



IGME

682

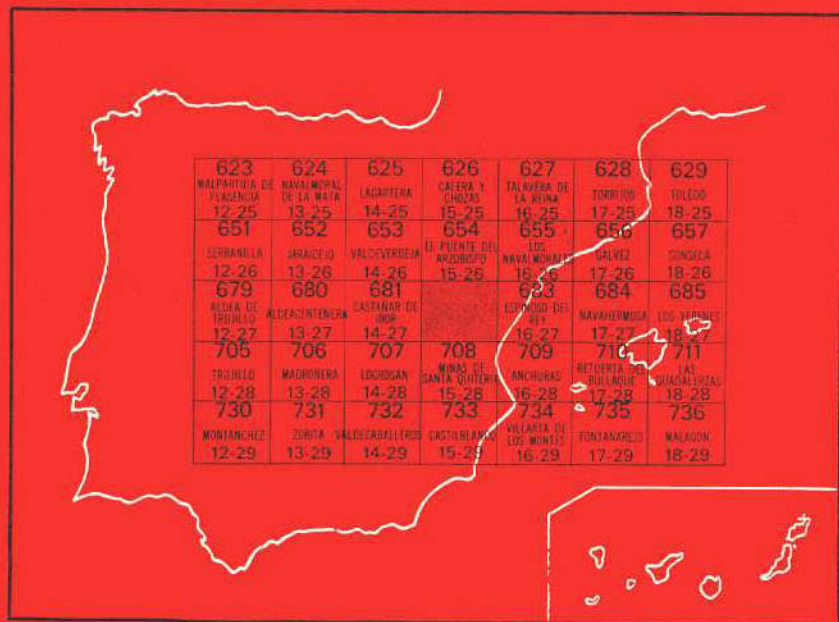
15-27

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SEVILLEJA DE LA JARA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

SEVILLEJA DE LA JARA

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.

En *Memoria*: V. Monteserín López y María José López.

En *Petrología*: María José López.

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.

Revisión de los estudios petrográficos: Doctora doña Casilda Ruiz, del IGME.

Dirección y Supervisión: Doctor don José María Barón Ruiz de Valdivia, y doctora Casilda Ruiz (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-2.283-1985

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

INTRODUCCION

Geográficamente la Hoja de Sevilla de la Jara se sitúa entre las provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real.

Comprende parte de los términos municipales de Sevilla de la Jara, Belvis de la Jara, Torrecillas de la Jara, El Campillo, La Estrella, Anchuras, Carrascalejo y Alía.

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 está basado más en ganadería (ovinoporcina) que en la agricultura (cereales). La industria es prácticamente inexistente.

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 JULIVERT, M., et al. (1974).

Las estructuras regionales principales de la zona son Hercínicas, de directrices NO-SE y disponiéndose de la siguiente forma: En el centro el Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, cuyos flancos corresponden con los de los sinclinatorios de las Sierras de Altamira y Sevilleja.

Los sedimentos Terciarios y Cuaternarios se distribuyen por toda la Hoja, concentrándose preferentemente en la mitad norte de la misma.

Morfológicamente las cotas más elevadas (1.325-1.294 m.) corresponden a las rocas cuarcíticas del Ordovícico Inferior de las Sierras de Altamira y Sevilleja anteriormente citadas. El Precámbrico aparece como un «paisaje alomado» de unos 650 m. de altitud media que se degrada hacia el norte por el río Huso y sus afluentes, pertenecientes a la Cuenca del Tajo.

Los primeros trabajos sobre la zona y sus proximidades se deben a EGOZQUE y MALLADA (1876) 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.

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 litofacias 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, Ordovícico y Terciario-Cuaternario.

El primero de los citados conjuntos resulta ser el más complejo de los cuatro y es por ello donde más nos extenderemos tanto en la descripción de las series como en las referencias bibliográficas. Nos ajustaremos para ello a la terminología expuesta en el trabajo de HERRANZ, P. et al. (1977).

Se subdividieron los materiales precámbricos en varios conjuntos litológicos, que de muro a techo son los siguientes:

Pizarras, grauvacas y areniscas (3). Conglomerados (5).

Nivel conglomerático calcáreo. Nivel de Fuentes (7).

Pizarras. Pizarras del Pusa (8).

1.1 PRECAMBRICO

Los sedimentos precámbricos están agrupados 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 con el nombre de pizarras, grauvacas y areniscas (3).

Autores anteriores, englobaban en ella a dos conjuntos litológicos: uno inferior, de pizarras arcillosas y areniscas grauváquicas de aspecto monótono y masivo, y otro superior, también esquistoso grauváquico, pero con intercalaciones conglomeráticas de diversas características. Este último conjunto fue relacionado con las «mixtitas» del Precámbrico terminal debido a su proximidad a series del Cámbrico Inferior.

HERRANZ, P. et al. (1977) distinguen en esta sucesión y en el Anticlinal de Navalpino tres unidades, a las que denominan Pizarras del Guadiana, Calizas de Villarta (no reconocibles en esta Hoja) y Pizarras del Torilejo, cuya correlación con las del Anticlinorio de Valdelacasa plantea problemas (VILAS, L. et al., 1979).

Sobre esta sucesión de potencia no inferior a los 2.000 m. se encuentra un nivel megabréchico discontinuo, denominado Olistostroma con calizas o también Nivel de Fuentes, por MORENO, F. (1975) y HERRANZ, P. et al. (op. cit.).

La Unidad superior a este nivel es de potencia variable, inferior a los 1.000 m., y fue denominada serie detrítica margosa con calizas, por MORENO, F. (1974) o más propiamente pizarras del Pusa, por SAN JOSE, et al. (1974) y HERRANZ, P. et al. (op. cit.), ya que la denominación del primero de los autores citados incluye también areniscas y calizas del Cámbrico Inferior.

1.1.1 PIZARRAS, GRAUVACAS Y ARENISCAS (3)

Los afloramientos de esta unidad son de escasa calidad, excepción hecha del corte de la vía del ferrocarril abandonado Talavera-Villanueva.

Respecto al tramo Basal, MORENO, F. (op. cit.) hizo la siguiente descripción, «Serie rítmica con grauvacas y esquistos pelíticos en finas alternancias, dándose a mayor escala alternancias de tramos de predominancia grauváquica con tramos esencialmente pelíticos». Este conjunto es asimilable a la facies «Alternancia de esquistos y grauvacas» descrita por BOUYX, E. (1970) en el Valle de Alcudia.

El tramo superior, que equivale a la «Serie de Valdelacasa», de LLOPIS y SANCHEZ DE LA TORRE (1962-1965) o «Serie de Tránsito» de LOTZE, F. (1965), es un conjunto detrítico de unos 1.500 m. de potencia que comprende varios niveles importantes de conglomerados, de 5 a 10 m. de potencia cada uno; grauvacas y esquistos pelíticos forman secuencias de orden menor (escala decimétrica) y mayor (escala métrica), observándose una disminución hacia el Este del contenido en conglomerados. MORENO, F. (1975, 1977) identifica dentro de este tramo olistostromas, «slide conglomerates», «slump sheets» y reconoce algunas estructuras características afines a sucesiones turbidíticas proximales.

HERRANZ, P. et al. (1977) distinguen en el vecino Anticlinal de Navalpino, de muro a techo, tres unidades, que denominan: Pizarras del Guadiana, Calizas de Villarta y Pizarras del Torilejo.

Las Pizarras del Guadiana son un conjunto turbidítico formado por pizarras arcillosas, con lentejones esporádicos de «pebbly mudstones» y tiene una potencia de 800 m.

Las Calizas de Villarta no afloran en esta Hoja de Sevilleja, por lo que no se hace referencia a ellas.

Las Pizarras del Torilejo son también un conjunto turbidítico en el que se diferencian tres tramos: basal, intermedio y superior. En el tramo basal, con una potencia de 300 m., predominan los bancos de grauvacas; el tramo intermedio (1.200 m. de potencia) es pizarroso y abundan en él los niveles con «pebbly mudstones»; el tramo superior (400 m.) está formado por una sucesión de secuencias de BOUMA (1962) completas. Gran parte de estas litologías están incorporadas como cantos a la megabrecha que forman la base de la unidad superior.

Más recientemente, VILAS, L. et al. (1979) en el Anticlinorio colindante de Ibor, a facies con características semejantes las consideran tidales con cierta influencia fluvial.

En la realización de la Hoja núm. 708, Minas de Santa Quiteria, NOZAL, F. (1982) en unos afloramientos excepcionales del Embalse de Cijara, siguiendo el cauce del río Estomiza, considera una potente serie de más de 1.000 m. volcada hacia el SO, constituida por grauvacas y limolitas en

alternancias rítmicas deci-centimétricas que hacia el techo se hace más pelítica. Reconoce tramos de las secuencias de BOUMA (a, b, c), y observa estructuras tipo «slumps», convoluted; granoselección, laminación paralela ondulada, etc., que corresponden a un medio de probables características turbidíticas.

De las observaciones realizadas en la elaboración de este trabajo deducimos que esta unidad de pizarras, grauvacas y areniscas tiene un tramo, presumiblemente basal, de alternancias rítmicas deci-centimétricas de grauvacas y limolitas, y otro tramo, a techo del anterior, también de alternancias pelítico-grauváquicas, de escala algo mayor (métrica) en la que, sin embargo, se detectan diversos horizontes conglomeráticos, lentejonares, de distribución anárquica y desigual potencia. En este último tramo, al ser las secuencias más potentes se les reconoce una cierta granoclasificación; por otra parte 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 y el reconocimiento de estructuras del tipo «flute cast» y «ripple mark», así como la presencia de estratificaciones «lenticular», «flaser» y «wavy bedding». Es también común la aparición de bioturbación y el hallazgo de huellas de planolites e icnofósiles, así como la presencia de pirita.

Respecto a la edad, diremos que se han encontrado los siguientes acritarcos, cuya situación se precisa en el mapa correspondiente de muestras.

Baulinella fareolata (SHEPELEVA)

Pterospermopsimorpha sp.

Protosphaeridium sp.

FORMAS del tipo B

Trachisphaeridium sp.

T. cf. Laminaritium (TIMOFEEV)

Farososphaeridium sp.

Uniponata sp.

Esta asociación es del Rifeense Superior-Vendiense en la plataforma rusa, si se excluye el género *Uniporata*, que es del Tommotiense en la plataforma siberiana.

