales precámbricos de considerables dimensiones, 15 Km. de anchura y 80 Km. de longitud. Se extienden desde los terciarios de la Fosa del Tajo (Berrocalejo-Valdeverdeja) hasta un área situada al norte de Horcajo de los Montes (Ciudad Real), donde termina periclinalmente, bifurcada en dos estructuras anticlinales: Anticlinal del Chorlito y Anticlinal de Miraflores, separadas por una estructura paleozoica que es el Sinclinal de La Chorrera. La dirección es NO-SE en el área que nos ocupa, aunque más meridionalmente lleva una dirección ONO-ESE. En zonas fuera de esta Hoja se detectaron, en este gran sinclinal, pliegues de amplitud kilométrica, MORENO, F. (1977).

— *Sinclinal de Guadarranque-Gualija*

Es una estructura con una anchura media de 6 Km. y una longitud de unos 150 Km. Se extiende desde el Terciario de la Fosa del Tajo (Almaraz), hasta Malagón, en los terciarios de Ciudad Real. La dirección en su parte más septentrional es NO-SE, adquiriendo hacia el E una dirección ONO-ESE. La vergencia en su extremo noroccidental es claramente al N, en el área que nos ocupa es ligeramente SO y se encuentra más o menos verticalizada en su prolongación hacia Ciudad Real. Presenta inmersión hacia el SE. Dentro de esta estructura se ha observado un macropliegue tumbado de escala hectométrica en las alternancias de pizarras y cuarcitas silíceas cuando son cortadas por el Arroyo Gualijeño (afluente del Gualija).

— *Anticlinal de Ibor-Guadalupe*

Es una estructura con una longitud aproximada de 55 Km. y una anchura desigual, 2,5 Km. al NO (Valdecañas) y 18 Km. al SE del Guadiana, en las proximidades de Fuenlabrada de los Montes. Está limitada al NO por el Terciario de la Fosa del Tajo y al SE por el Terciario de Ciudad Real. El flanco NE de esta estructura está afectado por una falla inversa, en la zona de Valdecañas (Hoja de Jaraicejo), de al menos 15 Km. de longitud.

2.2 ANALISIS Y DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS MENORES

2.2.1 PLIEGUES

En los materiales precámbricos de esta Hoja, que corresponden a la macroestructura Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, se observa un escaso desarrollo de pliegues, aunque los pocos que se han visto son del mismo tipo que los descritos en la Hoja de Sevilleja de la Jara (15-27). El plegamiento se produce sobre materiales grauváquico-pizarrosos previamente deformados. Las características del mismo son las siguientes: tamaño de orden métrico, amplitud 4-5 m. y longitud de onda del orden de los 30 m. Son asimétricos, con suave vergencia al NE. El ángulo entre los flancos es de unos 65°, que correspondería según la clasificación de FLEUTY (1964) a pliegues entre cerrados y abiertos. Si se utiliza el esquema de HUDLESTON (1973) la clasificación de la relación amplitud-forma se encuadra en las casillas 2D-3D. Se clasifican dentro de la clase 1C de RAMSAY (1967).

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que su deformación afecta a superficies originariamente planas. En las cuarcitas y areniscas pardas del Caradoc (25) y en las pizarras y cuarcitas del Silúrico (31) los pliegues observados presentan el plano axial subhorizontal, son de escala métrica, simétricos, cerrados FLEUTY (*op. cit.*), con una morfología que corresponde a las casillas 2D, 2E y 3C de HUDLESTON (*op. cit.*). Son frecuentes en ellos las estructuras disarmónicas y la desaparición de charnelas cuando se siguen en dirección. Se clasifican en la clase 1, subclase 1B, de RAMSAY (*op. cit.*). En los tramos pelíticos del Silúrico (31) se observó un pliegue tumbado, anisópaco, de orden métrico y apretado FLEUTY (*op. cit.*) con una morfología que corresponde a la casilla 4F de HUDLESTON (*op. cit.*). Se clasificó como clase 2 (similar) de RAMSAY (*op. cit.*). Es un pliegue del mismo tipo que los observados por otros autores en zonas próximas, CAPOTE, R. et al. (1971).

En algunos puntos aislados del Paleozoico se detectaron Kink-bands de escala deci a centimétrica, con planos axiales convergentes que dan lugar a Kink-bands conjugados. Estos planos axiales son, en los escasos afloramientos que se han observado, subhorizontales.

2.2.2 ESQUISTOSIDADES

Se han observado en esta Hoja dos tipos de esquistosidad: La primera (S₁) es una esquistosidad espaciada, que en los materiales precámbricos es del tipo «rough cleavage» o bien «slaty cleavage» grosera según se trate de los términos grauváquicos o pelíticos. En los términos pelíticos del Paleozoico es del tipo «slaty cleavage».

Se debe hacer notar que al menos en un tramo relativamente amplio del flanco noreste del Sinclinal de Guadarranque-Gualija la esquistosidad principal (S₁?) tiene menor buzamiento que la estratificación, estando ésta en su posición normal.

La segunda esquistosidad, de crenulación, es esta zona de difícil observación, debido en parte a la amplia aureola de metamorfismo de contacto provocada por las intrusiones graníticas. Se observa, no obstante, en puntos muy localizados del Precámbrico y Paleozoico, así como en algunas láminas al microscopio. En algunos afloramientos paleozoicos se observó una débil esquistosidad de crenulación que afectaba a estructuras (pliegues) anteriores a ella.

2.3 FRACTURACION

Se observan dos direcciones predominantes, NE-SO (s. I.) y ENE-OSO. Las fallas NE-SO (s. I.) corresponden a dos sistemas: el uno con dirección N 10-30° E, posiblemente el más antiguo, desarrolla una lineación de intersección de dirección predominante N 15° E, que tiene amplia representación en las pelitas paleozoicas. Es probable que la falla que limita los materiales Terciarios entre Berrocalejo y Valdeverdeja, con esa dirección, sea un rejuego póstumo de este sistema tardihercínico.

El otro sistema, de dirección N 60° E, es paralelo a la dirección de la Falla de Plasencia y lo creemos posterior al anterior.

Las fracturas de desgarre, de componente casi siempre levógiro, tienen una dirección N 100-110° E, constituyen el «Sistema de Logrosán» y afectan sobre todo a las estructuras del Sinclinorio del Guadarranque-Gualija.

2.4 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

2.4.1 DEFORMACIONES ANTEORDOVICICAS

No existían en la Hoja de Sevilla (ni existen probablemente en la presente) criterios suficientes para hablar de deformaciones distintas a techo y muro del Nivel de Fuentes (12), puesto que los diagramas de polos de estratificación realizados en zonas próximas a ese nivel y dentro de las formaciones adyacentes la coincidencia es total, y tampoco en lámina delgada se observan diferencias en cuanto a la deformación sufrida por ambas formaciones.

En Sevilla (15-27) y Castañar de Ibor (14-27) es muy evidente la discordancia cartográfica expresada por la fosilización de materiales Véndico-Cámbricos por los términos clásicos del Ordovícico Inferior. A escala de

afloramiento la discordancia es claramente erosiva y localmente angular. Esta discordancia sería equivalente a la Fase Ibérica de LOTZE, F. (1960) y correspondería a movimientos que podemos datar como anteordovícicos (Sárdicos).

La distribución de los materiales ordovícicos en la Península Ibérica indican una peneplanización importante anterior a este depósito; por otra parte, la erosión ligada a la deformación Sárdica hace que los afloramientos cámbricos queden notablemente restringidos para este sector del Hercínico. Con todos estos datos, la no existencia del Cámbrico Medio-Superior parece corresponder más bien a su no sedimentación que a su desaparición posterior, debida a erosiones generalizadas de sedimentos de esta edad.

Por otra parte, diversos autores a escala regional indican la existencia de un plegamiento sárdico basándose en la existencia de pliegues anteriores a la primera esquistosidad hercínica. Entre ellos OEN ING SOEN (1970), en Portugal, deduce que la dirección original de estos pliegues antihercínicos sería NE-SO. En zonas limítrofes, como en la Hoja 12-28 (Trujillo) o bien en otras áreas, es frecuente observar lineaciones de intersección de la primera fase Hercínica con tendencia subvertical.

2.4.2 DEFORMACION HERCINICA

Primera fase de deformación

Es la etapa principal de deformación de esta zona. Origina pliegues (apartado 2.2.1) que afectan tanto a las rocas precámbricas como a las paleozoicas. En el diagrama de ejes de pliegues de esta primera fase se observa la dispersión de las pocas medidas que se han podido tomar en el campo (fig. 1).

Esta fase es responsable de un aplastamiento generalizado en el área, que dio lugar a una anisotropía (esquistosidad) S_1 subparalela al plano axial de los ejes de los citados pliegues.

En las rocas precámbricas los pliegues de la primera fase actúan sobre superficies previamente plegadas (movimientos sárdicos) y que dan lugar a interferencias de difícil clasificación (no se siguen en campo), pero que pertenecen posiblemente a la clase 1 de RAMSAY (1967).

Las fracturas, subparalelas a la dirección de los ejes de los pliegues, es decir NNO-SSE, quizá se relacionen con esta fase aunque con posterioridad al desarrollo de los pliegues. Aparecen como fallas normales, pero al haber actuado probablemente en varias ocasiones, es posible que su principal juego fuese el haber actuado como fractura de desgarre.