Resumiendo: Los materiales hasta ahora descritos tienen una edad Vendiense, pero dada la dificultad de establecer una columna estratigráfica detallada, no se puede descartar que la parte inferior sea Rifeense Superior. La posibilidad de que el techo de estos materiales llegue a alcanzar en edad al Tommotiense Inferior es mucho más problemática.

1.1.2 PIZARRAS, GRAUVACAS Y ARENISCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (4)

Se extienden por el núcleo del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja ocupando una extensión aproximada de 50 km² y forman la aureola de tres afloramientos graníticos alargados según las direcciones regionales hercínicas. La anchura de la aureola oscila entre 1,5 y 2,5 km., y sólo se explica si se supone que la masa granítica está muy cercana a la superficie topográfica.

Las rocas afectadas se cargan de minerales micáceos muy visibles en las alternancias pelítico-grauváquicas debido a la difusión diferencial de la estructura mosqueada, aunque también son observables en los términos exclusivamente finos. Las manchas mosqueadas tienen forma alargada y suelen disponerse prioritariamente en el sentido de la esquistosidad principal.

1.1.3 CONGLOMERADOS (5)

Afloran sobre todo en el tramo superior de la unidad anteriormente descrita. Su distribución es irregular, su geometría lentejona y la potencia variable, ya que puede oscilar desde los 30 cm. a los 5 ó 6 m.

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 15 cm. También es frecuente la presencia de cantos blandos, de la misma naturaleza que la matriz.

1.1.4 CONGLOMERADOS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (6)

La aureola del metamorfismo de contacto de los leucogranitos de dos micas con turmalina también afecta a varios de los lentejones conglomeráticos anteriormente descritos. El efecto del mismo es equivalente al realizado en las pizarras, grauvacas y areniscas (3), es decir, aparición de estructuras mosqueadas en los términos pelíticos, que en este caso están representados por la matriz y los cantos blandos de composición idéntica a aquélla.

1.1.5 NIVEL CONGLOMERATICO CALCAREO: «NIVEL DE FUENTES» (7)

Por encima de la serie de pizarras, grauvacas y areniscas anteriormente

descritas aflora una formación conglomerática de amplia continuidad lateral, pero que en ocasiones desaparece de forma brusca.

Según MORENO, F. (1975), en el corte del río Huso presenta los siguientes tramos:

Un tramo basal de 25 m. de calizas dolomíticas impuras, que se apoyan sobre unas facies predominantemente grauváquicas.

10 m. de rocas pelíticas con 1 m. de dolomía, donde posteriormente se encontraron huellas de *Planolites* por BRASIER, M. D. et al. (1979).

8 m. de conglomerado o brecha calcárea compuesta por cantos subangulosos o angulosos de dolomías, areniscas, grauvacas y más esporádicamente líticas en una matriz detrítica. Los cantos pueden alcanzar los 0,5 m. de diámetro.

La potencia del conjunto es del orden de los 45-50 m. Denomina este autor a la formación como Olistostroma con calizas y su origen sería el resultado del deslizamiento de una gran masa de calizas hacia zonas de mayor profundidad a partir de su emplazamiento original en un área de plataforma.

HERRANZ, P. et al. (1977) sitúan en la base de esta formación una discordancia, que según ellos en algunos lugares alcanza un valor angular de 90°, mientras que en otros corresponde a una paraconcordancia, que relacionan con una etapa de la actividad tectónica cadomiense.

Por nuestra parte opinamos que la formación hasta aquí descrita, está compuesta en realidad por dos tipos de rocas diferentes. Por una parte, es una brecha sedimentaria o conglomerado, que correspondería al Nivel de Fuentes propiamente dicho, tal como se observa en los cortes de los ríos Huso, Frío, Fresnedoso y en el Arroyo del Endrino en Robledo del Mazo. Esta formación conglomerática se compone de cantos de calizas o grauvacas y areniscas principalmente, subangulosos y heterométricos, dispersos en una abundante matriz pelítica. A techo y muro inmediatos se observan siempre capas intensamente deformadas y replegadas (slumps) que parecen indicar inestabilidades en la cuenca de sedimentación y que desde luego marcan una diferencia entre los tipos de material que yacen por encima y por debajo de la citada formación. La potencia de este conglomerado es de orden métrico.

Por otra parte y exclusivamente en la zona norte de la Hoja, en los cortes de los Arroyos del Cubilar, de la Parrilia y en el río Huso hay, en continuidad de afloramiento (al menos aparente y en la misma posición estratigráfica), una brecha carbonatada de origen tectónico. Esta brecha tectónica, de abundantes cantos de caliza, arenisca y grauvaca con escasa matriz pelítica, se encuentra allí donde se aprecia el choque entre las estructuras de la formación inferior a la misma y la del Nivel de Fuentes. Microscópicamente los cantos de esta brecha se clasificaron como dolomías y calizas cristalinas brechificadas, metacuarzoareniscas con carbonatos y grauvacas

carbonatadas. Dentro de los cantos carbonatados son frecuentes los óxidos de hierro, que se sitúan en relación con la brechificación. Los carbonatos son de tamaño medio-grueso y xenomorfos, salvo donde penetra el hierro, que recrystalizan en grano fino. Las venas de cuarzo llevan escasa mica asociada. Las grauvacas carbonatadas llevan cuarzo en granos angulosos, chert y micas en fragmentos, en una mesostasis formada por cuarzo, mica blanca y carbonatos. El diferente comportamiento geológico entre las megabrechas carbonatadas y las alternancias grauvaco-lutíticas infrayacentes, justifica la existencia de un nivel de despegue en la base de esta unidad.

La matriz pelítico-pizarrosa de esta brecha tectónica tiene como componentes mica blanca, talco, sericita, opacos, turmalina, circón, cuarzo, carbonatos y apatito. La sericita se dispone en pajuellas entrecruzadas sin orientar, mientras que el cuarzo y los opacos constituyen unidades fragmentadas.

Tanto las dolomías como las calizas cristalinas ferruginizadas, grauvacas carbonatadas y ortocuarcitas con carbonatos, son términos conocidos de sucesiones estratigráficas situadas por debajo de brechas semejantes a ésta, que aparecen en anticlinorios colindantes en los que se ha descrito (HERRANZ, P. et al., 1977) la discordancia basal de esta formación.

1.1.6 PIZARRAS: «PIZARRAS DEL PUSA» (8)

A techo del nivel conglomerático calcáreo se sitúa una serie formada principalmente por pizarras arcillosas con esporádicas intercalaciones en su parte media-alta de pizarras carbonosas y algún nivel de conglomerados y areniscas que forman un conjunto muy homogéneo de tonalidades verdigrisáceas. Probablemente hacia el techo tenga algún componente volcánico piroclástico. Es frecuente en toda la formación la presencia de piritita.

Al igual que en la formación basal de pizarras, grauvacas y areniscas (3) son visibles numerosas estructuras. Entre las de corriente, las más frecuentes son los «flute cast», y entre las sedimentarias, destacamos la grano-selección, la estratificación cruzada, las estratificaciones «lenticular» y «flaser» y la laminación paralela, que da al conjunto en muchos lugares un aspecto de facies bandeada muy típico. En el tramo basal hay unos metros de facies pelíticas con «slumps», que indicarían inestabilidades en la cuenca sedimentaria, como ya se explicó en el apartado anterior, probablemente relacionada con el episodio que dio lugar a las megabrechas infrayacentes.

Se interpretó por HERRANZ, P. et al. (1977) como un conjunto turbidítico proximal en la base en tránsito hacia facies de plataforma en el techo, si bien actualmente puede considerarse que corresponden estas facies en su mayor parte a un medio de aguas someras.

BRASIER, M. D. et al. (1979) muestran por primera vez la presencia de discos carbonosos tipo *Chuarina*, considerados hasta ahora como característicos del Rifeense y Vendiense, así como diversas pistas de animales tales como *Monomorphichnus* y otras próximas a *Phycodes* y *Diplocarterion*.

Las muestras tomadas en esta serie presentan una asociación de vegetales, que se han clasificado como: cf. *Beltanelloides sorichevae*, especie típica del Vendiense de la U.R.S.S. Los icnofósiles encontrados: *Planolites* sp. y *Phycodes pedum* SEILACHER (1955), son de duración amplia.

Los acritarcos son el grupo más abundante, y están representados por:

- Polytorama* sp.
- Bavlinella fareolata* (SCHEPELEVA)
- Protosphaeridium* sp.
- Ptesopspermopsimorpha* sp.
- Kildinella sinica* (TIMOFEEV)
- Leiosphaeridia* sp.

Esta asociación es indicativa del Vendiense Superior, como ya se concluyó al realizar la Hoja de Logrosán, núm. 707, GIL SERRANO, G. (1981).

La facies más característica de esta formación presenta textura pizarrosa, dado su carácter metapelítico. En ella son frecuentes y visibles incluso a nivel microscópico las estructuras sedimentarias, muy finas, tales como laminaciones, estratificación gradada, etc. Mineralógicamente están constituidas por sericita, clorita, cuarzo, y, a veces, moscovita, plagioclasa, turmalina y opacos. El cuarzo puede ser poco abundante y de tamaño limo, y junto a la moscovita y plagioclasa constituye el conjunto clástico de estas rocas.

Por su parte, los filosilicatos definen los acontecimientos tectónicos observándose una esquistosidad fundamentalmente oblicua o subparalela a S_0 , cloritoblastesis en relación a moscovitas preesquistosas y una S_2 esporádica y poco marcada. Son frecuentes, por último, las venas de cuarzo a veces con clorita y otros componentes.

Las facies más arenosas, de textura blastosamítica, tienen los mismos componentes minerales que la anterior, variando en tamaño y proporción. Debe resaltarse la presencia específica de apatito y biotita, en pequeñas cantidades.

Los clastos son de cuarzo, plagioclasa y micas, domina el tamaño fino, son bastante regulares en cuanto a granulometrías y angulosos o irregulares morfológicamente, y la matriz es sericítico-clorítica, tiene carácter intersticial y es, a veces, francamente escasa.

1.2 CAMBRICO

Aflora exclusivamente en el borde nororiental de la Hoja, en continuidad

normal con las Pizarras del Pusa, a nivel de afloramiento. Sobre él, en posición discordante reposan los materiales conglomerático-areniscosos del Ordovícico Inferior.

1.2.1 ARENISCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS: «ARENISCAS DEL AZOREJO» (9)

Según 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.

Dentro de esta formación, de unos 500 m. de potencia, se pueden considerar tres tramos: uno posiblemente basal, compuesto por areniscas masivas con algún nivel microconglomerático (aunque existen dudas sobre la relación geométrica entre estos niveles y los indudablemente cámbricos), una parte media formada por areniscas menos masivas y algún nivel pizarroso en los que se detectan huellas de restos orgánicos, y un tramo superior con escasas areniscas y abundantes pizarras en alternancias características, presentando alguna de ellas facies rizadas con nódulos, así como también pistas fósiles.

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

BRASIER, M. D. et al. (1979) encuentran en este conjunto arenoso costero numerosas pistas fósiles de tipo Cámbrico, como *Diplocraterion*, *Astropolithon*, *Monmorphichnus*, *Diplichnites* y *Scolicia*, indicadores de un probable Cámbrico Inferior.

En la realización de este trabajo se encontraron los icnofósiles:

- Skolithos* sp.
- Rusophycus* sp.
- Gordia* sp.
- Planolites* sp.

que nos indican una edad Tommotiense-Ovetiense, coordinando la posición estratigráfica, la paleogeografía y el momento de su aparición.

Microscópicamente las cuarcitas tienen de componentes cuarzo, sericita, feldespato potásico, opacos, turmalina y circón. La textura es blastosamítica. Los clastos de cuarzo son subangulosos y presentan extinción ondulante. La microclina y los fragmentos de rocas están alterados a filosilicatos tipos arcilloso y sílice. La matriz es sericítica y el circón y apatito, bien

redondeados, están dispersos en la misma. En ocasiones la matriz es ferruginosa. En su mayor parte se clasificaron como metaarcosas.

Las pizarras, predominantes en la parte alta tienen como composición sericita, cuarzo, clorita, moscovita, turmalina, feldespatos potásico, opacos y biotita. Tienen una esquistosidad planar bien definida. La estratificación está marcada por finos lentejones detríticos con componentes de gran heterometría y angulosidad, aunque de pequeña granulometría.

1.2.2 CALIZAS Y/O DOLOMIAS: «CALIZAS DE LA ESTRELLA» (10)

En La Estrella (Hoja núm. 15-26, El Puente del Arzobispo), yacen concordantemente sobre las areniscas del Azorejo, como expresan MARTIN CARO, I. et al. (op. cit.) y presentan intercalaciones pelíticas en la base, donde forman un nivel bastante continuo. Muestran laminaciones tanto inorgánicas como producidas por algas y estructuras típicas de ambiente perimareal con arqueociatos, icnofósiles y trilobites.

En esta Hoja el afloramiento donde aparecen calizas es reducido, no aflorando toda la columna de las mismas debido posiblemente a la fosilización que realizan sobre estos materiales los conglomerados, areniscas y cuarcitas del Ordovícico Inferior (Tremadoc).

La facies está representada por calizas de grano fino bioclásticas y dolomías con niveles intercalados de margas. Los únicos fósiles encontrados en este afloramiento son pistas indeterminables, por lo que en la discusión de la edad de este conjunto estratigráfico se tienen en cuenta los fósiles encontrados por los autores antes citados en La Estrella.

Para MARTIN CARO, I. et al. (op. cit.) los Arqueociatos que contienen sólo permiten datar estos niveles dentro del Cámbrico Inferior. Como hipótesis de trabajo se pueden datar, por su posición estratigráfica, estos niveles calcáreos como Ovetiense Superior-Marianiense.

El carbonato, componente principal, proporciona la textura granoblástica de estas rocas. Son minerales frecuentes, además, el cuarzo y la sericita, estando la turmalina, la moscovita y opacos como accesorios más frecuentes.

A veces adquieren microscópicamente una estructura bandeada con abundantes cuarzos angulosos, tamaño arena, moscovitas detríticas y matriz margosa como tránsito a niveles continuos no carbonatados.

1.3 ORDOVICICO

Se localizan los materiales ordovícicos en los extremos noreste y sureste de la Hoja en dos bandas de dirección aproximada 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 las areniscas y 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. (1965), 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 coincidiría con la que el mismo autor definió como «Fase Toledánica».

1.3.1 CONGLOMERADOS, ARENISCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS (11)

Al oeste de Mohedas de la Jara, en el arroyo de Los Gavilanes y en la base de la estructura denominada Sinclinal del Guadarranque esta formación se compone de un conglomerado basal de 2 ó 3 m. de potencia, de cantos de cuarzo filoniano, angulosos, de hasta 5 cm., inmersos en una matriz pelítica-verdosa, sobre el cual se sitúa una potente serie de esquistos o bien pizarras silíceas duras con esporádicos bancos cuarcíticos de escala decimétrica. Estos bancos van siendo cada vez más predominantes a medida que nos acercamos al techo de la formación.

En el flanco este del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, y en el arroyo conocido como Garganta de Las Lanchas, en las proximidades de Robledo del Mazo, la base de la formación es un conglomerado de unos 40 ó 50 m. de potencia, que tiene cantos de cuarzo lechoso filoniano, cuarcita negra y arenisca empastados en una matriz que en la parte basal (2 ó 3 m.) es pelítica verdosa, pero que después es una matriz detrítica fina de tonos morado-purpúreos muy típica. Sobre ellos se sitúa una potente serie de 450 m. de cuarcitas, areniscas y pizarras de tonos blancos, rosados y pardos con predominio casi siempre cuarcítico.

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, que en el Puerto de San Vicente se adelgaza o bien pasa lateralmente a las cuarcitas de la formación superior, conocidas como «Facies Armoricana» o bien desaparece. Se encuentran con relativa facilidad trazas fósiles como *Cruciana*, *Skolithos* y *Daedalus*.

Los conglomerados tienen textura blastosafítica con clastos de cuarzo

desigualmente tectonizados, chert y fragmentos de pizarra, cuarcita y cuarzoareniscas. Los cuarzos suelen incluir circones idiomorfos.

La matriz es netamente intersticial, situándose en los huecos intergranulares de manera que constituye agregados sericiticos y cloríticos.

Las cuarcitas suelen ser de grano grueso, a veces con tectonización de los clastos. La matriz es sericitica, intersticial y puede haber cemento ferruginoso. Estas rocas pasan gradualmente a las que se podrían denominar metacuarzoareniscas, en las que la matriz, que adquiere un papel más importante, suele ser también clorítica y los clastos disminuyendo de tamaño ya no aparecen deformados o lo están menos intensamente. Suelen ser de tamaño medio, equigranulares y de redondez mediana a veces cementados por sílice en continuidad cristalográfica. Mineralógicamente, contienen, además de los ya citados, granos de cuarzo, matriz sericitica, cemento ferruginoso, etc. La moscovita, turmalina, circón y opacos son minerales accesorios.

Por último, las pizarras o fiiltas que representan los niveles pelíticos se componen de sericita, a veces clorita, generalmente cuarzo y moscovita y muy ocasionalmente plagioclasa. Los accesorios son circón, turmalina y opacos.

En la matriz sería predominante la sericita, a veces con clorita, y se sitúan en ella pequeños cuarzos que ocasionalmente se concretan en bandas o lentejones. Hay moscovitas detríticas y cloritoblastos. La blastesis moscovítica, aunque no siempre, la mayoría de las veces es transversal a la esquistosidad principal.

1.3.2 ORTOCUARCITAS «FACIES ARMORICANA» (12)

Se distribuyen por los flancos del Sinclinal del Guadarranque y ocupan el núcleo del Sinclinal de la Sierra de Sevilleja. El tránsito con las formaciones supra e infrayacentes es más bien gradual y se caracteriza por ser el elemento constructor del relieve formando alineaciones de cumbres que se siguen a lo largo de muchos kilómetros.

Se disponen estas cuarcitas de una forma tableada, en tramos normalmente métricos a decimétricos, separados por finos niveles milimétricos de pizarras silíceas moscovíticas. Los bancos tienen una potencia media de 0,5 m. Normalmente 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. La potencia media de las capas de cuarcita va disminuyendo de muro a techo.

Se comportan ante las deformaciones como un material resistente y frágil, respondiendo al plegamiento con un sistema de fracturación y dia-

clasado tan intenso que dificulta en ocasiones el reconocimiento de la superficie de estratificación.

Su potencia media puede estimarse en los 200 m.

Son frecuentes los icnofósiles *Skolithos*, *Rusophycus* y diversas especies de *Cruciana* del «grupo Rugosa» (*C. Rugosa*, *C. Furcifera*, *C. Goldfussi*), característica del Arenig.

Microscópicamente presentan textura granoblástica. El cuarzo, componente en muchas ocasiones exclusivo, salvo esporádicos minerales pesados tipo circón y opacos que suelen ser redondeados, compone un conjunto en mosaico de granos recristalizados, equigranulares y xenomorfos. A veces hay una escasísima matriz sericítica o cemento ferruginoso, también muy poco importante.

1.3.3 PIZARRAS Y CUARCITAS ALTERNANTES (13)

Se desarrollan exclusivamente al suroeste de la Hoja, en los flancos del Sinclinal del Guadarranque. Son de difícil observación, estando enmascaradas muchas veces por los derrubios de laderas que provocan las cuarcitas descritas en el apartado anterior.

Litológicamente, se trata de areniscas de grano medio a fino, muy micáceas, de color pardo-claro, bastante compactas en alternancia con pizarras sericíticas 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.

Se observan, en los tramos detríticos, laminaciones paralelas y cruzadas, así como diversos tipos de ripples y deformaciones hidroplásticas.

La potencia media se estima en unos 200 metros.

Se componen mineralógicamente de sericita, clorita, cuarzo, moscovita, turmalina, circón y opacos. Presentan microscópicamente texturas pizarras y granoblásticas conforme a sus componentes más importantes y grado de metamorfismo.

Las cuarcitas son similares a las de «facies armoricana», pero generalmente con un componente de matriz algo más importante y en algunos casos se observan feldespatos pseudomorfizados.

Las pizarras contienen pequeños granos de cuarzo tamaño limo, moscovitas detríticas y minerales ferruginosos pulverulentos o en pequeñas masas. Son muy apropiadas para que se reflejen en ellas los acontecimientos tectónicos, por lo que evidencian a veces blastesis moscovíticas y cloríticas y la conservación de dos esquistosidades, una de ellas (siempre que existen dos) de escaso desarrollo.

1.3.4 PIZARRAS CON «CALYMENE» (14)

Se caracteriza esta formación por ser un conjunto litológico muy monótono de pizarras oscuras, generalmente negras, que por alteración adquieren tonalidades más claras: verdes, pardas e incluso rojizas cuando aquélla es muy intensa. Hacia el techo de la formación aparecen intercalaciones areniscosas discontinuas.