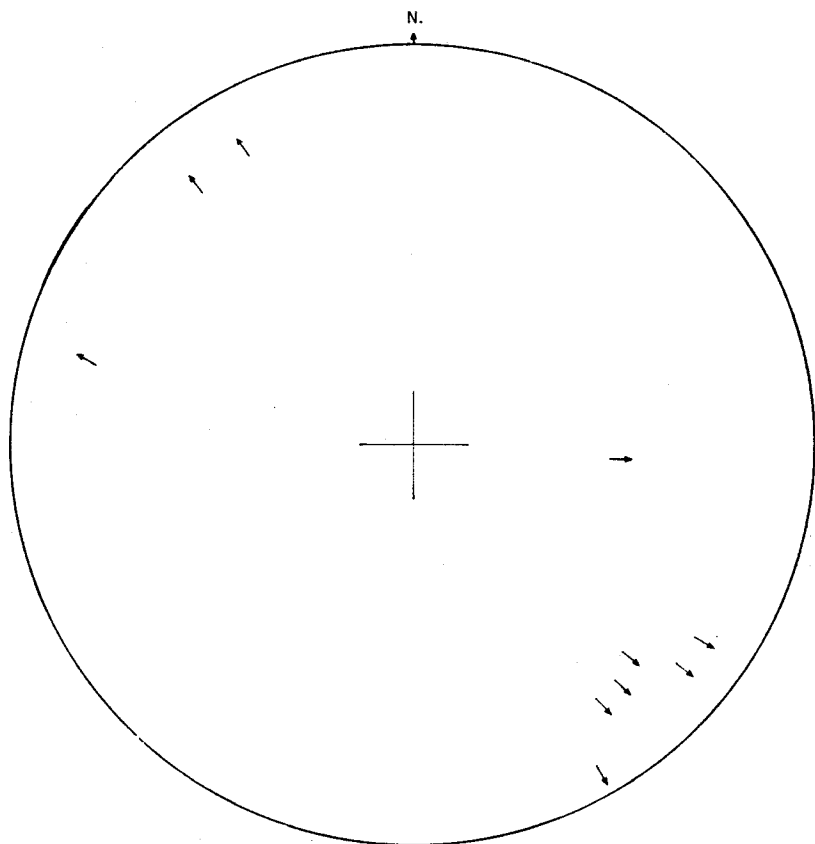


Figura 1. Proyección de 10 medidas de eje de pliegues de 1 fase Hercínica. Falsilla de SCHMIDT (Hemisterio inferior).

Segunda fase de deformación

En nuestra opinión esta fase es la responsable de las principales estructuras cartografiadas como señala MORENO (1977) más al E.

Se le asocia una esquistosidad de crenulación en algunos puntos. Por criterios cartográficos se piensa que tiene vergencia sur. Por otra parte, los Kink que se observan en la carretera de Bohonal a Fresnedoso de Ibor en los materiales paleozoicos con dirección N 145-150° E y buzamiento N 45° N están posiblemente relacionados con esta fase precisamente por su vergencia.

La dirección aproximada de esta formación es N 130° E y todas las estructuras anteriores se ven afectadas por ella. La primera fase también se ha plegado, como muestra el diagrama de la figura 2. Los diagramas de las figuras 2 y 3-4 concuerdan en sus características (en la fig. 4 se debe hacer

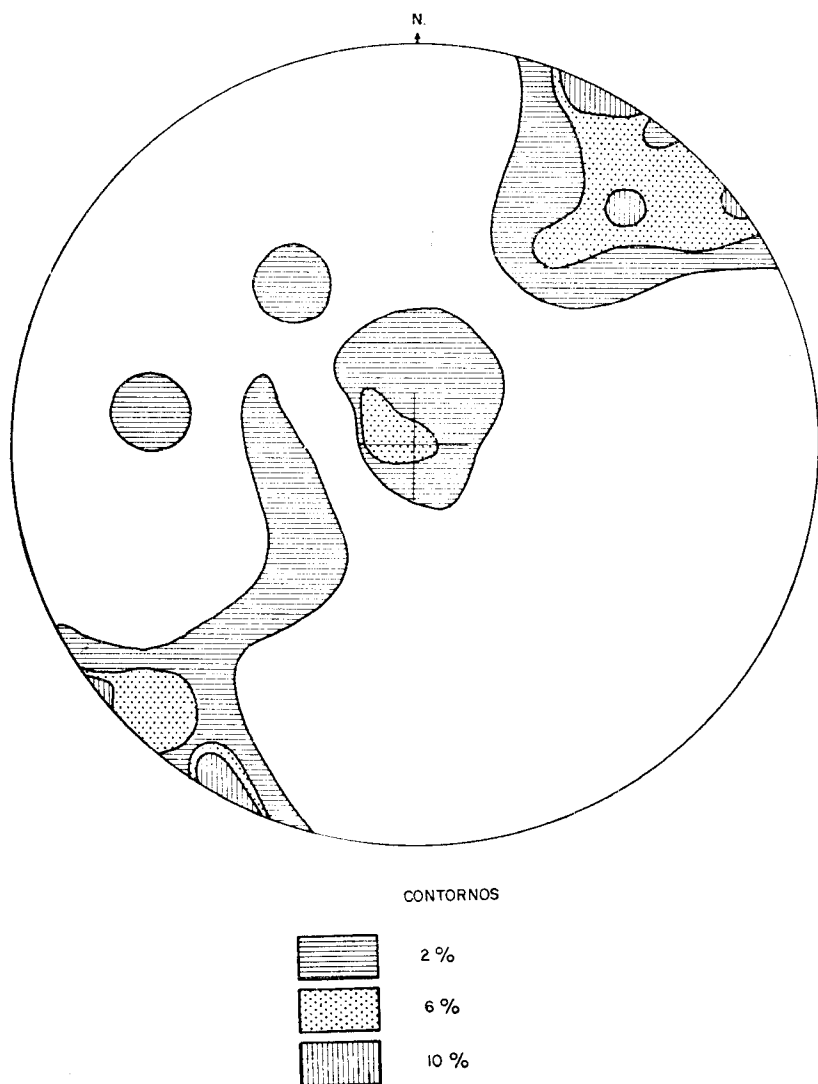
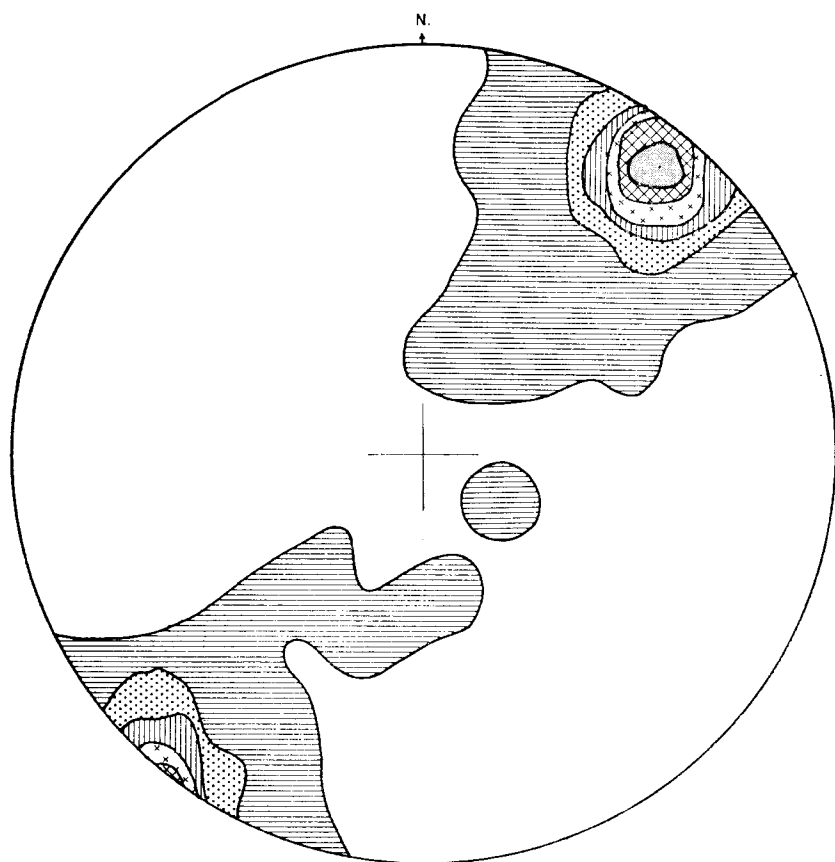


Figura 2. Proyección de 49 polos de S1 (Hercinica). Falsilla de SCHMIDT (Hemisferio inferior).



CONTORNOS

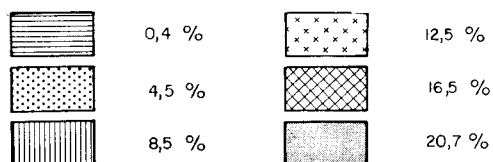
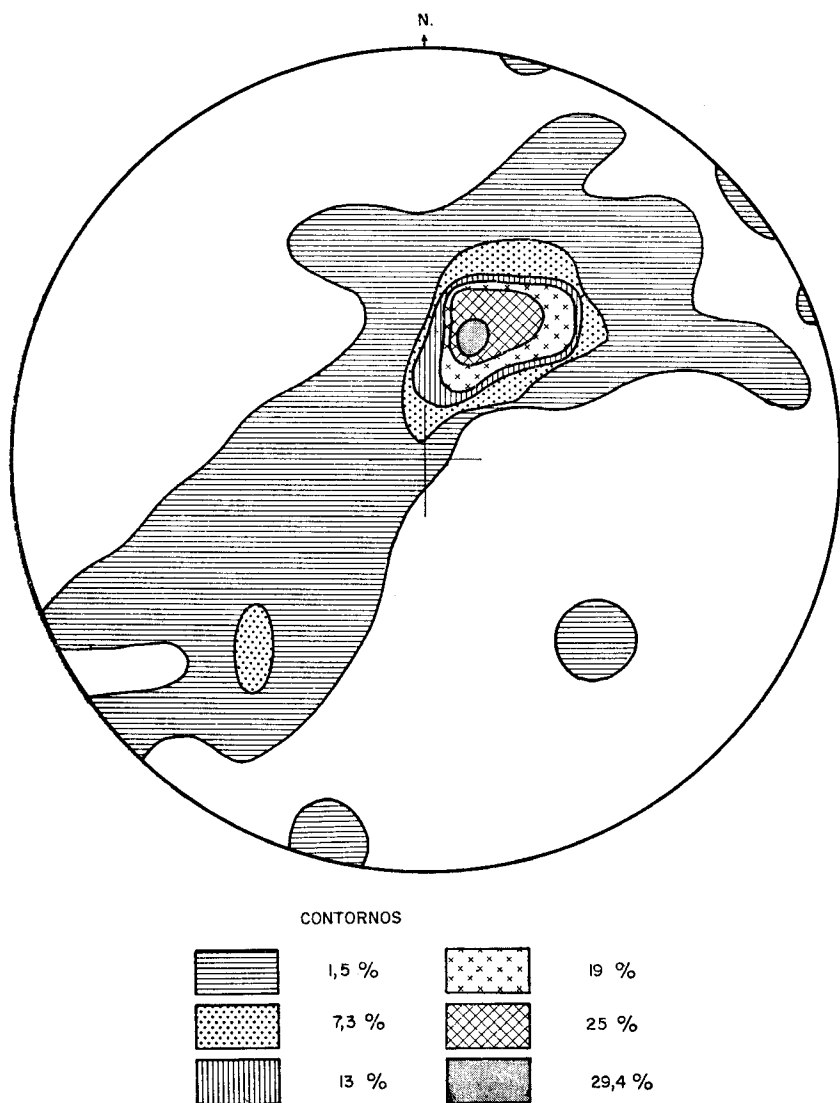


Figura 3. Proyección de 246 medidas So en el Precámbrico (Vendiense) de la Serie de Valdelacasa-Sevilleja. Falsilla de SCHMIDT (Hemisferio inferior).



*Figura 4. Proyección de 68 polos de So en el Sinclinorio del Guadarranque.
Falsilla de SCHMIDT (Hemisferio inferior).*

notar la escasez de medidas en el flanco suroeste) y para explicarlos hay que tener en cuenta las posibilidades siguientes:

- 1) El ángulo de intersección de ambas estructuras planares es en general muy bajo. Una posibilidad es la de que los pliegues de la primera fase sean isoclinales, como así parece ser.
- 2) La segunda fase ha podido apretar mucho a las estructuras anteriores, con lo cual se consigue el paralelismo mencionado.
- 3) Las dos fases son en esta área coaxiales.

Cualquiera de estas tres condiciones explicará la concordancia de las proyecciones de los polos de las dos estructuras planares S_0 y S_1 , pero parece más probable que las mayores responsables sean la primera y la tercera.

No obstante, diversos autores (CAPOTE et al., 1971; GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, 1971) sostienen que las grandes estructuras y la esquistosidad regional más generalizada son debidas a la fase principal de deformación hercínica (primera fase).

Deformaciones tardías

Con posterioridad a las citadas fases, tienen lugar las fracturas tardías, ya descritas en el apartado correspondiente (2.3).

3 GEOMORFOLOGIA

Geomorfológicamente se pueden detectar en esta Hoja dos grandes unidades: La Unidad Hercínica, de gran amplitud, que es la que constituye el esqueleto del relieve y la Unidad Neógena, más reducida, que rellena y suaviza en cierta medida las formas anteriores.

La red hidrográfica de esta zona corresponde por entero al río Tajo, que corta a las citadas unidades de este a oeste. Su dirección está condicionada con cierta frecuencia por el sistema de fracturas tardihercínicas.

Se encaja al cruzar los materiales ígneo-metamórficos de la Unidad Hercínica, mientras abre su cauce al pasar por los sedimentos «Neógenos». Sus principales afluentes son el río Ibor, que corta las estructuras sur-norte. Tiene un estiaje importante, aunque lleva agua todo el año, y el río Gualija, de caudal pequeño, que discurre casi siempre condicionado por la sedimentación y corta las estructuras en su tramo final.

3.1 UNIDAD HERCINICA

Dentro de la Unidad Hercínica el elemento principal constructor del relieve lo constituyen las ortocuarcitas de facies «armoricana». Debido a esto las alineaciones montañosas del suroeste de la Hoja se corresponden con los flancos Ordovícicos del Sinclinorio del Guadarranque-Gualija. Por otra parte, los materiales que constituían el Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja han sido fuertemente erosionados, aflorando los sedimentos Precámbricos. Debido a ello la Unidad Hercínica muestra en la actualidad un relieve que tiende a parecerse a un relieve de tipo jurásico invertido. Sin embargo, existen otras circunstancias morfológicas que lo hacen más complejo. El núcleo del Sinclinal del Guadarranque-Gualija está representado por un conjunto de lomas y valles paralelos, de dirección sureste-noroeste, que se corresponden con las diferencias litológicas existentes entre las diversas formaciones Ordovícico-Silúricas.

Las sierras de cuarcita «armoricana» dominan ampliamente el paisaje, elevándose mediante fuertes pendientes unos 200-250 metros sobre el nivel general de la topografía de la Hoja. Aunque no es tan clara como en otros lugares de los Montes de Toledo, existe una particularidad morfológica fundamental que define el relieve como de características apalachianas: el arrasamiento de esas cumbres cuarcíticas. Por lo general esta nivelación, que no es total a lo largo de las distintas barras cuarcíticas, se aprecia claramente basculada hacia el noroeste.

La morfología del núcleo anticlinal, con materiales no precisamente homogéneos (granítico-pizarrósicos) es el resultado de una degradación progresiva del relieve realizada por el Tajo y sus afluentes. Dicha degradación dio lugar a una penillanura alomada de 450 m. de altitud media. Esta penillanura, nivel general de la topografía, corresponde a los núcleos de las estructuras hercínicas en concreto, a los macizos graníticos de Bohonal, Berrocalejo, Valdeverdeja y Villar del Pedroso y a los materiales prepaleozoicos de la estructura anticlinorial de Valdelacasa-Sevilleja. Aquí, el arrasamiento aparece progresivamente fosilizado por los sedimentos del Paleógeno y Neógeno.

Las superficies que se acaban de describir se encuentran en la actualidad en un estado de conservación aceptable debido a que su degradación por el Tajo se ha realizado mediante una fuerte incisión de carácter casi exclusivamente lineal, sin apenas retroceso de vertientes. Esta etapa final de rejuvenecimiento está aquí en su etapa inicial.

No obstante, este episodio es tan sólo un retoque geomorfológico póstumo. Lo esencial del rejuvenecimiento del relieve apalachiano se desarrolla durante y antes del Terciario, pues los depósitos de esta edad descritos en esta Hoja fosilizan en parte a los grandes elementos morfológicos de la misma.

Parece ser en este caso, como en otras zonas marginales del Macizo Hespérico, que los primeros depósitos posthercánicos que afloran fosilizando ya un relieve preexistente son paleocenos y en facies siderolíticas similares a las descritas en la provincia de Zamora por BUSTILLO, M. A. et al. (1980). En ese lugar se precisa, GARCIA ABAD, F. J. et al. (1980), que la génesis de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico ha de referirse a la desmantelación de mantos de alteración intertropical anteriores al Eoceno y que por consiguiente la elaboración de esos relieves han de ser igualmente preeocenos en sus rasgos principales. Similares consecuencias se deducen para esta zona.

3.2 UNIDAD NEOGENA

El techo de los sedimentos paleocenos que rellenan la Fosa del Tajo en el sector más central y que fosilizan un paleorrelieve de tipo apalachiano, está constituido por un aplanamiento que se inclina suavemente hacia el centro de la depresión. Este aplanamiento está relacionado con el paleocaliche (ver capítulo de Estratigrafía) que anteriormente se señaló como de edad inframiocena, va quedando al descubierto una vez se exhuman los depósitos neógenos suprayacentes. Da en la actualidad la apariencia de una superficie de génesis reciente.

De ciclo neógeno quedan sólo pequeños retazos en forma de cerros testigo.

La superficie de colmatación de esta etapa tuvo que coincidir prácticamente con la de los aluvionamientos de la raña pliocuaternaria. El paisaje durante este episodio permanece casi intacto en lo alto de las planicies de La Raña. En opinión de muchos constituyen glacis de acumulación o abanicos aluviales, pues dichas superficie se inclinan suavemente desde las cercanías de los relieves cuarcíticos hacia las zonas más alejadas. Otro aspecto a considerar es que en la actualidad existe una cierta continuidad con las laderas cuarcíticas más común de glacis de vertiente. El problema no es, pues, tan simple.

En los momentos actuales sufren un proceso de desmantelamiento, que tiene su raíz en la evolución del sistema hidrográfico del Tajo, profundamente encajado hoy día.

Por debajo de la superficie de La Raña (550 m.) se distinguen dos niveles de glacis-terrazza y una terraza ligados al cauce del Tajo. Ambos son la aportación geomorfológica pleistocena.

Los glacis-terrazza mejor desarrollados (36) son los de la primera generación relacionados en el tiempo con las terrazas más antiguas. Tanto los glacis-terrazza como las terrazas que no presentan en la actualidad gran desarrollo se limitan a la pequeña incursión del cauce del río Tajo en la

Depresión que lleva su nombre. Se encuentran entre los 325 y 355 m. de cota absoluta, que equivalen a +20 y +45 m. sobre el nivel del río, que en la actualidad discurre profundamente encajado atravesando las estructuras antiguas con un trazado que se ajusta a ciertas direcciones de fractura, pero que aún deja entrever ciertos caracteres de sobreimposición.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS GRANITICAS

Los macizos graníticos que afloran en esta Hoja presentan tres facies similares y parecen estar entrelazados, según se deduce de la amplia extensión y conexión de las aureolas metamórficas que se desarrollan sobre las series del Precámbrico y del Paleozoico. Los macizos, además, están en parte fosilizados por el Mioceno, principalmente el de Valdeverdeja, que se extiende por el sector NE, y afloran allí donde la erosión los ha vuelto a poner al descubierto. Para el macizo que ocupa la parte central de la Hoja se ha empleado la denominación de macizo de Berrocalejo y la del macizo de Bohonal para el que se encuentra en la zona limítrofe noroccidental. Existe, además, otro macizo en la parte sureste, macizo de Villar del Pedroso, del cual sólo aflora una pequeña parte.

4.1.1 MACIZO DE VALDEVERDEJA

Aparece recubierto por series precámbricas en su parte occidental, mientras que en el sector oriental se encuentra fosilizado por el Mioceno, habiendo sido puesto al descubierto por la erosión de la red fluvial.

Este ganito ha tenido diferentes condiciones de cristalización, dando como resultado una estructura zonal definida por la presencia de una facies de borde porfídica, que pasa a otra de microgranito, debajo de la cual se encuentra otra que es de grano grueso o medio. En numerosos afloramientos se ha podido observar cómo el paso de una facies a otra es gradual; sin embargo, casi todos los contactos han sido mecanizados, dado el diferente comportamiento ante los esfuerzos de los tres tipos de granito, por sus diferentes caracteres texturales e incluso mineralógicos.