Su potencia se estima en unos 300 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 replegada y con un fuerte desarrollo de la esquistosidad principal.

Se adopta la nomenclatura de pizarras con «Calymene», 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.

A lo largo de esta formación se han muestreado varios niveles fosilíferos que han dado la siguiente fauna de edad Llanvirniense-Llandeiloense.

Cacemia riberoi (SHARPE)

Redonia sp. indet.

ASAPHIDAE indet.

ILLAENIDAE indet.

Salterocoryphe sp. indet.

Ogyginus? sp.

Neseuretus (Neseuretus) tristani (BRONG.)

Didymograptus sp. indet.

PALEOTAXODONTA indet.

Calix? sp.

Neseuretus (Neseuretus) sp. indet.

Colpocoryphe sp. indet.

ASAPHIDAE indet.

Placoparia (Coplacoparia) sp. indet.

BIVALVIA indet.

Heterorthina Kerfornei MELOV

Al microscopio se han reconocido en ellas los siguientes minerales: sericita, clorita, cloritoide, cuarzo, moscovita, turmalina y opacos (grafito, óxidos de Fe y piritita), no todos coexistentes en las mismas láminas.

Se distingue en ellas un conjunto sericítico-clorítico, que puede incluir grafito y que define los sistemas esquistosos, generalmente un sistema principal, a veces crenulado y más rara vez con una esquistosidad posterior de fractura. Hay blastesis moscovítica y a veces clorítica pre- a sinesisquistosa y desarrollo de pequeños cloritoides idiomorfos muy numerosos, post-cinmáticos. El cuarzo suele ser en estos casos muy escaso.

A techo, en lechos arenosos, el cuarzo adquiere mayor importancia, es de grano fino y suelen observarse alternancias a nivel microscópico, con algunas bandas pizarrosas que alentejonan a las más groseras.

1.3.5 ARENISCAS Y CUARCITAS (15)

Aparecen 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 su continuidad lateral parece ser grande, a escala del 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 alternando con pizarras arcillosas. Si adquieren un gran desarrollo, pueden confundirse con las areniscas y cuarcitas del Ordovícico Superior.

Su potencia es del orden de los 15-20 metros.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzo y de manera accesoria por sericita, clorita, moscovita, turmalina y opacos.

Los granos de cuarzo son de tamaño arena fina por lo general, equigranulares y angulosos debido a recristalización. Las moscovita constituye paquetes orientados y la sericita y clorita componen la matriz, intersticial y variable en proporción (cuarcitas o areniscas) y distribución (a veces con pequeños agregados que podrían representar pseudomorfos feldespáticos). Los opacos son usualmente abundantes.

1.3.6 CUARCITAS Y ARENISCAS PARDAS (16)

Es una formación de potencia variable, que puede oscilar entre los 70 y los 150 m. Destacan en ella dos barras areniscosas en la base y en el techo de unos 30 y 15 m. de potencia, respectivamente. 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 es una alternancia de areniscas en bancos delgados y pizarras arenosas.

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

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

Se pueden clasificar muchas de ellas mineralógicamente como arcosas, debido a que presentan granos de cuarzo y también plagioclasas y feldespato K, menos abundantes, así como largas y flexuosas moscovitas.

Los clastos son de tamaño medio con una cierta elongación por parte del cuarzo. La matriz es sericitica con clorita muy subordinada, mientras que los minerales pesados tales como turmalina, circón y opacos son en ocasiones abundantes, alineándose en bandas.

Algunas de las muestras pizarrosas recogidas corresponden a alternancias dentro de las ya descritas y a tramos inmediatamente superiores. En ellas el cuarzo puede quedar restringido a lentejones y el color violáceo que tienen macroscópicamente es debido a la presencia de opacos pulverulentos que impregnan fuertemente los filosilicatos. Aunque la sericita es dominante, la clorita también está presente y tiene caracteres ópticos a veces poco normales.

1.3.7 PIZARRAS GRIS-NEGRUZCAS MASIVAS (17)

Afloran a techo de la formación cuarcítica anteriormente descrita de un modo concordante. Forman un conjunto litológico, de 200 a 250 m. de potencia, de pizarras arcillosas gris-negras, que contiene 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 en ocasiones 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 en la continuación del Sinclinal del Guadarranque hacia el NO, donde se les ha denominado «Pelitas con fragmentos» ROBARDET, M. et al. (1980). Estos niveles también aparecen por encima de las cuarcitas del Silúrico, como expresa en su trabajo de la Hoja de Villarta de los Montes (16-29) NOZAL, F. (1981).

En la Hoja próxima de Logrosán (14-28) GIL SERRANO, G. (1981), y en la base de estas pizarras se detectó una asociación que fue datada como Caradoc Superior (Marsbrook).

Microscópicamente se distinguen los siguientes componentes: sericita, clorita, cuarzo, a veces moscovita, plagioclasa, turmalina, circón y opacos como accesorios. La textura es pizarrosa, consecuencia del bajo grado de metamorfismo sufrido.

Se distingue con frecuencia en estas muestras una laminación poco marcada, que puede ir acompañada de «boudinage» de los tramos más

groseros. La esquistosidad principal suele ser concordante con la anterior estructura, y posterior a ella se desarrolla crenulación que, esporádicamente, puede llegar a convertirse en esquistosidad de fractura. Cabe destacar, además, en algunas ocasiones, una blastesis de clorita en relación a las moscovitas.

El tránsito a las cuarcitas basales silúricas (9080), se observan litologías más arenosas en las que los cuarzos, muy heterométricos y angulosos, quedan englobados en una matriz sericítica con escasa clorita, de coloración grisácea al microscopio.

1.4 SILURICO

Aflora en la esquina SO de la Hoja. Es muy homogéneo y se caracteriza por poseer un nivel cuarcítico basal de desigual potencia y unas alternancias pizarroso-cuarcíticas con graptolites. Ocupan el núcleo del Sinclinal del Guadarranque y es el Paleozoico más moderno de este área.

1.4.1 CUARCITAS (18)

Es un tramo de predominio cuarcítico con características morfológicas semejantes a las cuarcitas del Ordovícico Superior. Forma el tercer resalte del Sinclinal del Guadarranque.

Este conjunto litológico, cuya potencia aproximada oscila entre 150 y 200 m., se compone de tres resaltes cuarcíticos. El central, de mayor potencia, de ortocuarcitas grises o blancas, a veces con manchas rosadas de óxidos de hierro, que afloran en bancos de escala métrica separados por tramos de pizarras arenosas alternantes con bancos cuarcíticos de escala centimétrica.

Equivale esta formación a la «serie psamítica superior» de RANSWEILER, M. (1967) o también a las «Cuarcitas de las Majuelas» de GIL CID, M. D. et al. (*op. cit.*).

Se pueden denominar petrográficamente como ortocuarcitas, metacuarzoareniscas y metarcosas en función de su mineralogía. Presentan, por tanto, texturas generalmente blastosamíticas, a veces granoblásticas si la matriz es más escasa.

Su mineralogía es la siguiente: cuarzo, sericita, a veces feldespato K y moscovita; turmalina, circón y opacos como minerales pesados. El cuarzo suele ser heterométrico, y salvo en las cuarcitas, está evidentemente recristalizado y es mayor que los granos de feldespato K, dispersos y a veces pseudomorfoseados. En la matriz, que es intersticial, es de señalar que no suele aparecer clorita. Los opacos están a veces como cemento

irregular y otras veces como granos detríticos como el circón que suele presentarse bastante rodado.

1.4.2 PIZARRAS, PIZARRAS Y CUARCITAS (19)

A techo de la formación anterior aparece un conjunto litológico de pizarras y alternancias de pizarras y cuarcitas que representa la culminación de la sedimentación Paleozoica del área que nos ocupa.

La potencia se estima en unos 300 m., si bien es imprecisa tanto por el desconocimiento del techo de la formación como por el fuerte repliegamiento a que fue sometida.

Litológicamente se compone de una base pizarrosa de escasos metros de potencia y de pizarras ampelíticas en las 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 las que anteriormente se hizo referencia. Por encima aparecen las alternancias de pizarras y cuarcitas con claro predominio de las pizarras, que son de tipo arcilloso y tonos grises o negros. Los lechos cuarcíticos no suelen sobrepasar los 5 ó 10 cm. de potencia. En conjunto la formación suele presentar bastante alteración.

Microscópicamente presentan textura granoblástica, contienen clastos de cuarzo en mosaico, a veces elongados, de grano fino y medio que en algunas muestras es equigranular, mientras otras veces tiene disposición gradada perpendicularmente a la elongación de los cristales. Aparecen también moscovitas en pajuelas orientadas. La matriz es eminentemente clorítica con sericita subordinada que en algunas muestras forma agregados o pseudomorfos. Existen además óxidos de Fe tardíos que penetran a favor de zonas de debilidad y tiñen las micas. Por último, cabe citar los accesorios, omnipresentes, que son la turmalina, el circón y minerales opacos en granos.

1.5 Terciario

1.5.1 BLOQUES, CANTOS Y ARCILLAS (RAÑA) (20)

Dispuestos de forma discordante sobre los materiales Precámbrico-Paleozoicos 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 arenisca, generalmente rubefactados y con matriz arcillo-arenosa de color rojizo.

La potencia es muy variable, pudiendo alcanzar los 30 metros.

Se relacionan siempre con relieves cuarcíticos acusados, apreciándose un suave descenso al alejarse de dichos relieves, pues enlazan de forma gradual con los derrubios de ladera cuando la erosión no lo ha impedido.

1.6 CUATERNARIO

1.6.1 CONGLOMERADOS, GRAVAS Y LIMOS (TERRAZAS) (21)

Estos depósitos aparecen en las márgenes del río Guadarranque y en el Arroyo del Cubilar, afluentes del río Huso.

Se trata de formaciones flanglomeráticas de características similares a las de la «raña», de 1 a 2 m. de potencia, claramente relacionados con la red fluvial.

1.6.2 CONGLOMERADOS, GRAVAS, ARENAS Y LIMOS (ALUVIAL) (22)

Los depósitos más importantes son los del río Guadarranque y los de los arroyos Pedroso y Navalgallo.

Están formados a expensas de los materiales que aportan las litologías, tan variadas, por las que discurren. Se componen de cantos y bloques de arenisca, cuarcita, grauvacas y pizarras bien rodados, sin oxidación ni pátina ferruginosa inmersos en una matriz arenoso-limosa de análoga composición.