En la parte central, donde se encuentran las facies micrograníticas, el macizo está fuertemente fracturado y condiciona el cauce del río Tajo.

En el sector sur aparece la facies porfídica de borde: se trata de una roca granuda, mesocrática, con micas agrupadas en enclaves o diseminadas y en la que resaltan fenocristales feldespáticos tabulares de unos 2 cm. de

tamaño máximo. Esta facies da un berrocal con bloques de forma redondeada o aplanada de unos 3 m³ de tamaño medio. Presenta a su vez zonación, enriqueciéndose en cuarzo y en fenocristales hacia el E, en donde alcanza las máximas cotas topográficas. Hacia el O disminuye la proporción de ambos minerales, la mesostasis pasa de grano medio a grano fino, los fenocristales disminuyen en proporción además de en tamaño y los enclaves micáceos son cada vez más escasos. Se observa que hay un paso gradual a la facies de microgranito. A su vez, hacia el N, esta facies porfídica de la apófisis meridional del granito de Valdeverdeja, aunque manteniendo el tamaño de grano medio de la matriz cuarzo-feldespática-micácea, va empobreciéndose también en fenocristales y pasa al granito moscovítico-biotítico de grano grueso a medio, si bien también existe un contacto mecanizado.

La facies del microgranito moscovítico-biotítico es una roca de grano fino, cuarzo-micácea y salpicada de laminillas de los dos filosilicatos anteriormente mencionados. Está intensamente tectonizado, por dos sistemas de fracturas de direcciones E-O y N 140° E, que da como resultado el desarrollo de un berrocal con disyunción paralelepédica, sobre todo en las zonas marginales del río Tajo. En otras ocasiones pueden observarse también berrocales ruiformes. En general da relieves accidentados, condicionados tanto por la tectónica como por factores composicionales (variabilidad de la riqueza en cuarzo).

Con frecuencia, las fracturas aparecen rellenas de filones de cuarzo, al que suelen acompañar cristales prismáticos de turmalina.

Hacia el N del macizo, la facies en cuestión va aumentando el tamaño del grano, observándose claramente en dos puntos cómo se pasa gradualmente a la facies más interna: el granito moscovítico-biotítico de grano grueso a medio. Sin embargo, los contactos están en su mayoría mecanizados dadas las grandes diferencias de dureza entre las dos facies. El granito, de grano grueso a medio, es una roca leuco a mesocrática muy rica en cuarzo de forma redondeada, al que acompañan granos feldespáticos del mismo tamaño y moscovita y biotita dispuestas en agregados. Con frecuencia se aprecian también macroscópicamente pequeños cristales de turmalina. El relieve que da esta roca es de pendientes suaves, alomado, con berrocales formados por bloques de grandes dimensiones que con frecuencia presentan forma en sombrero de seta. El diaclasado es de menor intensidad que en las facies del microgranito, pero en las proximidades de las fracturas, se observa un claro alargamiento de los cristales de cuarzo. Cabe añadir, además, que las facies de grano grueso ocupan zonas más elevadas topográficamente que las de grano medio, ya que son mucho más ricas en cuarzo, por lo que los relieves son, al menos en parte, composicionales.

En el límite norte del macizo, éste aparece orlado por una franja de

rocas aplíticas moscovíticas cuyo espesor no sobrepasa algunos centenares de metros.

En cuanto a la aureola metamórfica que se desarrolla por el emplazamiento de este granito, cabe añadir que es la de menor amplitud e intensidad de la Hoja, ya que sólo se alcanzan condiciones de grado bajo a medio, definidas por la presencia de andalucita.

4.1.2 MACIZO DE BERROCALEJO

El macizo granítico de Berrocalejo tiene considerables dimensiones. Discordantes sobre él se encuentran los materiales miocénicos, hecho éste que dificulta el conocimiento de la posible relación existente entre él y los macizos graníticos de Bohonal, Valdeverdeja y Villar del Pedroso.

El emplazamiento de estos granitos se produce en un área con metamorfismo regional débil y desarrolla en los materiales Véndico-Paleozoicos una amplia aureola de metamorfismo de contacto.

El trazado es muy irregular, como fácilmente se deduce de la cartografía. Morfológicamente este macizo resalta sólo muy ligeramente sobre la penillanura Véndica circundante. Es un granito casi uniforme, que da un relieve de berrocales redondeados, con bloques de 1 a 2 metros cúbicos de tamaño medio, más acentuado y con mayores abarrancamientos en las facies «externas» (megacristales) que en las internas, de relieve más suave. Las facies de grano fino (microgranito) no presentan en general los relieves de tipo berrocal, sino que aparecen en zonas deprimidas o «hundidas», rodeadas por resaltes formados por los granitos de mayor granulometría.

Son muy numerosos y evidentes los sistemas de diaclasas y fallas, la mayoría de las cuales están relacionadas con la tectónica tardihercínica. Se observan dos sistemas, con sus conjugadas o no, de direcciones N 10-30° E y N 110-120° E.

Se aprecian con bastante nitidez orientaciones de flujo en las facies externas de megacristales, con direcciones predominantemente casi siempre hercínicas (N 130-140° E). Estas orientaciones dibujan el entorno del macizo y se van difuminando hacia el centro del mismo. En ocasiones llevan direcciones semejantes a las de los sistemas de fracturación y diaclasado.

El contacto entre las facies porfídicas y el encajante está casi siempre delimitado por la presencia de abundantes diques aplíticos, normalmente de escasa entidad y no representables cartográficamente.

Las facies de megacristales se distribuyen por el borde externo del macizo. Es una facies de tonos grisáceos, con enclaves que alcanzan hasta 10 cm. de tamaño máximo, en la que destaca sobre todo la gran proporción de megacristales de feldespato potásico. Esta distribución de los mega-

cristales no es, sin embargo, uniforme; así, al N del Tajo, o mejor aún al N de las facies de grano grueso, tiene un gran desarrollo, con cristales que pueden alcanzar los 5 ó 6 cm., mientras en la zona sur la distribución es más irregular, los cristales son más esporádicos, las dimensiones de los mismos menores (de 1 a 2 cm.) y en ocasiones resulta problemático diferenciar estas facies de las centrales de grano grueso. La orientación de los megacristales es preferente en el borde. El tamaño de grano es medio, si se exceptúan los megacristales y van casi parejas la presencia de biotita y moscovita, con ligero predominio de la primera.

Las facies de grano grueso constituyen la parte central del macizo. Tienen una disposición cartográfica alargada. Los contactos con las facies externas son difusos y más problemáticos al sur que al norte, ya que se van perdiendo los megacristales a la vez que engrosa el tamaño medio de grano. La morfología pierde las características de berrocal típicas descritas para las facies porfídicas, siendo éste aquí poco importante.

Las facies finas detectadas en las proximidades de Berrocalejo, tienen una morfología más aplanada, hundida entre los resaltes formados por las facies externas. La característica principal es su granulometría, representada por un tamaño fino. Las tonalidades son más bien leucocráticas, hay un predominio moscovítico y la biotita cuando está presente lo hace en forma de agrupaciones ovoides bastante características dentro de la masa cuarzofeldespática.

4.1.3 MACIZO DE BOHONAL

Este macizo está constituido en su mayor parte por las facies porfídicas que anteriormente se han definido como de borde. Sin embargo, presenta también estructura zonal en zonas más profundas, que sólo se ponen al descubierto en su sector N gracias al desarrollo de un sistema de fracturas posteriores a su emplazamiento. Si se prescinde de esta última parte, todo él presenta una gran monotonía, existiendo sólo pequeñas variaciones en la proporción de cuarzo, de enclaves micáceos y de fenocristales feldespáticos, comprobando a lo largo de varios cortes E-O realizados a través del macizo.

Se trata de un granito mesocrático muy rico en fenocristales feldespáticos tabulares, cuyo tamaño oscila entre 3 y 5 cm. de longitud, que están rodeados por una mesostasis cuarzo-plagioclásica-micácea de grano medio a grueso, cuya proporción constituye como mínimo el 50 por 100 de la roca. Las muestras presentan numerosos enclaves micáceos, cuyo tamaño más frecuente es menor de 1 cm., y existe un claro predominio de la biotita sobre la moscovita. Cabe añadir que la profusión de estos enclaves micáceos es mucho mayor en las áreas periféricas, donde además son

muy frecuentes estructuras de flujo de los fenocristales que suelen presentar orientación de N 120 a 140° E. Direcciones de flujo similares se vuelven a encontrar en áreas más internas, pero no siempre de una forma regular.

El berrocal que se desarrolla sobre este granito está constituido por grandes bloques subredondeados a aplanados, con escasa fracturación a pequeña escala. El diaclasado horizontal de enfriamiento se puede observar con nitidez en numerosos puntos, uno de los cuales es el puente sobre el río Ibor, hacia el límite occidental central de la Hoja.

En algunas ocasiones se encuentran diques aplíticos pegmatíticos de varios metros de potencia, cuya composición mineralógica cualitativa no difiere de la roca encajante.

En las proximidades a la orilla sur del embalse de Valdecañas, el granito se empobrece en biotita y en fenocristales de feldespato a la vez que se enriquece en granos de cuarzo de forma preferentemente redondeada y pasa gradualmente a dar un pequeño afloramiento de un granito de grano grueso, moscovítico-biotítico, no porfídico y totalmente idéntico al que se describió en el sector norte del macizo de Valdeverdeja. En la parte N del embalse vuelve a encontrarse de nuevo esta facies de granito de grano grueso, pero los contactos con la de carácter porfídico son por fractura. Asimismo, en este área y delimitada también por líneas de fractura existe una facies de microgranito que si bien cartográficamente se ha asimilado a las que aparecen en Berrocalejo y en Valdeverdeja, por la igualdad de tamaño de grano, difiere notablemente de ellas tanto por los caracteres macroscópicos como microscópicos. Se trata de una roca cuarzo-feldespática, microgranuda, rica en pequeñas biotitas o en agregados de ellas de unos dos milímetros de tamaño medio. De manera muy accidental pueden encontrarse en ellas fenocristales tabulares feldespáticos de 1 cm. de longitud, pero que se hallan muy diseminados. En general es una roca blanda, poco silícea, y que da un relieve casi llano con berrocales ruiniformes.

4.1.4 MACIZO DE VILLAR DEL PEDROSO

El pequeño afloramiento que se encuentra en el límite suroccidental de la Hoja no muestra una estructura zonada con la presencia de las tres facies características, sino que sólo está representada una de ellas: la porfídica, pero con pequeñas diferencias de núcleo a periférica.

El granito da un pequeño resalte dentro de una serie precámbrica peniplanizada parcialmente y en su periferia existe una gran profusión de diques aplíticos omnidireccionales. En el borde del macizo aparece una roca formada por una mesostasis cuarzo-feldespática-micácea prácticamente carente de enclaves y en la que resaltan numerosos fenocristales feldes-

páticos de 2 cm. de tamaño medio, como asimismo megacristales, desprovistos ambos de cualquier estructura de flujo. Hacia el interior aumenta progresivamente el número de megacristales, llegando algunas veces a formar casi el 60 por 100 de la roca y son muy numerosos unos diques pegmatíticos muy feldespáticos, cuya potencia oscila entre 10 cm. y un par de metros. La dirección general de emplazamiento de estos diques es de N 140° E.

4.2 CARACTERES MICROSCOPICOS DEL GRANITO PORFIDICO BIOTITICO-MOSCOVITICO

Estas rocas presentan textura porfídica con matriz hipídio o xenomorfa de grano grueso o medio. Como componentes esenciales tienen siempre cuarzo, ortosa o microclina, oligoclasa cálcica, biotita y moscovita. Los minerales accesorios comunes son apatito, zircón y minerales opacos. Con relativa frecuencia, pero de una forma muy irregular, pueden aparecer también andalucita, sillimanita o turmalina, y, excepcionalmente, cordierita.

El cuarzo se presenta en cristales individuales o en agregados que a veces tienen bordes poligonales. Se ha observado que cuando se está en el tránsito entre las facies porfídicas a las de grano grueso, el cuarzo tiende a formar granos redondeados constituidos por numerosos cristales de grano fino o medio originados por recrystalización. También, cuando hay estructuras de deformación en las rocas, se desarrollan dos sistemas de microfisuración subortogonales que afectan principalmente al mineral en cuestión.

El feldespato potásico aparece como fenocristales tabulares o como granos de tamaño medio que forman parte de la mesostasis, siendo en este casi siempre muy xenomorfo. Los fenocristales están siempre maclados según Karlsbad y contienen numerosas inclusiones de pequeñas plagioclasas generalmente zonadas y de laminillas de las dos micas. Otras veces se observan restos de plagioclasa, a las cuales ha sustituido el feldespato potásico. Tanto en los fenocristales como en los granos de tamaño medio se observan a menudo micropertitas en forma de películas o maclas en enrejado. Este tipo de maclas están generalmente ausentes o poco desarrolladas, por lo que se supone que el feldespato primario era una ortosa que ha sido poco triclinizada, pasando a microclina. Sin embargo, este proceso de microclinación de la ortosa tiene una repartición que no guarda ninguna relación con su posición dentro del macizo.

Las plagioclasas forman cristales xenomorfos, tabulares o hipidiomorfos. Presentan siempre maclas según la ley de Albita-Karlsbad, constituida por unos 10 ó 12 individuos como máximo. En muchas rocas se observa una zonación débil, otras veces no se percibe y ocasionalmente ésta es

muy neta e incluso oscilatoria. La composición media corresponde a una oligoclasa intermedia (An_{20}), y en los cristales zonados, el porcentaje de anortita disminuye del núcleo a la periferia y la variación no sobrepasa el 5 por 100; sólo en las zonaciones oscilatorias se han determinado diferencias próximas al 10 por 100. Son frecuentes las periferias mirmequíticas, las seritizaciones de los núcleos y las moscovitizaciones según los planos reticulares. No se ha observado tampoco ninguna relación entre la existencia de plagioclasas con zonación o carentes de ella, ni su posición en los macizos dentro de la facies porfídica.

Las dos micas se encuentran tanto en láminas aisladas como en agregados. En prácticamente todos los casos predomina la biotita sobre la moscovita. En cuanto al tamaño de las láminas micáceas, es variable de unas muestras a otras e incluso dentro de una misma. Lo normal es que no sobrepasen un milímetro.

La biotita constituye, además, enclaves casi monominerales formados por laminillas de pequeño tamaño, a las que pueden acompañar diminutos cuarzos o plagioclasas.

La andalucita se halla casi siempre incluida dentro de las placas de moscovita y otras veces forma cristales irregulares, de color rosa y rodeados de películas sericíticas de alteración. La sillimanita se forma a expensas de la andalucita por fibrolitización. Otras veces se presenta como agregados de pequeñas agujas englobadas dentro de la moscovita. Ambos minerales se encuentran en proporción muy baja; a veces sólo aparece un diminuto cristal de andalucita en cada muestra, por lo que se piensa que si bien su distribución en los macizos parece caótica, según la situación de las muestras recolectadas, esto es debido a su escasez. Es decir, que existe en todas las zonas, pero dada su baja proporción no se observa en todas las láminas delgadas. Cabe también añadir que la presencia de la andalucita es más común que la de la sillimanita, mineral que además aparece en proporción mucho menor.

La turmalina se encuentra en aproximadamente un tercio de las muestras estudiadas. Como norma poco rígida, puede decirse que no coexiste con los dos silicatos aluminicos anteriormente citados. Se presenta en secciones xenomorfas, con tendencia prismática, casi siempre corroídas y con color verde intenso.

La cordierita se ha observado muy rara vez. Se halla en forma de pequeños cristales de contorno exagonal, que aparecen aislados o como granos redondeados dentro de los enclaves micáceos. En ambos casos el grado de alteración a pinita es muy elevado.

Tanto el apatito como el circón se asocian a los agregados micáceos, dando el último de ellos halos radioactivos dentro de biotita.

4.3 CARACTERES MICROSCOPICOS DEL GRANITO DE GRANO GRUESO A MEDIO

Estos granitos son una facies más ácida y leucocrática que los granitos porfídicos, existiendo rocas intermedias entre unos y otros, ya que, como se ha dicho anteriormente, en determinados puntos se observa que existe una transición.

La textura es heterogranular, alotriomorfa y de grano grueso o medio. Los componentes esenciales son cuarzo, ortosa o microclina, moscovita y, a veces, biotita. Los minerales accesorios son apatito, minerales opacos y zircón. Lo mismo que en los granitos porfídicos, en algunas muestras se encuentran andalucita, sillimanita (si bien con menor frecuencia) y turmalina.

El cuarzo se halla en cristales xenomorfos, de formas variadas o en agregados policristalinos microgranudos, que se agrupan en granos redondeados.

Las plagioclasas han dado valores de oligoclasa ácida a intermedia. Forman cristales tabulares o xenomorfos carentes totalmente de zonación, afectados por seritizaciones parciales y maclados según las leyes de Albita o de Albita-Karlsbad.

El feldespato potásico es siempre xenomorfo, de grano medio o grueso, algunas veces con macla de Karlsbad y rara vez con maclas en enrejado. Debe tratarse de una ortosa que ha sido parcialmente triclinizada. Casi siempre tiene un gran desarrollo de microperfitas en venas.

Las micas se encuentran en láminas heterométricas aisladas o formando agregados de varias de ellas. La biotita es comúnmente muy escasa y casi nunca aparecen los enclaves que se formaban en los granitos porfídicos.

La andalucita se observa casi siempre como relictos dentro de láminas de moscovita. Igualmente ocurre con la sillimanita, que es fibrolítica y que a veces se forma a expensas de la andalucita.

La turmalina aparece en cristales prismáticos, verdosos y tiene tamaño variable.

El apatito se encuentra normalmente en proporciones muy superiores a la que es normal en rocas graníticas. Se encuentra indistintamente incluido en plagioclasas o en moscovitas o bien como cristales aislados.

4.4 CARACTERES MICROSCOPICOS DEL MICROGRANITO MOSCOVITICO-BIOTITICO

Tiene textura heterogranular, alotriomorfa, de grano fino y está formado por cuarzo, albita y feldespato potásico. Además, como minerales accesorios puede contener biotita, turmalina, apatito, minerales opacos y zircón.

De forma muy ocasional se han encontrado también andalucita y sillimanita.

El cuarzo se presenta en cristales xenomorfos aislados o en agregados y con formas muy variadas.

La plagioclasa es xenomorfa o tabular con maclas según la ley de la Albita, que pueden combinarse con las de Karlsbad o dar estructuras en damero.

El feldespato potásico es una forma poco triclinizada, rara vez con maclas en enrejado, a veces con la de Karlsbad y casi siempre con numerosas pertitas en venas.

Comúnmente el cuarzo y los dos feldespatos se disponen dando una estructura en mosaico.

Las micas forman agregados o están como laminillas aisladas, unas veces entrecruzadas y otras con tamaños muy superiores al de los otros minerales. La proporción de biotita es normalmente escasa, si bien en algunas muestras casi llega a igualar la de moscovita. Dentro de esta última es donde pueden encontrarse relictos de andalucita o sillimanita, que tan frecuentes son en todos los granitos descritos.

Asimismo, el apatito se encuentra en proporción relativamente elevada y casi siempre incluido dentro de las plagioclasas.

Este tipo de roca responde a la facies típica del macizo de Valdeverdeja. Sin embargo, la que se encuentra al N del Macizo de Ibor (Bohonal), si bien se ha cartografiado como microgranito atendiendo a criterios granulométricos, presenta caracteres muy diferentes que le convierten en una facies muy peculiar y digna de mención. Tanto a escala macroscópica como microscópica, lo primero que llama la atención es su carácter melano-crático, puesto de manifiesto por la abundancia de diminutas biotitas. Es una roca con textura heterogranular, hipidío o xenomorfa y de grano fino. Los componentes esenciales son plagioclasa (An_{85}), cuarzo, biotita, feldespato potásico y moscovita. Los minerales accesorios comunes son apatito, zircón y minerales opacos. Otras veces, también se encuentran andalucita y sillimanita.