1.6.3 ARCILLAS Y CANTOS (DERRUBIOS DE LADERA) (23)

Adquieren relativa importancia, sobre todo en los bordes de los escarpes cuarcíticos de la facies «armoricana».

Se componen de cantos y bloques, fundamentalmente cuarcíticos, muy angulosos y heterométricos, a los que acompaña un débil contenido de matriz arcillo-arenosa de tonos amarillentos.

2 TECTONICA

INTRODUCCION

La Hoja de Sevilla de la Jara 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 sinésquistosas.

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 superponen 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 sinésquistosa.

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 sinésquistosa.

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 la línea de charnelas de las mismas.

De este a oeste se diferencian las siguientes macroestructuras: Anticlinal de Robledo del Mazo-Navaltonil. Tiene una anchura de 2 a 2,5 Km. y una longitud superior a los 18 Km. Es una estructura truncada al norte por una fractura tardía (decrochement levógiro). Afecta a los materiales más altos del Precámbrico y se prolonga por la Hoja contigua de Espinoso de Rey. La dirección es en esta Hoja NO-SE, curvándose hacia el SE (Hoja de Espinoso de Rey), con una dirección NNO-SSE.

— *Sinclinal de la Sierra de Sevilleja*

Es un núcleo sinclinal subhorizontal del Ordovícico Inferior, colgado por la erosión. Su anchura es de 3 a 3,5 Km. y su longitud de 15 a 16 Km. Es una estructura de plano axial subvertical que se prolonga en la Hoja colindante de Espinoso de Rey. La dirección es NO-SE.

— *Anticlinal de Valdelacasa-Sevilleja*

Es una estructura sobre materiales precámbricos de considerables dimensiones, 15 Km. de anchura y 80 Km. de longitud. Se extiende desde los terciarios de la Fosa del Tajo (Valdeverdeja) hasta un área situada al norte de Horcajo de los Montes (Ciudad Real), donde termina periclinalmente bifurcada en dos estructuras anticlinales, Anticlinal del Chorito 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 ese gran anticlinal pliegues de amplitud kilométrica y hectométrica, 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.

2.2 ANALISIS Y DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS MENORES

2.2.1 PLIEGUES

A escala mesoestructural se detectan abundantes pliegues en los materiales precámbricos del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, en la zona del Arroyo de la Parrilla y en el corte del ferrocarril Talavera-Logrosán. La deformación se produce aquí sobre materiales pizarrosos-grauváquicos, anteriormente deformados. Las características de los mismos son las siguientes: El tamaño es de orden métrico (9-10 m.), con una amplitud media de 4-5 m. y una longitud de onda próxima a los 30 m. Son asimétricos con flancos de distinta magnitud, que implican una vergencia relativamente acusada hacia el NE. El ángulo entre los flancos oscila entre los 30° (un solo caso) y los 100°, con un promedio próximo a los 67°, es decir, pliegues entre cerrados y abiertos según FLEUTY (1964). Si se compara la morfología de los perfiles de estos pliegues con la clasificación de HUDLESTON (1973), la relación amplitud-forma encuadra en las casillas 2E, 3E y 3F.

Estos pliegues se clasifican dentro de la clase 1, subclase 1C (Isógonas débilmente convergentes), de acuerdo a RAMSAY (1967).

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas.

En las alternancias superiores del Sinclinal de Guadarranque-Gualija, en las proximidades del Puerto de San Vicente, se observan pliegues de plano axial vertical, de escala métrica a decamétrica, con flancos de distinta magnitud, asimétricos, entre cerrados y abiertos (ángulos entre flancos algo mayores que en el Precámbrico) FLEUTY (1964) y con una morfología de los perfiles que corresponde a las casillas 2C, 2D y 3D de HUDLESTON (1967). Son frecuentes, en general, las estructuras disarmónicas, y la desaparición de charnelas cuando se siguen en dirección. Las direcciones de los ejes, medidas en estas alternancias, son N-S.

Se pueden clasificar dentro de la clase 1, subclase 1B de RAMSAY (1967).

En los tramos pelíticos silúricos del citado Sinclinal de Guadarranque-Gualija, en la Hoja limítrofe de Castañar de Ibor, hay pliegues tumbados anisópacos, con engrosamiento de charnela, CAPOTE, R. et al. (1971), que según los citados autores corresponde a un plegamiento de tipo similar, clase 2 de RAMSAY (1967).

En las zonas paleozoicas, tenemos entonces, como fácilmente se puede deducir, que los planos axiales de los pliegues pueden oscilar de verticales a subhorizontales.

En puntos aislados se detectan kink-bands de escala centimétrica, muchas veces con planos axiales convergentes, dando lugar a sistemas kink-bands conjugados. Estos planos axiales tienen en esta zona tendencia subhorizontal.

2.2.2 ESQUISTOSIDADES

Se han observado en esta zona dos tipos de esquistosidad: la primera (S₁) es una esquistosidad espaciada, que en los materiales precámbricos es del tipo «rough cleavaje» o bien «slaty cleavaje» grosero, según se trate de los términos grauváquicos o pelíticos. En los términos pelíticos del Paleozoico es del tipo «slaty cleavaje». Algunas medidas del «slaty cleavaje» se han representado en el diagrama adjunto de la figura 1, tomadas en el Sinclinal del Guadarranque-Gualija.

La segunda esquistosidad, de creanulación (S₂), tiene una desigual distribución geográfica. Se observa en puntos muy localizados del Precámbrico y Paleozoico, así como en algunas láminas al microscopio. En algunos afloramientos, con superposición de deformaciones se observan los flancos de los pliegues (anteriormente descritos) afectados por una creanulación cuya dirección puede no ser coincidente con la de ejes de los citados pliegues.

2.3 FRACTURACION

Se observan tres direcciones predominantes, NNO-SSE, NE-SO (s.l.) y E-O.

Las primeras quizá están relacionadas con las intrusiones que se observan en la cartografía y por tanto sería el sistema más antiguo. Posiblemente la cataclasis de las calizas brechoides del nivel conglomerático calcáreo (Nivel de Fuentes), el otro paralelo a la dirección de la falla de Plasencia.

Finalmente, el sistema más moderno de todos es el de dirección E-O, sobre todo en lo que se refiere a su último movimiento, ya que es posible que estas fallas hayan jugado en numerosas ocasiones.

2.4 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

2.4.1 DEFORMACIONES PREORDOVICICAS

No se observan criterios, en esta zona, para hablar de deformaciones

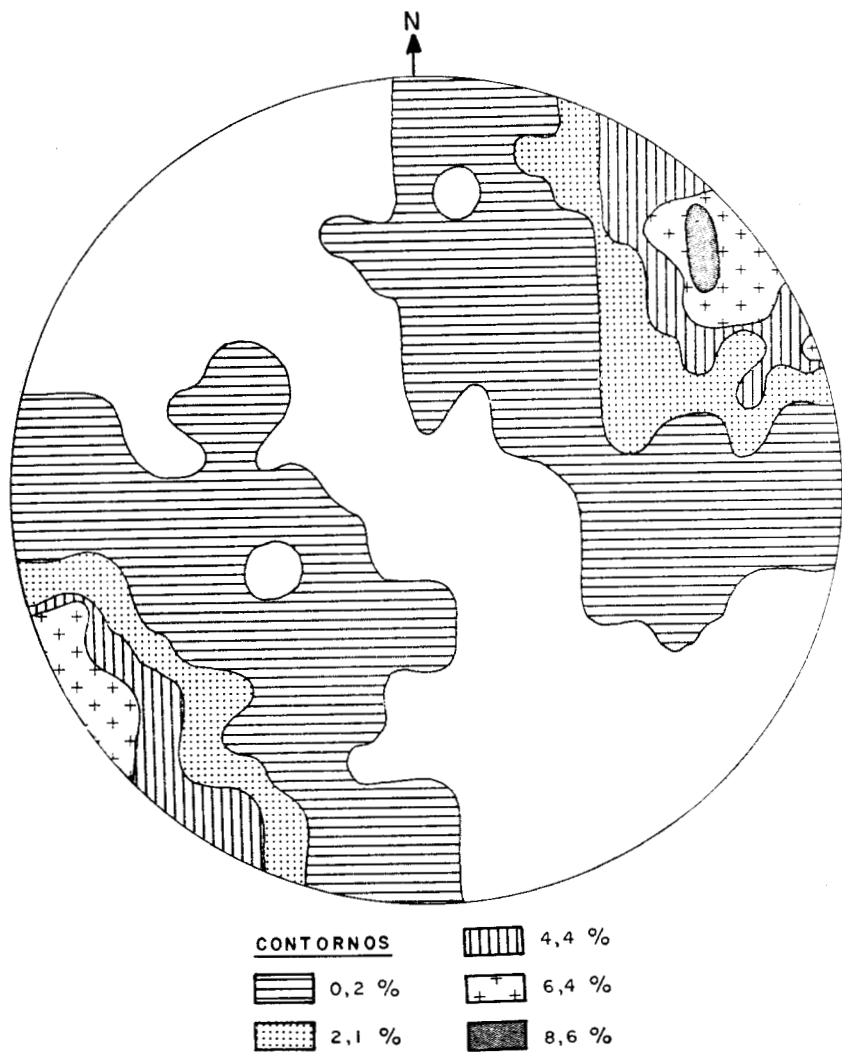


Figura 1. Proyección de 476 polos de So en el Precámbrico (Vendiense) de la Serie de Valdelacasa. Falsilla de SCHMIDT (Hemisferio inferior).

intraprecámbricas, aunque algunos autores admiten esa posibilidad basándose en la aparente discordancia del Nivel de Fuentes. HERRAZ, P. et al. (1977) puesto que como se ve en los diagramas de polos de estratificación de las formaciones de Valdelacasa (3) y Pusa (8), la coincidencia es total (figuras 2 y 3). Por otra parte, tampoco en lámina delgada se observan diferencias en cuanto a la deformación sufrida por ambas formaciones.

En esta Hoja es muy evidente la discordancia cartográfica expresada en la fosilización de materiales Precámbrico-Cámbrico por los términos clásicos del Ordovícico Inferior. Esta discordancia sería equivalente a la fase Ibérica de LOTZE, F. (1960) y correspondería a movimientos que únicamente 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 deseparación posterior debida a erosiones generalizadas de sedimentos de esta edad.

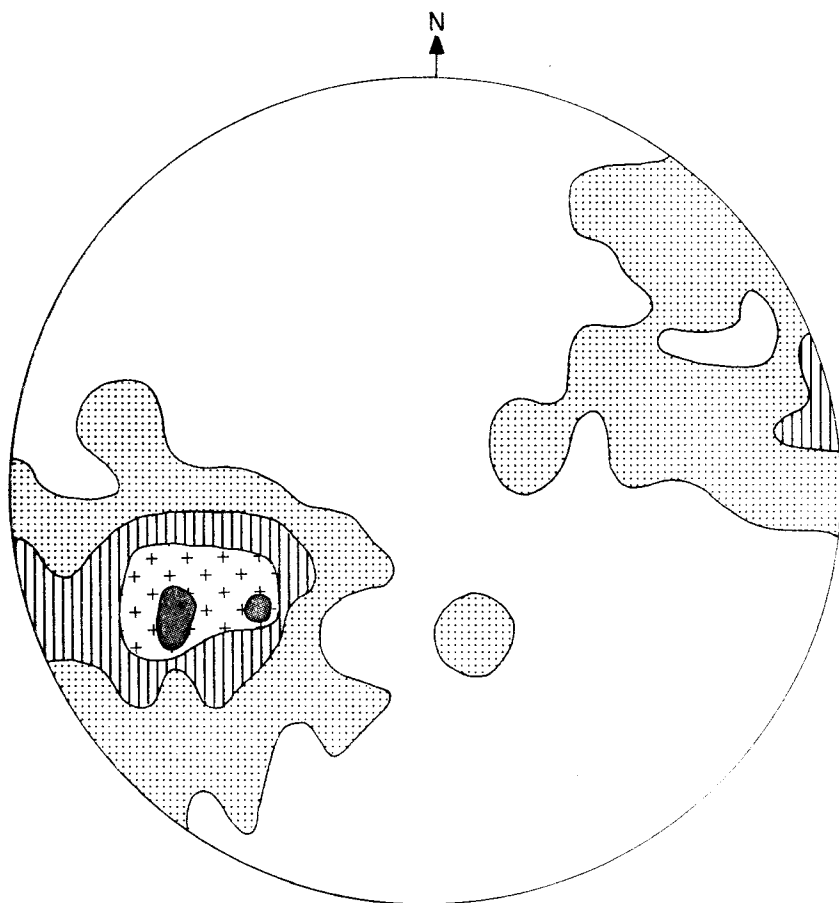
Por otra parte, diversos autores a escala regional indican la existencia de un plegamiento sárdico basándose en la existencia de pliegues anteriores a la primera esquistosidad hercínica. Entre ellos, OEN ING SOEN (1970), en Portugal, deduce que la dirección original de estos pliegues antehercínicos sería NE-SO. En zonas limitrofes, 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

1.ª Fase de deformación:

Es la etapa principal de deformación de esta zona. Origina pliegues (todos los descritos en el apartado 2.2.1) que afectan tanto a las rocas precámbricas como a las paleozoicas. Determinadas direcciones NNO-SSE medidas en estas últimas (fig. 4) son prueba suficiente para hablar de una primera fase de deformación hercínica. 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.

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



CONTORNOS



1,0 %



8,7 %

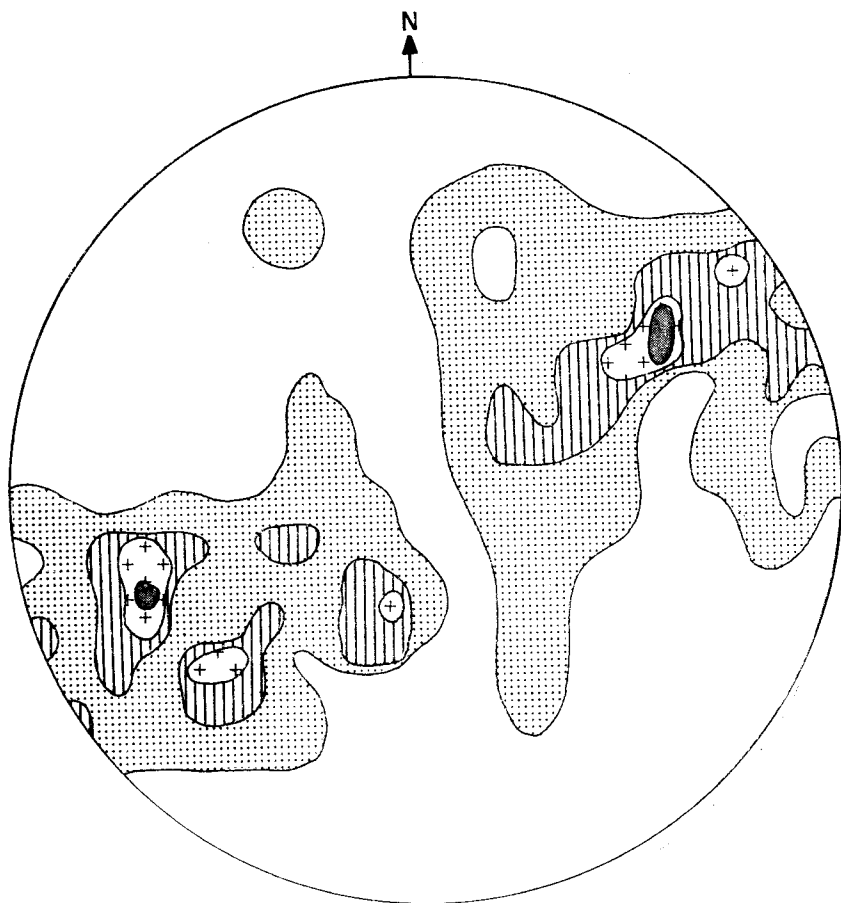


4,8 %




12,6 %


Figura 2. Proyección de 103 polos de So en el Precámbrico (Vendiense Superior) de la Serie de Pusa. Falsilla de SCHMIDT (Hemisferio inferior).



CONTORNOS

 1,0 %

 4,9 %

 2,9 %

 6,8 %

Figura 3. Proyección de 102 polos de So en el Ordovícico. Falsilla de SCHMIDT (Hemisferio inferior).

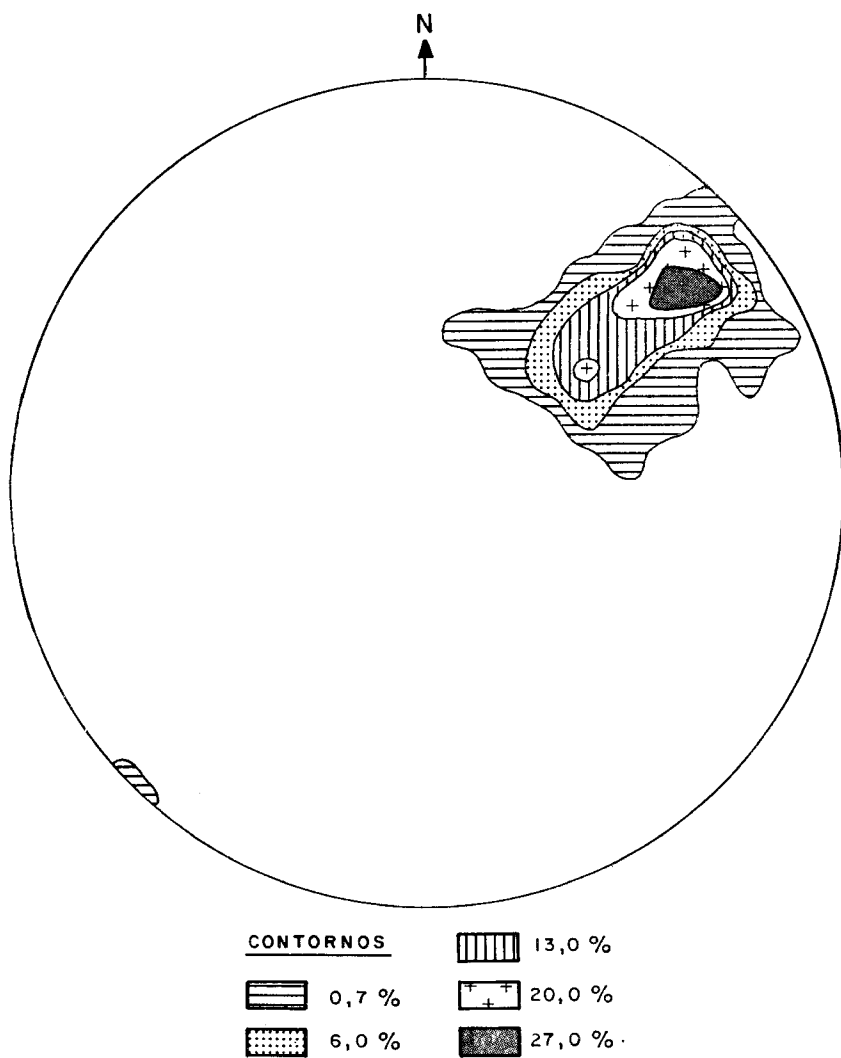


Figura 4. Proyección de 71 polos de S1 en el Ordovícico. Falsilla de SCHMIDT (Hemisferio inferior).

2.ª Fase de deformación:

Esta fase es la responsable de las principales estructuras cartografiables, como ya indicaron otros autores, MORENO, F. (1977).

A escala megaestructural, la vergencia de esta fase en la Hoja es ligeramente SO.

No se han observado pliegues a escala meso ni microestructural. Le asociamos una esquistosidad de crenulación subvertical, no paralela a los ejes de la primera fase, pero sí a la dirección de las macroestructuras, 120-130°.

No obstante, otros autores anteriormente citados, sostienen que las grandes estructuras y la esquistosidad regional más generalizada son debidas a la fase principal de deformación hercínica (1.ª Fase).

Fases tardías:

Con posterioridad a las citadas fases tienen lugar los Kink-bands, así como las fracturas tardías ya descritas en el apartado correspondiente (2.2.4).

3 GEOMORFOLOGIA

El elemento principal constructor del relieve en esta área lo constituyen las ortocuarcitas de facies «armoricana». Debido a ello las dos grandes alineaciones montañosas de las Sierras de Altamira y Sevilleja, de dirección NO-SE, que cruzan la Hoja, se corresponden con los flancos Ordovícicos del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja. Estas sierras se caracterizan por la fuerte pendiente de sus laderas y por la terminación en escarpes de los niveles de cuarcitas culminantes.

El relieve, pues, que se observa actualmente está prácticamente invertido. Los materiales que constitúan el núcleo del Anticlinorio han sido fuertemente erosionados, aflorando entonces los sedimentos Precámbricos y quedando los sinclinales Ordovícico-Silúricos que lo flanquean prácticamente «suspendidos».

La morfología del núcleo anticlinorial, con materiales litológicamente muy homogéneos y blandos, es el resultado de una degradación progresiva hacia el norte realizada por el río Huso y sus afluentes, que ha dado lugar a una penillanura «alomada», de altitud media aproximada a los 650 m., con cerros y valles relativamente encajados.

A su vez, el núcleo del Sinclinal del Guadarranque está representado por un conjunto de lomas y valles paralelos, también de dirección NO-SE,

que se corresponden con las diferencias litológicas existentes entre las diversas formaciones Ordovícico-Silúricas.

Se observa entonces un claro condicionamiento litológico-estructural en la morfología resultante: las directrices del relieve son estructurales y las topografías más acusadas se corresponden con las litologías más resistentes.

En lo que respecta al «nivel de cumbres», característico de los Montes de Toledo, MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976) indica que las superficies de cumbres son testigos de lo que se podría definir como un sistema de «superficies estructurales derivadas, resultantes del arrasamiento de los niveles superiores, blandos y plásticos, de la serie sedimentaria hasta alcanzar las duras, pero muy fracturadas, cuarcitas arenigienses, en las zonas de charnela de los anticlinorios.

Es por ello por lo que la isoaltitud de los conjuntos montañosos de los Montes de Toledo no sería testigo del estadio final de un ciclo erosivo, sino de un momento en el continuo complejo proceso morfogenético que los viene afectando desde su levantamiento orogénico. Este momento es aquel en el que la erosión pasa de actuar en una litología homogénea y blanda a otra litología dura, bajo la que se encuentran niveles menos resistentes. Es decir, cuando debido a factores estructurales, la acción erosiva pasa de un simple arrasamiento a iniciar el desmantelamiento de los anticlinorios. Esta sugestiva hipótesis, evidentemente relacionada con la teoría de KLEIN, Cl. (1959) de devolución de las «superficies de egradación» en contraposición a la teoría de DAVIS de erosión cíclica, ofrece sin embargo puntos oscuros cuya resolución excede el ámbito de este estudio.

En lo que respecta a las «rañas», se puede decir que tienen escasa incidencia en esta Hoja. Se definen, por su forma, como un glacis de acumulación, es decir, una superficie que se inclina suavemente desde las cercanías de los relieves montañosos hacia las zonas más alejadas. Los aportes procederían de tales relieves y hay por ello total continuidad entre las laderas y la «raña», salvo cuando ha actuado la erosión. La mayoría de las «rañas» cartografiadas en esta Hoja están sufriendo un rápido proceso de desmantelamiento debido al encajamiento de la red hidrográfica actual.

4 PETROLOGIA

4.1 LEUCOGRANITOS DE DOS MICAS TURMALINIFEROS

Las rocas intrusivas de la presente Hoja se reducen esencialmente a tres afloramientos de forma lenticular, alineados según la dirección NNO-SSE y situados en el Anticlinorio Valdelacasa-Sevilleja en la formación basal de pizarras, grauvacas y areniscas.

La extensa aureola del metamorfismo de contacto que se observa en dichos materiales, hace más que presumible la existencia de masas graníticas más importantes a escasa profundidad, de las cuales serían pequeños representantes los afloramientos cartografiados.

Si bien en dichos afloramientos no se han realizado diferenciaciones, en el estudio de las muestras se han distinguido dos facies: una de granitos de dos micas con turmalina y otra de granitos moscovíticos, también con turmalina, aunque frecuentemente llevan incorporada alguna pequeña biotita. Por otra parte, se detectaron además algunos microgranitos que se cree tienen escasa importancia. La facies granítica de dos micas parece ser la más importante y se sitúa en la zona central de los afloramientos.

El grado de meteorización que presentan nunca es mayor de mediano y es el clásico en este tipo de rocas, es decir, sericitización, cloritización y a veces caolinización.

El tamaño de grano es variable de fino a grueso, siendo este caso heterogranular o algo porfídico con leve orientación de los cristales de feldespato.

El hábito cristalino es alotriomorfo, salvo en plagioclasa y turmalina.

Petrográficamente tales rocas se podrían denominar leucogranitos de serie alcalina y origen palingénico poco profundo, cuya formación y emplazamiento deben estar lógicamente en estrecha relación con el paroxismo metamórfico y tectónico.

Presentan los siguientes caracteres microscópicos:

La plagioclasa albita-oligoclasa, u oligoclasa. Está zonada en la facies de dos micas. Presenta el típico maclado polisintético y hábito tabular a veces bastante alargado, en cuyo caso suele tener fracturas transversales, maclas acuñadas o ligeramente curvadas. Incluye pequeños cuarzos, berilo y es corroída por el feldespato K.

La microclina tiene maclas en enrejado y a veces forma grandes cristales xenomorfos; sin embargo, es frecuente verla corroiendo a la plagioclasa y en pequeños cristales intersticiales. Es muy corriente que posea pertitas de sustitución.

El cuarzo es a veces muy abundante y cristaliza en su mayor parte tardíamente en agregados que desplazan al resto de los minerales. Tienen forma globular y ocasionalmente exagonal. En la facies de dos micas forma groseros crecimientos gráficos con la plagioclasa.

La biotita, que es más rojiza cuanto menos abundante, incluye al circón y suele ir asociada espacialmente a moscovita y turmalina, con la primera de las cuales puede estar entrecrecida.

La moscovita, en las facies sin biotita presenta un claro carácter blástico y tardío, constituyendo poikiloblastos sobre plagioclasa o penetrando en forma de pajuelas en planos estructurales de dicho mineral, conjuntamente a veces con opacos. Ocasionalmente puede observarse algo curvada.

Por último, la turmalina es de color «caki» con núcleos azulados y constituyendo prismas de buen desarrollo.

De la descripción textural y mineralógica anterior, se puede deducir el siguiente orden de cristalización:

Circón
Berilo y/o apatito
Biotita
Cuarzo I
Plagioclasa
Feldespatos K
Turmalina
Moscovita
Cuarzo II

La ligera y ocasional tectonización de la plagioclasa y algunas moscovitas, no así del cuarzo, permiten suponer un ascenso de la masa intrusiva a baja temperatura y en condiciones de sin a tarditectónicas, hecho perfectamente de acuerdo con la composición de estos granitos y el tipo de metamorfismo que origina en las rocas encajantes.

4.2 METAMORFISMO

Se puede distinguir en la Hoja el desarrollo de un metamorfismo regional de grado muy bajo al que se superpone en algunas áreas precámbricas otro de contacto de grado bajo ligado a los leucogranitos.

4.2.1 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional afecta tanto a rocas de edad Precámbrica como Paleozoico Inferior. Corresponde a los grados muy bajo y bajo según terminología de WINKLER (op. cit.), no llegando en ocasiones a ser otra cosa que una serie de transformaciones diagenéticas las que afectan a estas rocas.

Concretar más en cuanto a intensidad y localización de áreas no es posible dado la litología (pelítico-samítica) poco apropiada para tales determinaciones en este ámbito del metamorfismo y así como la metodología empleada.

La recristalización mineral está estrechamente ligada a la granulometría y aparición de las fases minerales. La neoformación de los mismos consiste en cloritas, cloritoides y filosilicatos del tipo de la pirofillita, paragonita y fengita.

La paragonita parece ser el filosilicato más apropiado para el grado muy bajo (FREY, 1969) junto a la fengita y clorita, mientras que la pirofilita quedaría restringida en este tipo de rocas el grado bajo, si se tienen en cuenta las condiciones que THOMPSON (1970) considera para la siguiente reacción: caolinita+cuarzo→pirofilita+agua, y que son las siguientes: $P_{20}=P_{total}=2.4$ Kbars y $T=350-375^{\circ}$ C. Sólo si el PH_{20} fuera inferior se daría este mineral en el grado muy bajo.

Respecto al cloritoide, son más conocidas sus condiciones de estabilidad, si bien se considera posible su existencia en los grados muy bajo y bajo, estando condicionada su existencia por una composición química de la roca adecuada y consistente en una elevada relación Fe—Mg+también Al y un bajo contenido en K, Na y Ca.

Se puede considerar la siguiente reacción (FREY, 1972) como responsable de su aparición: Pirofilita+clorita rica en Fe→cloritoide+cuarzo+agua.

4.2.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

El amplio desarrollo del metamorfismo de contacto en materiales precámbricos, hace sospechar como ya se ha mencionado la importancia volumétrica de los leucogranitos (s.l.) no aflorantes.

De las cuatro paragénesis que cita WINKLER para este tipo de metamorfismo en argilitas, parece estar aquí especialmente indicada la segunda (mica blanca—biotita—clorita cuarzo±andalucita) que corresponde a un grado metamórfico bajo. Tal grado es perfectamente coherente con los caracteres composicionales del granito, por un lado, y permiten limitar las condiciones del metamorfismo regional a los primeros estadios del grado bajo en los casos más favorables.

Aparte de una recrystalización generalizada y concordante con la esquistosidad, se origina en este metamorfismo nódulos, rara vez idiomorfos, y siempre orientados con la anterior, de mica blanca y clorita en situación periférica, casi siempre con concentración de óxidos de Fe en núcleos. Se aprecia además formación de biotita verdosa y clorita en la mesostasis y blastos de cloritoides prismáticos de estructura diablástica, de origen tardío y color verde azulado. Aparecen también, más o menos abundantes e idiomorfos, pequeñas turmalinas.

5 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica se inicia en el Precámbrico Superior con la sedimentación de las pizarras y grauvacas, que hacia el techo intercalan areniscas y niveles conglomeráticos discontinuos.

El medio de depósito «basal» puede presentar, al menos en algunos puntos, características turbidíticas. La parte superior, en otras áreas con calizas, puede representar un medio de plataforma somera.

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 areniscosas (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 arenosa del 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.

Las rocas hasta aquí sedimentadas son plegadas por la primera fase Hercínica. Esta fase desarrolla una esquistosidad (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 y origina muy localmente una esquistosidad de fractura o crenulación.

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

Después de la erosión pliocena y de la sedimentación correspondiente de los materiales tipo «raña», bajo condiciones de evidente aridez tiene lugar la instalación de la red hidrográfica actual.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

Son numerosos los indicios mineros de esta Hoja, que se concentran sobre todo en la parte oriental de la misma.

Todas las explotaciones y labores son antiguas y están abandonadas. Las más recientes son las de Sn de Campillo de la Jara, descubiertas y trabajadas hacen unos 20 años. Recientemente ha habido un lavado de escombreras en las minas del SE de la Hoja, pertenecientes al término municipal de Anchuras.

Las mineralizaciones explotadas en el ámbito de la Hoja son las siguientes:

- 1) Au en la zona de La Nava de Ricomalillo-Buenasbodas.
- 2) Sn en la zona del Campillo de la Jara.
- 3) Pb con Ag en la vertiente sur de la Sierra de Sevilleja.
- 4) Pb-Ba en la zona SE de la Hoja (Término Municipal de Anchuras).

1) Au en la Nava de Ricomalillo-Buenasbodas

Estas mineralizaciones son probablemente de tipo placer en los niveles detríticos del Ordovícico basal. En la mina La Oriental, al NNO de Buenasbodas, las facies son conglomerático-rojizas, como ya se explicó en el capítulo correspondiente de Estratigrafía. Al NE de Buenasbodas, las facies son más cuarcíticas. En este punto sólo se realizaron labores de investigación.

Los filones de cuarzo aurífero citados en la literatura es posible que correspondan a recristalizaciones, con oro, dentro de estos niveles.

Al SO de La Nava de Ricomalillo es probable exista un filón de cuarzo lechoso aurífero encajado en las pizarras, grauvacas y areniscas del Precámbrico basal y que de confirmarse quedarían planteadas las relaciones entre la mineralización primaria aurífera (Precámbrica) y las mineralizaciones «secundarias» (ordovícicas). La presencia de este filón está reflejada en el Mapa Metalogénico de España (E. 1:200.000), si bien no fue detectado en campo.

2) *Sn en El Campillo de la Jara*

Estas mineralizaciones están relacionadas con los leucogranitos turmalíferos de dos micas que afloran al NO de la Hoja. Las explotaciones están situadas en dos zonas, unas al N en el Cerro del Reventón y otras al S en el Arroyo de la Brama.

En ambas zonas hay explotaciones tanto de mineralizaciones primarias (filonianas) como secundarias (aluviales). En el Cerro del Reventón han sido más importantes las primarias y en el Arroyo de la Brama las secundarias, siendo éstas las más importantes de la zona de El Campillo.

En cada una de las zonas se han explotado las mineralizaciones primarias (2 ó 3 cuerpos mineralizados). La explotación fundamentalmente ha consistido en un descabezamiento de los filones a cielo abierto. Se efectuaron también socavones transversales a menor cota (esto en la zona Norte) buscando un reconocimiento en profundidad.

Los filones tienen una dirección 60-70° E y un buzamiento que oscila de los 75° S a los 90°. Las potencias son del orden de 5-10-30 cm. y la longitud nunca es superior a los 100 m.

La paragénesis de metálicos es la siguiente: casiterita-mispíquel-pirita-(blenda)-(wolframita?). La ganga es de cuarzo con moscovitas.

Las menas se presentan como cristales centi-milimétricos en el cuarzo blanco macrocristalino y en las escasas geodas centrales. La moscovita puede encontrarse en los hastiales, aunque preferentemente forma pequeñas masas en el cuarzo.

Los filones muestran un contacto brusco y franco con la pizarra mosqueada encajante, con ausencia de greisenización.

Las mineralizaciones secundarias más importantes son las del Arroyo de la Brama, donde se ha explotado una longitud de valle de 0,7 km. de largo por 100 m. de ancho. La potencia del aluvial no es superior a los 1,5 m. Los materiales aluvionares en este punto son predominantemente arcilloso-arenosos oscuros, con catos decimétricos de cuarcita, cuarzo y pizarra. El volumen de la matriz es muy superior al de los cantos. Además de la casiterita se ha extraído algo de oro.

3) *Pb con Ag en la vertiente sur de la Sierra de Sevilleja*

Son manifestaciones filonianas a lo largo de 3 km, al pie de la Sierra. Las explotaciones más importantes son las del NO (Minas de Pozanco). Los labores principales son pozos y socavones a favor de la topografía.

Los filones tienen una dirección N 70° E y un buzamiento aproximado de 75° S en la Mina de Pozanco. En las minas del SE (Minas de Pozuelos) la dirección oscila de 70° a 115° E y el buzamiento es de 40°-50° N. Aquí los

filones van a veces interestratificados. Las potencias más frecuentes son del orden de 10-30 cm. y la longitud es de escala hectométrica.

Los filones son de cuarzo calcedónico (geódico), con escaso carbonato, galena y pirita en pequeñas cantidades y probablemente sulfosales de plata.

El encajante adyacente a estos cuerpos filonianos muestra fenómenos de silicificación.

4) *Pb-Ba en el vértice SE de la Hoja, Término Municipal de Anchuras*

En el área donde atraviesa la carretera Sevilleja-Anchuras el río Fresnoso se encuentra una mineralización filoniana de casi 2km. de longitud, de la que modernamente se han lavado sus escombreras.

El filón tiene una dirección de 70° E y un buzamiento de 80° NO. La potencia es de escala métrica y la paragénesis es de galena-blenda (pirita), en pequeños granos dentro de una ganga de baritina-(dolomita)-(cuarzo). El filón muestra una estructura típica zonada con bandas, alternantes, de sulfuros y baritina. Menos frecuentes son las estructuras brechoides en las que fragmentos de baritina y sulfuros están cementados por un carbonato tipo dolomita. El hastial de techo puede mostrar un contacto neto con la pizarra encajante (que puede contener alguna venilla filoniana), mientras que el de muro es frecuente una brecha cataclástica de fragmentos pizarrosos. Estas observaciones se refieren sobre todo a las labores suroccidentales.

A medio camino entre esta mineralización y Sevilleja hay otro cuerpo filoniano (o alineación de cuerpos) de hasta 1,5 km. de longitud, trabajado escasamente, sólo en superficie, que es la mina de Saucedá. En él se han observado brechas de elementos ferruginosos y cuarzos, con carbonatos de plomo. Sus características estructurales son similares a las de la mineralización citada.

Las mineralizaciones descritas, sobre todo la primera, así como las próximas por el sur de Minas de Santa Quiteria (también de Pb) se alinean a «grosso modo» con fracturas recientes de gran envergadura. Las direcciones de sus cuerpos filonianos son asimismo subparalelas con éstas. Estos hechos obligan a plantear un cierto tipo de relación genética entre ambos fenómenos.

Fosfatos

En la zona de Robleda del Mazo, se identificaron varios niveles conglomeráticos a techo de la formación denominada Nivel de Fuentes, litológicamente muy similares a los cartografiados anteriormente en la Hoja de Fontanarejo (17-29) y en los que se detectó la presencia de fosfatos. Los análisis cualitativos de las muestras tomadas en esta Hoja han confirmado también la presencia de los mismos.

6.2 CANTERAS

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

Por una parte, los materiales cuarcíticos, abundantes en las zonas NE y SO de la Hoja, pueden considerarse buenos para su utilización en obras públicas para firmes y áridos. Teniendo en cuenta que debido a la dureza de estas rocas, la extracción es costosa, el gran desarrollo de los canchales, las hace susceptibles de aprovechamiento una vez clasificadas por tamaños. Las reservas son medianas y los accesos buenos.

Por otra, los materiales de las «rañas», aunque estos tienen menos volumen de reservas, están compuestos por cantos heterométricos de cuarcita más o menos redondeados inmersos en una matriz limosa-arenosa de tonos amarillento-rojizos. La principal utilización de estos materiales es como áridos de compactación en carreteras y caminos. Los accesos son buenos y las reservas escasas.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Todos los sedimentos de esta Hoja, constituidos fundamentalmente por pizarras, cuarcitas y areniscas, se pueden considerar de 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 muy locales y de escaso caudal.

Tenemos, pues, que las características hidrológicas de la región limitan la posibilidad de captación de aguas subterráneas y es por ello el que los abastecimientos urbanos son cubiertos por el aprovechamiento de las aguas superficiales, captadas mediante obras de mampostería, provenientes en su casi totalidad para esta zona de los recursos hídricos del río Frío.

7 BIBLIOGRAFIA

- APARICIO YAGÜE, A. (1971).—«Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo». *Estudios geol.*, 27, 369-414.
- BLATRIX, P., y BURG, J. P. (1981).—«⁴⁰Ar-³⁹Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphisme and Cadomian orogeny». *N. Jb. Miner. Mh.*, pp. 470-478. Stuttgart.

- BOUMA, A. H. (1962).—«Sedimentology of some flysch deposits». *Elsevier*. Amsterdam. 168 pp.
- BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'etude des formations Ante-Ordoviciens de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. Minero*, núm. 73.
- 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. 379-383.
- 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. Assec. Proc.*, Yt, 461-492.
- FREY, M. (1969).—*Beitr. Geol. Karle Schweiz Nene Folge*, 137.
- GEHRENKEMPER, I. (1978).—«Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien». *Institutes fur 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)». *Tecniterrae*, 13, pp. 1-19.
- 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. 177-180.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1912).—«Itinerario geológico de Toledo a Urda». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol.*, 1, 5-46.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1971).—«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*, 1b (1/2), 1-46.
- 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». *Geotek. Forsch. H. G.*, pp. 1-2, Berlín.

- (1945b).—«Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotek. 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 archeéne au centre de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 8, pp. 245-246.
- (1963a).—«Sur la presence d'une discordance precámbrienne au 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 precámbrienne 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 Berich des oberen Guadiana». *Diss.*, 173 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)». *Est. Geol.*, vol. 35, pp. 385-388.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior, el límite Cámbrico-Ordovícico y fases sárdicas en los Montes de Toledo. Consecuencias geotectónicas». *Est. Geol.*, vol. 33, pp. 57-58.
- MERTEN, R. (1955a).—«Stratigraphie und Téktonik 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).—«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. (1977).—«Estudio geológico de Los Montes de Toledo Occidentales». Tesis doctoral inédita.
- 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.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976).—«Los Montes de Toledo». Rep. de Geografía de la Universidad de Oviedo. *Instituto J. S. Elcano* (CSIC).
- 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, Helechosa und 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)* 3-21. 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.
- THOMPSON, A. B. (1970).—*Am. J. Sci.*, 268, 267-275.
- 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 Alcudiana)». *Tecniterra*, 5-1.
- 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.
- WEGGEN, K. (1955).—«Stratigraphie und Tektonik der sudlichen 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