La relación plagioclasa-feldespato alcalino da una composición de tipo granodiorítico. Son por tanto las rocas más básicas encontradas en todos los macizos, mientras que los microgranitos de Valdeverdeja y Berrocalejo son los más alcalinos y leucocráticos.

La plagioclasa se presenta en cristales hipidiomorfos o xenomorfos, maclados según la ley de Albita-Karlsbad. Siempre presentan zonación concéntrica muy neta, con por lo menos tres zonas de diferente contenido en anortita. Comúnmente, la composición media oscila entre An_{85} y An_{15} del núcleo a la periferia. Cristales, con zonación oscilatoria, son también de aparición común.

El feldespato potásico y el cuarzo están tanto en granos individuales,

que dan una estructura en mosaico, como en intercrecimientos micrográficos.

Las micas, moscovita y biotita con predominio de esta última, se presentan asociadas en agregados laminares. La biotita también se presenta en laminillas aisladas, entrecruzadas, con reabsorción en los bordes y repartidas por toda la roca. En la moscovita pueden observarse restos de andalucita o de sillimanita fibrolítica.

4.5 METAMORFISMO

4.5.1 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional que afecta a las rocas precámbricas y a las cámbricas es de grado muy bajo, empleando la terminología de WINKLER (1978). Las condiciones máximas que llegan a alcanzarse son las de la formación incipiente de biotita.

En el Ordovícico y demás sistemas del Paleozoico, las condiciones de presión y temperatura son aún inferiores, próximas a los límites superiores de la diagénesis. El metamorfismo se traduce sólo en débiles orientaciones y recrystalizaciones de los minerales detríticos existentes, sin que se formen otros nuevos, con la excepción del cloritoide, que a veces aparece en rocas de estas series. Su presencia se atribuye más a factores composicionales de los sedimentos que a condiciones metamórficas.

4.5.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

Como ya se ha dicho anteriormente, los macizos graníticos desarrollan unas amplias aureolas de metamorfismo térmico progresivo, en los que la intensidad de él va desde el comienzo del grado bajo de WINKLER (1978) hasta los límites superiores del grado medio. Esto último ocurre sólo en contadas ocasiones y en rocas que se encuentran a unos pocos metros de los granitos. La zona más intensamente metamorfizada en condiciones del grado medio corresponde al sector limítrofe nororiental, ya que al N de Torrico existe un macizo granítico porfídico. Las facies que producen un metamorfismo térmico de grado más bajo son los granitos no porfídicos del Macizo de Valdeverdeja, donde sólo se alcanzan condiciones que aún no llegan al grado medio, puestas de manifiesto por la presencia de andalucita. En conjunto se supone que todos los granitos se han emplazado muy superficialmente teniendo, por tanto, una influencia muy débil el factor presión.

La inmensa mayoría de las muestras estudiadas dan un metamorfismo térmico de los comienzos del grado bajo, definidas por la aparición de

láminas de biotita oblicuas a la esquistosidad y por una recrystalización general de la roca. En zonas algo próximas e incluso inmediatas a los granitos, aparecen biotita y andalucita en las rocas detríticas y pelíticas y tremolita en las rocas carbonatadas impuras.

El grado medio viene definido por la presencia de andalucita y cordierita porfidoblásticas en las rocas pelíticas, y por la asociación tremolita-diópsido en los mármoles y rocas de silicatos cálcicos.

Las condiciones más elevadas del grado medio se observan en las corneanas que yacen sobre el macizo de Bohonal, al S del Embalse. Ahí se encuentran rocas granoblásticas formadas por andalucita-cordierita-sillimanita, en las que aún existe moscovita en presencia de cuarzo.

4.6 ROCAS FILONIANAS

4.6.1 APLITAS

Afloran sobre todo al sur del río Tajo, entre los macizos graníticos de Berrocalejo y Valdeverdeja. Hay una gran profusión de filones, casi siempre interestratificados, de heterométricas dimensiones (desde escala métrica a 2 ó 2,5 Km.) y potencias (de centimétricas a 2 m.). Estos filones dan casi siempre resalte morfológico sobre los materiales Véndicos encajantes. La roca «de visu» es de tonos blanquecinos, leucocrática, grano fino y mayor profusión de moscovita que de biotita.

Presentan textura heterogranular, alotriomorfa, de grano fino o muy fino. Tienen como componentes esenciales cuarzo, microclina, albita y moscovita, y como accesorios turmalina, biotita, minerales opacos, apatito y zircón. En algunas muestras se ha encontrado también monacita. Comúnmente el cuarzo y los dos feldespatos forman un mosaico heterogranular de cristales xenomorfos. La plagioclasa es a veces tabular, con maclas típicas de Albita-Karlsbad o en damero. La microclina presenta con frecuencia maclas en enrejado, pero casi siempre poco desarrolladas. La moscovita forma agregados, algunas veces radiales o se encuentra como láminas aisladas. La biotita, que generalmente es escasísima, aparece asociada a ellas. Se encuentran secciones prismáticas de turmalina verde o azul y apatitos que pueden ser muy grandes e incluirse dentro de las plagioclasas.

4.6.2 CUARZO

Existen numerosos diques de cuarzo a lo largo de la Hoja que están siempre relacionados con la fracturación tardihercínica. La longitud que pueden alcanzar es de orden kilométrico y la potencia no suele casi nunca

superar el metro, ya que lo normal es que sea un haz filoniano donde cada filón tiene una potencia centi-decimétrica. Suelen dar resaltes morfológicos sobre los materiales encajantes.

5 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de esta zona se inicia en el Precámbrico Superior, con la sedimentación de una potente serie de pizarras y grauvascas que pueden corresponder bien a un medio de plataforma distal o bien a la parte externa de abanicos submarinos profundos.

Sobre esta serie se desarrollan facies con características más terrígenas, representadas por secuencias de limolitas (facies bandeadas) que llevan intercalados niveles conglomeráticos y areniscosos. Entre estas facies, que se consideran descriptivamente como superiores, existen niveles carbonatados que aparecen ligados al crecimiento de mallas planares de algas y estromatolitos. En conjunto estos materiales «superiores» deben corresponder a depósitos de plataforma probablemente intermareales en una zona con cierta inestabilidad.

Se continúa la sedimentación con el nivel megabréchico de Fuentes en un medio probablemente de características diferentes al anterior (Talud), en el que son típicos los desplomes submarinos y los «slumps». La relación de discordancia entre esa unidad y su sustrato fue previamente discutida.

La serie pizarrosa superior (Pizarras del Pusa), más homogéneas, debe corresponder a un medio algo más profundo que el primero, manteniendo las mismas condiciones de inestabilidad que la formación basal precámbrica. Localización probable de la primera fase de deformación (antehercínica), BLATRIX et al. (1981).

La sedimentación prosigue con facies de aguas someras de plataforma sub e intermareal, correspondientes a series detríticas, cuarcíticas o areniscosos (Formación Azorejo) y tramos carbonatados perimareales (calizas de la Estrella, de Torrico o de los Navalucillos) hasta completar el Cámbrico Inferior alto.

Fase Ibérica. Movimientos verticales y erosión de los materiales Precámbricos-Cámbricos. Transgresión ordovícica, que se inicia con la sedimentación de facies conglomeráticas indicadoras de un medio de alta energía. La sedimentación continúa con la presencia de una potente serie de areniscas bioturbadas y cuarcitas con pistas de tipo *Cruziana*, indicadoras de una facies costera probablemente entre las zonas intermareal y submareal.

Durante la sedimentación de la cuarcita en «facies armoricana» se mantienen estas mismas condiciones. Las alternancias superiores, con las que

continúa la serie, denotan un ambiente de mayor profundidad, cerca o muy debajo del límite inferior de la oscilación mareal. Las pizarras del Llanvirn-Llandeilo debieron depositarse en un ambiente más profundo, pero de plataforma abierta.

Una regresión de escasa importancia viene marcada por las facies arenosas del Llandeilo-Caradoc, continuando con una sedimentación pelítica más tranquila y profunda.

El Silúrico basal vuelve a ser regresivo, con sedimentación de facies costeras cuarcíticas que pasan paulatinamente a condiciones más profundas con materiales en los que se detectan graptolites, fósiles planctónicos ubicuos típicos de mar abierto.

Durante el Devónico y el Carbonífero, lo mismo que antes del Precámbrico Superior, se desconoce la evolución de esta zona por ausencia de materiales, por no deposición o más probablemente por erosión.

Todos los materiales hasta aquí sedimentados son plegados por la primera fase Hercínica. Esta fase, de pliegues tumbados, desarrolla una esquistosidad de fractura (S_1), que es la superficie penetrativa más importante de la Hoja.

Al finalizar esta primera fase Hercínica tiene lugar la intrusión (tardicinemática) de las rocas graníticas, las cuales desarrollan una amplia aureola de metamorfismo de contacto.

La segunda fase Hercínica define las grandes estructuras del área, a la vez que deforma los pliegues resultantes de la primera, así como a los granitos intruidos con posterioridad a la citada fase.

En algunos puntos lleva asociada una esquistosidad de fractura muy débil, que ocasionalmente provoca crenulaciones.

Las fases póstumias son débiles y afectan poco a un área prácticamente cratonizada. Consisten en desgarres y fracturas tardihercínicas desarrolladas al finalizar la compresión.

Al final del Cretácico, la Fase Larámica de la Orogenia Alpina reactiva las fracturas, desnivelando los macizos hercínicos y originando la Fosa del Tajo. Esta fosa se rellena con los sedimentos conglomeráticos, arcóscicos y arcillosos del Paleoceno, que parece ser se depositan mediante un sistema de abanicos aluviales. Fosilizan un relieve de tipo apalachiano.

Posteriormente al Paleoceno hay una etapa erosiva de la que quedan esporádicos restos de un nivel de caliche. Sobre él y sobre el Paleoceno se depositan materiales arcillosos y arcóscicos del Mioceno.

Durante el Plioceno Superior tiene lugar una fuerte etapa erosiva, que trae como consecuencia la sedimentación correspondiente de los materiales tipo «raña». Esta deposición, teniendo en cuenta las características de la «raña» ya descritas, apuntan a un origen fluvial relacionado con climas de precipitaciones intensas, pero ocasionales. Se le atribuyó una deposición bajo condiciones de aridez.

Por último, en el Holoceno tiene lugar el encajamiento de la red hidrográfica que da lugar a las formas de relieve actuales.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y METALOGENIA

En las Hojas las explotaciones mineras no han sido, por lo general, de importancia. Pero, a pesar de ello, son de gran interés debido tanto a la variedad de sustancias extraídas o registradas como a la de ambientes geológicos en que se hallan.

Las sustancias de interés económico son las siguientes: Sn-W, P (fosfatos), U, Pb-An y Fe-Mn. El orden de paragénesis no supone prioridad real o potencial de ningún tipo.

Mineralizaciones de Sn-W

Se conocen únicamente en los alrededores de Villar del Pedroso (E-SE de la Hoja) en relación genética y espacial en el plutonismo granítico hercínico.

Se tienen noticias de haber sido someramente explotada wolframita inmediatamente al SE de la población, encajando preferentemente en materiales graníticos.

Más recientemente (década de los 60 ó 70) la casiterita ha sido objeto de explotación al N del pueblo. Una zanja de unos 300 m. y otra de unos 50 m. de longitud, con 1-5 m. de profundidad, fueron realizadas sobre dos filones de potencia decimétrica, subverticales, orientadas N 50° E. La paragénesis consiste en casiterita, mispíquel y quizá wolframita, en granos milí a centimétricos, dispersos en cuarzo blanco. Turmalina y moscovita pueden encontrarse en los hastiales. El encajante, pizarras mosqueadas, no muestra síntomas de greisificación.

Mineralizaciones de P (fosfatos)

Con el cauce del Tajo, al sur de Valdeverdeja, ha habido en fechas recientes un intento de explotación de esta sustancia, que se encuentra en dos filones, de al menos 200 m. de longitud cada uno, subverticales, encajados uno (N 25° E) en granito y otro (N 55° E) en pizarras mosqueadas, ambos muy próximos al borde del batolito. La explotación, siempre muy modesta, ha sido más importante en el primero.

La potencia de los filones suele oscilar entre 25 y 50 cm. Su relleno está

constituido por fosfato blanco, cripto a microcristalino, que a veces cementa fragmentos centimétricos del encajante pizarroso. En el filón intragranítico, este relleno tan homogéneo evoluciona lateralmente hacia el norte hasta constituir un filón de cuarzo-fosfato (éste minoritario) con estructura bandada.

Estas mineralizaciones filonianas son similares a otras muchas descritas en la provincia de Cáceres, asociadas especialmente con granitos hercínicos, y para las que se supone una relación genética más bien directa que indirecta con éstos.

Por otra parte, la prospección de fosfatos sedimentarios se presenta prometedora en el área donde afloran las formaciones del Vendense, ya que a principios de 1982 fueron descubiertas fosforitas estratificadas (actualmente en fase de evaluación) en niveles idénticos. Unas a 120 Km. al SE (Hoja de Fontanarejo) y otras más cercanas en Robledo del Mazo (Hoja de Sevilleja).

Mineralizaciones de U

Una importante anomalía radiactiva fue localizada y explorada por la Junta de Energía Nuclear a finales de la década de los sesenta. Se sitúa en materiales pizarrosos, muy próximos al borde sur del macizo granítico del SE de Valdeverdeja.

Su génesis podría estar en una lixiviación-supergénica o moderadamente hidrotermal de materiales arcóscicos terciarios antaño suprayacentes (yacimientos tipo «Roll»), o de los granitos cercanos. Las sales de U en disolución podrían haberse fijado en determinadas facies pizarrosas más ricas en materia orgánica.

Mineralizaciones de Pb-Zn

De estos metales, generalmente asociados, ha habido una explotación al SO y muy cerca de Peraleda de San Román (centro de la Hoja). Ahí, un filón de unos 700 m. de longitud conocida, subvertical, y de potencia métrica ha sido diversamente explotado mediante socavones y calicatas. La galena es el sulfuro más abundante, y la baritina la ganga más característica. El filón, de dirección N 50° E, se encuentra junto a una gran fractura post-hercínica, de dirección similar, que afecta incluso al granito próximo. Desde el punto de vista genético, cabría suponerle fruto de un hidrotermalismo, éste más ligado a la actividad de la falla que a la evolución del granito durante su emplazamiento, lo cual será perfectamente correlacionable con lo descrito en la vecina (al SE) Hoja de Sevilleja de la Jara para filones Pb-Ba similares.

Mineralizaciones de Fe-Mn

Las manifestaciones de estas sustancias son abundantes en el ángulo suroccidental de la Hoja. Generalmente, apenas sobrepasan la cartografía de indicios y no ha habido explotaciones, siquiera pequeñas, en la mayoría de ellas.

Especialmente se asocian a los materiales ordovícicos, en los cuales rellenan zonas de discontinuidad (fracturas, zonas brechificadas, etc.), y a las que tiñen profusamente. Las mineralizaciones consisten en óxidos e hidróxidos.

Su génesis podría obedecer a procesos de removilización, supergénico o hidrotermal, de mineralizaciones primitivamente sedimentarias. Estas, por lo demás, son frecuentes en el Ordovícico Inferior de la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico, especialmente en su parte norte (Galicia, N de Portugal). Avalando estas hipótesis, en algún indicio de la Hoja han sido visto nódulos de Fe en materiales pizarrosos.

6.2 CANTERAS

No existe actualmente ninguna explotación de rocas con fines industriales en esta Hoja, si bien se pueden destacar tres tipos de materiales susceptibles de rendimiento económico.

- 1) Los materiales cuarcíticos, relativamente abundantes en el SO de la Hoja, pueden considerarse buenos para su utilización en obras públicas para firmes y áridos. Si bien su extracción es costosa, el considerable desarrollo de los canchales por una parte y las buenas comunicaciones de carretera por otra (Carretera Navalmoral-Guadalupe) las hace susceptibles de aprovechamiento. Las reservas son regulares.
- 2) Los materiales graníticos, muy abundantes en toda la zona, también se pueden considerar buenos para su utilización en obras públicas o quizá aún mejor con fines ornamentales. Los granitos de megacristales al suroeste de Bohonal de Ibor en la carretera que une esa villa con Mesas de Ibor presenta unas reservas prácticamente inagotables. También los granitos porfídicos pueden ser explotables en las proximidades de Peraleda de S. Román, en Berrocalejo o en las cercanías de Puente del Arzobispo, en la intersección donde la carretera que une Valdelacasa del Tajo con esa última población corta al Arroyo del Pedroso.
- 3) Los materiales de las «rañas», con menor volumen de reservas que los anteriores, compuestos de cantos de cuarcita más o menos redondeados con escasa proporción de matriz arenoso-limosa, pueden

ser utilizados como áridos de compactación en carretera y caminos. Los accesos son buenos y las reservas escasas.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Dentro de esta Hoja existen dos áreas de características hidrogeológicas diferentes. Por una parte están los materiales ígneo-metasedimentarios de lo que en el capítulo de Geomorfología se definía como Unidad Hercínica, constituidos principalmente por granitos, pizarras, cuarcitas y areniscas. Estas rocas se pueden considerar de baja a muy baja permeabilidad y es únicamente a través de los planos de diaclasado y fracturación por donde puede desarrollarse un proceso de infiltración, favorable a la formación de mantos acuíferos que siempre serán locales y de bajo caudal.

Por otro lado están los sedimentos miocenos de la subcuenca del Tiétar (Cuenca del Tajo). Según el trabajo Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo, IGME, 1982, a la citada cuenca se la dividió en dos subunidades según una diagonal trazada a la altura de Talavera de la Reina. Al tramo de cuenca situada al E de dicha diagonal se le denominó subunidad Madrid-Toledo y al otro tramo subunidad de Cáceres. Los ríos principales de esta subunidad son el Tiétar y el Tajo, que marcan los niveles de base por donde se drena el acuífero.

Los materiales a describir para esta subunidad son más o menos los mismos que los descritos para el área de la Hoja de Valdeverdeja en el capítulo de Estratigrafía; así, el conjunto conglomerático-arcósico se situó en los bordes y forma la parte basal de la cuenca, los materiales arcósico-arcillosos yacen sobre los anteriores y ocupan la parte central de dicha cuenca y los sedimentos arcillo-carbonatados representan la culminación sedimentaria y se sitúan en zonas dispersas. A la escala de la subcuenca del Tiétar son importantes los coluviales y conos de deyección de la Sierra de Gredos, y las terrazas y conglomerados cuarcíticos en los valles del Tajo y Tiétar, así como los aluviales y llanuras de inundación de este último río, todos ellos fuera de la zona de estudio, pero muy importantes hidrogeológicamente.

A escala regional se puede considerar al conjunto como un único acuífero que se recarga a partir de la infiltración de lluvia caída en zonas topográficamente más altas (interfluvios) y se descarga por las más bajas (valles). Localmente a la matriz arcillo-arenosa puede considerársele impermeable y a los lentejones conglomeráticos o arenosos como acuíferos. De acuerdo con esto se originan dos circulaciones, una hacia la cuenca del Tiétar y otra hacia el Tajo (fig. 5). Dentro del área que aquí se estudia, las direcciones de flujo se orientan hacia el Tajo.

El río Tiétar es fuertemente efluente con aumentos de caudal del orden

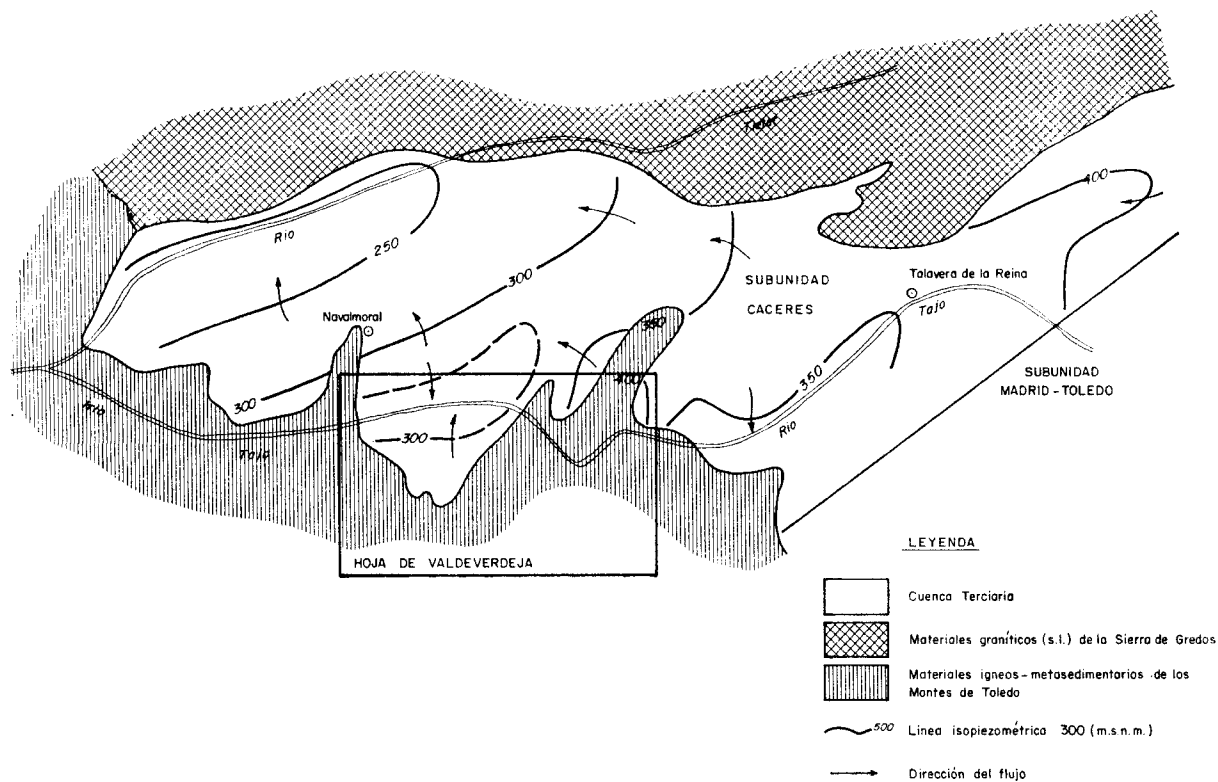


Figura 5. Esquema de las líneas isopiezométricas y de las direcciones de flujo de la subunidad Cáceres, tomado de Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo, IGME (1982).

de 6.000 litros por segundo (que puede deberse en parte a retornos de riego).

Según datos tomados del trabajo anteriormente citado, se puede indicar lo siguiente:

- Superficie de la subunidad de Cáceres: 1.600 kilómetros cuadrados.
- Superficie aflorante permeable o semipermeable: 1.600 kilómetros cuadrados.
- Precipitación media: 1.360 hectómetros cúbicos al año.
- Escorrentía subterránea total: 200 hectómetros cúbicos al año.
- Reservas subterráneas estimadas mayores a 2.700 hectómetros cúbicos.
- Explotación actual subterránea escasa.

7 BIBLIOGRAFIA

- APARICIO YAGÜE, A. (1971).—«Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo». *Estudios geol.*, 27, 369-414.
- BLATRIX, P., y BOURG, J. P. (1981).—« ^{40}Ar - ^{39}Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphisme and Cadomian orogeny». *N. Jb. Miner. Mh.*, pp. 470-478. Stuttgart.
- BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciens de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. Minero*, núm. 73.
- BUSTILLO, M. A., y MARTIN SERRANO, A. (1980).—«Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Amora». *Tecnitterae*, núm. 36.
- BRASIER, M. D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1979).—«Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain». *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 379.
- CAÑADA GUERRERO, F. (1958).—«Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 653, Valdeverdeja». *IGME*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.*, tomo 82-2, pp. 147-151.
- FLEUTY, M. J. (1964).—«The description of folds». *Geol. Assoc. Proc.*, 75, 461-492.
- GARCIA ABAD, F. J., y MARTIN SERRANO, A. (1980).—«Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)». *Estudios geológicos*, 36, 391-401.
- GEHRENKEMPER, I. (1978).—«Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien». *Institutes fuer Physische Geographie der Freien Universitat Berlin*. Heft. 29.

- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C., y VEGAS, R. (1976).—«El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España)». *Com. Ser. Geol. de Portugal*.
- GIL CID, M. D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1976).—«Estratigrafía y Paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo)». *Tecnitterae*, 13, pp. 11-29.
- GIL SERRANO, G. (1983).—«Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 706, Madroñera». *IGME*.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916).—«Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. del Mus. Nac. Cien. Nat. Ser. Geol.*, 15, pp. 5-74.
- GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Estudios Geológicos*, vol. 27, pp. 117-180.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1912).—«Itinerario geológico de Toledo a Urda». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol.*, 1, 5-46.
- (1941).—«Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico». *Revista Las Ciencias de Madrid*, año VIII, núm. 3.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977).—«Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel». *Estudios Geológicos*, 33, pp. 327-342.
- HUDLESTON, P. J. (1973).—«Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development». *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- IGME (1982).—«Investigación hidrogeológica de la cuenca del Tajo».
- JIMENEZ, E. (1970).—«Estratigrafía y paleontología del borde occidental de la Cuenca del Duero». Tesis Doctoral Universidad de Salamanca, 325 pp.
- (1977). «Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora». *Bol. Geol. y Min.*, 85 (5), 357-364, Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000». Memoria explicativa, 90 pp.
- KLEIN, CL. (1959).—«Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation». *Ann. de Geograp.*, pp. 282-317.
- LOTZE, F. (1945a).—«Einige Probleme der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch. H. G.*, pp. 1-2, Berlín.
- (1945b).—«Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotkt. Forsch.*, 6, 78, 92.
- (1954).—«Foschungen zur Stratigraphie des westmediterranean Kambriums». *Jb. Akad. Wies. Lit.*, 68-69.
- (1956).—«Uber Sardiche Becregungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assystischen». *Faltung Geotekt. Sympos. zu Ehren von Stille*, 128-139, Stuttgart.
- (1960).—«El Precámbrico en España». *Not. y Com. del IGME*, vol. 60, pp. 227-239.

- (1961).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España». *Not. y Com. del IGME*, vol. 61, pp. 137-161.
- LLOPIS LLADO, N., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—«Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 8, pp. 245-246.
- (1963a).—«Sur la presence d'une discordance précambrienne and sud de Toledo (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 7, pp. 250-252.
- (1963b).—«Sur l'estratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (provincia de Cáceres, España)». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 5, pp. 152-153.
- (1965).—«Sur les caracteres morphotectoniques de la discordance précambrienne au sud de Toledo (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 7, pp. 220-221.
- MACHENS, E. (1954).—«Stratigraphie and tektonik der sudotlichen Iberischen Meseta in Bereich des oberen Guadiana», *Diss.*, 1.973 pp.
- MARTIN CARO, I.; MORENO EIRIS, E.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1979). «Hallazgo de arqueociatos en las calizas de La Estrella (Montes de Toledo occidentales, Toledo, España)».
- MARTIN ESCORZA, C. (1971).—«Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 70, 171-190.
- (1974).—«Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (provincia de Toledo)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 72, 141-160.
- MARTIN ESCORZA, C., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1972).—«Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de S. Pedro (prov. de Avila-Toledo)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 69, 303-327.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior, el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo. Consecuencias geotectónicas». *Est. Geol.*, vol. 33, pp. 57-58.
- MERTEN, R. (1955a).—«Stratigraphie und Tektonik der Nordostlichen Montes de Toledo (Spanien)». *Diss. math-naturwis. Fak. Univ. Munster*, 109 pp.
- (1955b).—«Tektonik der granit und Sedimentgesteine in den Montes de Toledo (Spanien) und den angrenzenden Gebieten». *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 105-572.
- MORENO, F. (1975).—«Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa». *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 396-450.
- (1975).—«Olistostromas, fanglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)». *Estudios Geológicos*, 31, pp. 249-260.

- (1977).—«Estudio geológico de Los Montes de Toledo Occidentales». Tesis doctoral inédita.
- (1977).—«Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia, Ausencia de Cámbrico». *Studia Geológica*, 12.
- MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*, 20, pp. 8-16.
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955).—«El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo». *Not. y Com. del IGME*, vol. 40, pp. 53-87.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». *Mc. Graw Hill*, New York, 568 pp.
- RANSWEILER, M. (1967).—«Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechos y Villarta de los Montes (Mittelspanien)». *Diss.*, 1-100.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R., y PARIS, F. (1980).—«El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica». *Studia Geológica*. Salamanca, núm. 16, pp. 103-121.
- SAN JOSE, M. A. (1970a).—«Mapa Geológico de España, Escala 1:200.000, síntesis 1.ª edic.» *Memoria de la Hoja núm. 60 (Villanueva de la Serena)* 3-19. Madrid.
- (1970b).—«Mapa Geológico de España, Escala 1:200.000, síntesis 1.ª edic.» *Memoria de la Hoja núm. 52 (Talavera de la Reina)* 3-12. Madrid.
- (1970c).—«Mapa Geológico de España, Escala 1:200.000, síntesis 1.ª edic.» *Memoria de la Hoja núm. 53 (Toledo)* 3-21. Madrid.
- SAN JOSE, M. A.; PELAEZ, 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, pp. 21-31.
- VILAS, L.; PELAEZ, J. R., y ARCHE, A. (1979).—«El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor (I): Zona de la Calera (Cáceres)». *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.)*, 77, pp. 141-152.
- VEGAS, R., y ROIZ, J. M. (1979).—«La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental Alcadiana)». *Tecniterrae*, 5-1.
- WEGGEN, K. (1955).—«Stratigraphie und Tektonik der südlichen Montes de Toledo (Spanien)». *Diss.*, 103 pp.
- WINKLER, H. G. F. (1978).—«Petrogénesis de rocas metamórficas». *N. Blume Ediciones*.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA