

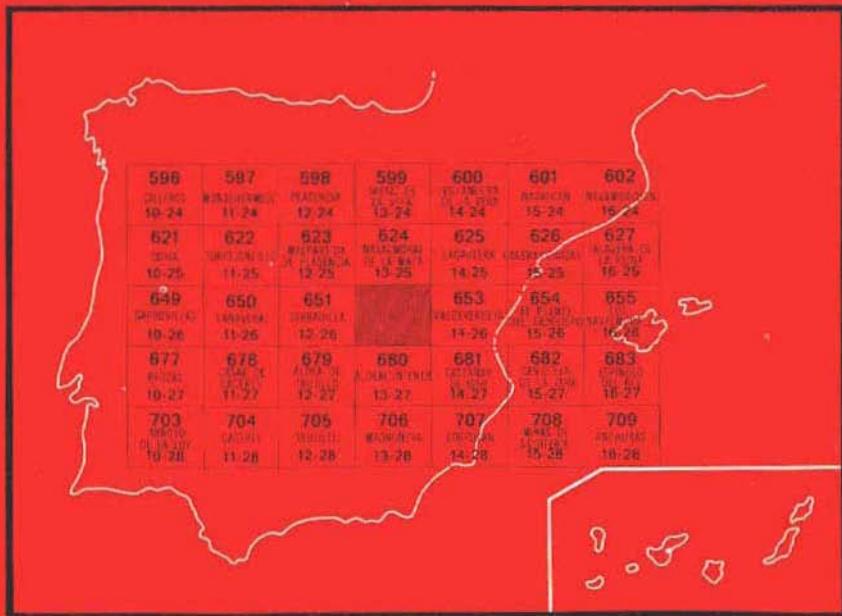


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

JARAICEJO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1 : 50.000

JARAICEJO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente hoja y Memoria ha sido realizada por IBERGESA durante el año 1983 con normas y dirección del IGME, habiendo intervenido en la misma:

Geología de campo: V. Monteserín López y A. Pérez Rojas.

Síntesis y memoria: V. Monteserín López y A. Pérez Rojas.

Petrología y memoria: A. Pérez Rojas.

Colaboraciones:

El asesoramiento estratigráfico ha sido realizado por Miguel Angel San José, José Ramón Peláez, Lorenzo Vilas y José Francisco García Hidalgo, del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

Los estudios macro y micropaleontológicos han sido realizados por Eladio Liñán, Enrique Villas y Teodoro Palacios, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Zaragoza.

El asesoramiento tectónico ha sido realizado por Félix Pérez Lorente, del Colegio Universitario de Logroño.

El asesoramiento del Terciario-Cuaternario y de la Geomorfología se debe a Angel Martín Serrano.

El apartado de minería de esta memoria se debe a Antonio Pineda Velasco.

Supervisión de Petrología IGME: Casilda Ruiz García.

Dirección y supervisión IGME: José María Barón Ruiz de Valdivia.

NIDN: 232-87-007-3

Depósito Legal: M-29194-1987

Imprime: Gráficas Romisán, S.L. Tel.: 686 53 07

INTRODUCCION

Geográficamente la Hoja de Jaraicejo se sitúa al NE. de la provincia de Cáceres. Comprende parte de los términos municipales de Serrejón, Sauzadilla, Almaraz, Bellvis de Monroy, Valdehúncar, Bohonal de Ibor, Casas de Miravete, Romangordo, Higuera, Valdecañas de Tajo, Mesas de Ibor, Jaraicejo, Campillo de Deleitosa, Fresnedoso de Ibor y Robledollano.

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 la ganadería (ovino-porcino) 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 Centro-Ibérica, según el esquema paleogeográfico establecido por LOTZE (1945), modificado por JILIVERT *et al.* (1974).

Las estructuras regionales principales de la zona son Hercínicas, de direcciones NO-SE, que se disponen como a continuación se indica: al SO. el Sinclinal de la Sierra de Miravete, en el centro el Sinclinal de la Sierra de La Novilla y en el NE. la terminación más septentrional del Sinclinal de Guadarranque-Gualija, que aquí podría denominarse de las Sierras de Almaraz-Valdecañas. Esta última estructura está truncada en su flanco Noreste por la intrusión granítica de los Macizos de Bellvis y de Mesas de Ibor que le

confieren una regular aureola de metamorfismo de contacto. Desde el punto de vista litoestratigráfico estos sinclinales están formados por cuarcitas y pizarras que comprenden edades que oscilan desde el Ordovícico Inferior hasta el Silúrico Superior.

Bien entre estas estructuras sinclinales o a continuación de las mismas afloran materiales del Precámbrico Superior. La parte más alta de este Precámbrico corresponde al Vendiente Superior y está formada por materiales de naturaleza pizarrosa con intercalaciones carbonatadas, conglomeráticas y areniscosas, siguiendo con bastante fidelidad las directrices hercínicas, evidenciadas sobre todo por el resalte morfológico de la Cuarcita Armoricana.

La parte más baja del Precámbrico Superior ocupa normalmente las amplias estructuras anticlinoriales. Son rocas detríticas pizarroso-grauváquicas de edad Vendiente Inferior-Rifeense Superior.

Los sedimentos terciarios y cuaternarios se distribuyen por toda la hoja concentrándose preferentemente al Norte de la misma.

La característica tectónica más acusada es la presencia de tres fases de deformación, una precámbrica y dos hercínicas, claras y diferentes.

La red hidrográfica pertenece por entero a la cuenca del Tajo, que cruza la Hoja de Este a Oeste en su mitad Norte.

Morfológicamente las cotas más elevadas corresponden a las rocas cuarcíticas del Ordovícico Inferior (853 m. de cota máxima). El Precámbrico aparece como una penillanura típica, con cotas que oscilan entre los 400 y 500 m., estas cotas aumentan progresivamente según sea la aproximación a los relieve cuarcíticos anteriormente citados.

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 (1912), GOMEZ DE LLARENA (1914 y 1916) y RAMIREZ RAMIREZ (1952, 1955) aportan valiosos datos sobre la litología, estratigrafía y el límite Cámbrico-Ordovícico, tanto de las Villuercas (Hoja 14-28 Logrosán) como del Sinclinal del Guadarranque.

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

CAÑADA GUERRERO (1958) realiza la cartografía y la memoria explicativa de la Hoja de Valdeverdeja.

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

GUTIERREZ ELORZA, VEGAS y CAPOTE (1970-1971) realizan síntesis estratigráficas y observaciones tectónicas de las series precámbricas y pelozoicas del Este de la provincia de Cáceres.

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

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

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

GHERENKEMPER (1978) realiza su tesis sobre la geomorfología de las Rañas de los Montes de Toledo.

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

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

GARCIA HIDALGO (1983) describe e interpreta los materiales carbonatados del Vendiente Superior en la zona de Valdecañas-Romangordo.

1 ESTRATIGRAFIA

Se pueden distinguir en esta Hoja tres grandes conjuntos sedimentarios diferentes, separados por discordancias, que corresponden cronológicamente al Precámbrico, Paleozoico y Terciario-Cuaternario.

La datación de las diferentes unidades cartografiadas ha sido realizada siguiendo criterios paleontológicos y estratigráficos. La continuidad lateral y la similitud regional de las litofacies ha facilitado la cronoestratigrafía de la zona.

1.1 PRECAMBRICO

Las series azoicas no diferenciadas estratigráficamente y situadas siempre por debajo de la *Cuarcita armoricana*, fueron denominadas en Portugal, para estas áreas, como «Complejo esquistograuváquico» por CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1955).

En esta Hoja los sedimentos precámbricos que afloran en los núcleos de las estructuras anticlinales desmanteladas se agrupan en dos unidades estratigráficas distintas: La Unidad basal, compuesta por pizarras arcillosas y areniscas grauváquicas y la Unidad superior, más variada, con pizarras, carbonatos, areniscas y conglomerados.

1.1.1 Vendiente Inferior-Rifeense Superior (Unidad Basal)

Litológicamente esta unidad es una sucesión monótona de pizarras y grauvacas alternantes, con esporádicos y discontinuos niveles conglomeráticos

intercalados, asimilable bien a facies marinas profundas o bien a facies de plataforma distal.

En portugal, esta Unidad basal Precámbrica fue denominada como *Beira schits* por SCHERMERTHORN (1955). Es equivalente a otros conjuntos litológicos del Macizo Ibérico como son las «Pizarras de Alcudia» de BOUYX (1962) o también al «Alcudiense Inferior» de TAMAIN (1970).

En esta zona fueron denominadas como «Capas de Valdelacasa» por LOTZE (1956 b), nomenclatura que han seguido otros autores como GUTIERREZ ELORZA *et al.* (1971) y MORENO, F. (1974).

1.1.1.1 *Pizarras y grauvacas masivas* (7)

La serie está formada por la alternancia de bancos grauváquicos de grano fino y niveles lutíticos. Hacia la base aflorante de la serie (no se conoce el muro) parecen predominar los términos más gruesos que progresivamente se van haciendo más finos hacia el techo.

Los bancos grauváquicos pueden alcanzar los 50 cm. de potencia, tienen base y techo casi siempre planos y presentan un ordenamiento interno formado por secuencias incompletas de Bouma Ta-b y Ta-c con un intervalo granoclásificado (a) muy desarrollado, un intervalo de laminación paralela (b) reducido y un intervalo (c) de ripples también poco desarrollado y que incluso puede faltar.

Los niveles pelíticos presentan laminaciones milimétricas dando un característico aspecto bandeadado. Formarían las secuencias de Bouma Tc-e y Td-e. La potencia no sobrepasa los 15 cm.

Estos sedimentos podrían encauadrarse en la litofacies «C», «D» y «E» establecidas por MUTTI y RICCI LUCHI (1972) y podrían pertenecer a facies de plataforma distal o también a facies correspondientes a la parte externa de abanicos submarinos profundos.

Esta unidad basal fue interpretada como una serie turbidítica por HERRANZ *et al.* (1977) y MORENO (1977).

El estudio en lámina delgada de las muestras de pizarras y grauvacas pone de manifiesto que se trata de una serie afectada por un metamorfismo regional de grado muy bajo que sólo ocasionalmente alcanza las condiciones necesarias para la neoformación de biotita a partir de clorita preexistente.

Las grauvacas presentan textura blastosamítica definida por la presencia de clastos angulosos de cuarzo, de plagioclásas y de diversos tipos de rocas, estando todos ellos rodeados por una mesostasis dominante, cuarzo-serícítica-clorítica, microcristalina y que se dispone lepidoblásticamente. Además de los componentes mencionados, pueden contener cantidades variables de minerales ferruginosos o carbonosos que impregnán la roca, confiriéndole a veces una estructura bandeadada. Los accesorios de común aparición son turmalina, círcón, apatito y minerales opacos. Asimismo, en algunas muestras pueden

observarse también granos detriticos de feldespato potásico o de calcita y pequeñas placas de moscovita que unas veces son detriticas y otras neoformadas.

Los clastos de cuarzo son muy heterométricos y su tamaño máximo es siempre inferior a las 400 micras. Su morfología incluso en una misma roca, puede ser variable: desde aplanada a redondeada; pero lo más común es que los clastos sean alargados o amigdalares y estén orientados preferentemente según la esquistosidad de flujo. Los bordes son casi siempre subangulosos, observándose en numerosas muestras claros fenómenos de recristalización de éstos. A veces hay también clastos policristalinos con estructura en mosaico, como asimismo, otros muy estirados por deformación y que suelen estar rodeados por sombras de presión. Ocasionalmente, se observan granos de cuarzo con forma de esquirlas o bien redondeados y con gollos de corrosión para los que se puede pensar en un origen ígneo.

Los clastos de plagioclasas son redondeados o aplanados, con tamaños similares o algo inferiores a los del cuarzo, pero con bordes menos angulosos. Los cristales están casi siempre maclados según la ley de la albita y excepcionalmente algo sericitizados. En todas las muestras estudiadas, la plagioclasa es menos abundante que el cuarzo, pudiendo en muy pocas ocasiones coexistir con feldespato potásico también detritico y de igual tamaño y morfología.

Los fragmentos de roca suelen ser escasos y corresponden a filitas, a lilitas o a cuarcitas serícitas microcristalinas. En una ocasión se ha visto también un fragmento de roca de apariencia volcánica que está formado por microfenocristales de plagioclasa maclada rodeados de una mesostasis silícea microcristalina.

Las metapelitas no presentan variación mineralógica cualitativa respecto a las grauvacas y existe además una gradación de tipos litológicos entre ambas. El tipo de roca más frecuente está formado por sericita y clorita (a veces biotita) de pequeño tamaño, asociadas en lechos finamente foliados que pueden tener intercaladas bandas cuarcíticas microcristalinas o fragmentos diseminados de cuarzo y de plagioclasas, del tamaño del limo y generalmente alargados. Casi siempre se observa un bandeadío más o menos rítmico de zonas con impregnación carbonosa o ferruginosa.

En la mayoría de las muestras estudiadas, la esquistosidad está plegada, dando lugar a otra oblicua a ella según la cual se reorientan minerales ferruginosos.

1.1.1.2 Conglomerados (8)

Tienen un considerable desarrollo en la Hoja colindante de Aldeacentenera (13-27) donde se agrupan en una banda de considerable extensión lateral. Esa banda parece acuñarse hacia esta Hoja en la que se cartografió un

nivel al Sur de la misma, interestratificado entre las facies pizarroso-grauváquicas anteriormente descritas.

Estos conglomerados se presentan como los *pebbly mudstone*, o sea, cantos en una matriz fangosa. Los cantos son de lítitas carbonosas, cuarzo, areniscas grauváquicas y pizarras inmersos en una matriz pelítico-arenosa o grauváquica fina. La potencia del nivel es de 1 m. y los cantos, surendondeados, oscilan entre los 3-6 cm. Pueden presentar cierta orientación y ordenación.

1.1.2 Vendiente Superior (Unidad Superior)

Esta Unidad sedimentaria es litológicamente más variada que la anterior: facies bandeadas de limolita y areniscas con frecuentes intercalaciones de conglomerados, areniscas y calizas estromatolíticas en las que aparecen restos vegetales de medio marino clasificables dentro del grupo Vendotaenida.

Es equivalente este conjunto litológico a la «Serie de tránsito» de LOTZE (1956-1958-1961), a la «Serie de Valdelacasa» de LLOPIS LLADO *et al.* (1962-1965) o también a la «Serie Superior» de BOUYX (1970). Fue relacionado con las mixtitas del Precámbrico terminal, SCHERMERHORN (1974-1975) debido a su proximidad a series del Cámbrico Inferior.

Afloran en tres estructuras sinclinales coincidentes con las directrices hercínicas: Sinclinal de Romangordo, Sinclinal del Puente de Piedra de Almaraz y Sinclinal fallado de Valdecañas (Cerro Jabali). El modelo sedimentológico resultante del estudio de los materiales de estas estructuras corresponde probablemente a una plataforma detrítico-carbonatada bastante somera, llanura intermareal, aunque con una distribución anómala de los sedimentos, presentando mayor porcentaje de detriticos la estructura Sinclinal del Puente de piedra de Almaraz. Este hecho contrasta con el esquema de distribución que cabría esperar según las medidas de paleocorrientes (canales) deducidas en el Sinclinal de Romangordo. Ese modelo sedimentológico de plataforma presenta entonces ciertos interrogantes o problemas de interpretación y/o funcionamiento, por lo que no se descarta la posibilidad de que la serie que corresponde al Sinclinal del Puente de Piedra de Almaraz sea estratigráficamente más alta.

GARCIA HIDALGO (1983) indica la existencia de tres secuencias principales en relación con esos materiales del Vendiente Superior, más ampliamente descritos en los apartados siguientes.

— Secuencia no canalizada de dolomías arenosas, pizarras y dolomías acintadas que se pudo originar por acción de corrientes tidales o de tormentas.

— Secuencia de granulometría decreciente canalizada y con base erosiva de conglomerados, areniscas y pizarras que se originaría por la migración lateral de canales mareales.

— Secuencia canalizada de arenas dolomíticas con un tramo superior bien dolomítico acintado o bien pizarroso que corresponde al relleno de canales mareales.

Las relaciones de esta Unidad Superior con el sustrato son discutidas: CRESPO *et al.* (1971) en el Valle de Alcudia indican una discordancia, MORENO (1974) para esta unidad que denominó «Serie de transición» indica un posible carácter transgresivo y discordante. BOUYX (1970) en la Rivera de Riofrío (Ctera. de Almadén a Valdemanco de Esteras) la considera discordante aunque, posteriormente, en el mismo afloramiento MOLINA CAMARA *et. al.* (1982) indican que no existen argumentos para establecer una discordancia angular entre los materiales precámbricos.

1.1.2.1 *Facies bandedas, limolitas y areniscas* (9)

En la Unidad Superior la fracción de material predominante son las pizarras. Estas pueden presentarse de aspecto bandedo o masivo. En el primer caso las bandas están formadas por la alternancia de láminas milimétricas o centimétricas de diferente granulometría compuesta por términos pelítico-arenosos grises y limolitas verde claro. Las láminas tienen base y techo planos.

Cuando las pizarras se presentan con aspecto masivo tienen normalmente base y techo planos. Presentan laminación paralela planar y es más frecuente la estratificación «flasser», que la lenticular. Si se presentan intercalados con algunos niveles dolomíticos pueden acuñarse o bien interdigitarse con los mismos. Esto se refiere a tramos de serie con escaso predominio carbonatado.

Si la fracción carbonatada es potente, las pizarras son de tonalidades más oscuras y forman niveles calcoesquistos de base y techo planos con frecuente estratificación lenticular.

Las areniscas aparecen en bancos deci-centimétricos. Pueden formar tanto niveles tableados de base planar como lenticulares, canalizados, con base erosiva. El aspecto es masivo aunque se pueden reconocer laminaciones cruzadas y paralelas. En ocasiones se observa estratificación tipo «flasser». En su composición es predominante el cuarzo anguloso inmerso en una matriz síliceo-micácea microcristalina. Se trata de metamicrograuvacas y pizarras muy similares a las del Vendiense Inferior, diferenciándose de ellas en tener un grado de metamorfismo aún menor (no se observa biotita de neoformación) y por carecer de microclastos de plagioclásas macladas o de fragmentos de lítitas. Si se encuentran, en cambio, fragmentos de cuarcitas y de pizarras, pero en proporción notablemente menor.

1.1.2.2 *Microconglomerados y areniscas* (10)

Se reconocen en campo varios niveles intercalados entre los tramos carbonatados y pizarrosos. La representación cartográfica de los mismos es sólo una idea esquemática de los afloramientos vistos en campo.

Forman niveles lenticulares de escasa potencia y gran extensión lateral, con base erosiva y techo plano, a veces ondulado. Normalmente el aspecto del canal es masivo aunque también puede detectarse una granclasificación positiva. Pueden presentar laminación cruzada. Los lentejones conglomeráticos presentan en ocasiones intercalaciones de areniscas y pizarras hacia el techo y cantes alargados pizarrosos en la base.

Son metaconglomerados con esqueleto quebrantado formados por cantes subangulosos o redondeados de cuarzo policristalino, y de cuarcita, en una mesostasis dominante, cuarcítica o cuarzosericítica microcristalina. También pueden contener biotita detrítica en la matriz y turmalina, circón y apatito como minerales accesorios comunes. Idéntica mineralogía se observa en las areniscas de esta formación, constituidas por microclastos subangulosos de cuarzo y mesostasis cuarcítica microcristalina, generalmente intersticial.

1.1.2.3 *Calizas, dolomías y calcoesquistos* (11)

Adquieren gran desarrollo en los Sinclinales de Romangordo y Valdecañas. En este último punto pueden alcanzar los 700 mts. de potencia. En el Sinclinal del Puente de piedra de Almaraz el desarrollo es escaso, aflorando sólo algunos bancos de espesor decimétrico (exagerado en la representación cartográfica), en el límite con los materiales paleocenos.

Se pueden considerar a grandes rasgos dos tipos de sedimentos carbonatados:

— Dolomías tableadas, más o menos masivas, que afloran sobre todo en la parte Norte de los Sinclinales de Romangordo y Valdecañas: Se presentan en niveles deci-centimétricos con base y techo planos y laminación paralela (a veces ondulada), que en ocasiones forma estructuras estromatolíticas. Son de tono gris-oscuro, a veces casi negras, observándose con cierta frecuencia restos de laminación algal (porosidad fenestral).

— Dolomías arenosas, también deci-centimétricas con base erosiva y techo plano. Presentan laminación paralela y cruzada. Según GARCIA HIDALGO (*op. cit.*) se originarían por migración de dunas y sand-waves dentro de niveles canalizados en un medio mareal.

Con distribución irregular a lo largo de los afloramientos carbonatados se observan dolomías fuertemente recristalizadas, a menudo ferruginosas (ankeritas) de tonos marrones y aspecto masivo. En general, son rocas bastante puras que sólo contienen además de los carbonatos, cantidades insignificantes de cuarzo, sericitia o minerales opacos.

1.2 CAMBRICO (TOMMOTIENSE)

Aflora al SO de la Hoja por debajo de los sinclinales de las Sierras de Miravete y de la Higuera de Albalat. Sobre el techo de la formación yacen en discordancia cartográfica, erosiva y angular los sedimentos ordovícicos. El muro es de difícil observación dado que la mayoría de las veces está recubierto por los derrubios de ladera procedentes tanto de los relieves cuarcíticos ordovícicos como por los de las «rañas»; considerando, sin embargo, la geología regional parece ser que los materiales cámbicos forman una discordancia erosiva y angular con los sedimentos precámbricos.

1.2.1 Pizarras, areniscas y cuarcitas (12)

Esta formación cámbica puede diferenciarse en dos tramos: El inferior es de características pizarrosas (limolitas) con esporádicas intercalaciones areniscosas. Presenta una coloración blanco-amarillenta y rojo-violácea muy característica. Las areniscas (niveles delgados) presentan laminación cruzada. En este tramo inferior son frecuentes las estructuras del tipo «lenticular bedding». Aparece frecuentemente bioturbado por *skolithus*.

La parte superior tiene un predominio areníscoso (cuarcítico) con bancos de espesor decimétrico. La coloración es blanco-amarillenta. Se observan estructura tipo «flasser». La estratificación cruzada que presentan en ocasiones los bancos areníscos es del tipo *trough* (formada por migración de dunas) y las más de tipo tabular (migración de *sandwaves*).

El medio de depósito es de plataforma, somero, de inter a submareal SAN JOSE (comunicación personal).

Equivale a la formación Azorejo que aflora en los Montes de Toledo bajo calizas cámbicas bien datadas por arqueociatos y trilobites. MARTIN CARO *et al.* (1979), BRASIER *et al.* (1979).

Skolithos bulbos ALPERT (1975)

Skolithos sp. idem.

Phycodes pedum SEILACHER (1955) idem.

Planolites sp. indet.

Phycodes sp.

Neonereites uniserialis SEILACHER

Monomorhichnus bilinearis CRIMES (1970)

Mineralógicamente, las rocas de esta formación están constituidas por cuarzo, sericita y clorita. Localmente pueden aparecer plagioclásas y como minerales accesorios circón, turmalina o apatito. Se trata siempre de granulometrías muy finas (menos de 400 μ), en las que se observan fragmentos

de cuarzo anguloso y mesostasis sericítica orientada. En las cuarcitas puede darse también cemento silíceo que ha recristalizado en continuidad óptica con los microclastos.

1.3 ORDOVICICO

Se localizan los materiales ordovícicos a lo largo de casi toda la Hoja, en bandas de dirección NO.-SE. según las directrices hercínicas correspondientes a esta 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 esta zona en la discordancia erosiva y angular de base de las ortocuarcitas del Arenig (C. Armoricana) si bien en áreas relativamente próximas se sitúa en la base de las «Alternancias inferiores» como las definió MARTIN ESCORZA (1977), en las que no siempre están presentes los conglomerados basales de tonos morados, «Serie púrpura de BOUYX (1970)», característicos de la mayor parte de los Montes de Toledo.

A escala regional la discordancia del Ordovícico con su sustrato corresponde a la Fase Telodánica de LOTZE (1956), ya que casi siempre, en los Montes de Toledo, están presentes las «Alternancias Inferiores». En esta hoja, la discordancia corresponde a la Fase Ibérica del mismo autor, pues la ubica en la base de la «Cuarcita Armoricana».

1.3.1 Ortocuarcitas «Facies Armoricana» (13)

Representan en esta hoja la parte basal del Ordovícico. Es la formación cuarcítica más característica del Sistema Hercínico. Son el elemento principal constructor del relieve, dan los mayores resaltes morfológicos, forman alineaciones con las cumbres de los mismos y dada su continuidad lateral constituyen un claro nivel guía regional.

Según la estructura sinclinal que se considere la potencia de estos materiales cuarcíticos puede oscilar entre los 150 y los 250 m. El tránsito a la formación superior es gradual. Forman dos o tres barras de tonos blanco-grisáceos.

En la parte basal de la formación afloran en capas de 1 a 1,5 m. bien estratificadas y con clara uniformidad lateral. Son frecuentes las amalgama-

ciones. Como estructura sedimentaria es frecuente la estratificación cruzada de media escala.

Por encima los bancos de cuarcitas y areniscas de aspecto tableado tienen intercalaciones pizarrosas grisáceas con espesores máximos de 0,5 m. Los niveles pizarrosos pueden alcanzar 10 cm. Presentan estratificación lenticular, laminación cruzada y ripples de olas. Pueden tener crucianas.

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

Se originan en un medio marino de plataforma.

En general, son unas cuarcitas bastante puras, de grano fino, bien calibradas, constituidas por cuarzo, sericitita, minerales opacos, turmalina, circón y a veces por moscovita, clorita o biotita detriticas. Los microclastos de cuarzo suelen ser subangulosos y alrededor de ellos recristaliza cemento silíceo en continuidad óptica. La matriz sericitica es, en general, muy escasa; lo más común es que forme delgadas películas intersticiales en torno al cuarzo.

1.3.2 Ortocuarcitas «Facies Armoricana» con metamorfismo de contacto (14)

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

1.3.3 Pizarras y cuarcitas alternantes (15)

Se extienden por toda la hoja si bien su mayor desarrollo corresponde al Sinclinal de la Sierra de Miravete. Son de difícil observación por estar enmascaradas por los derrubios de ladera provocados por las alineaciones cuarcíticas de las cumbres (C. Armoricana).

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

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

La potencia oscila entre los 200 y los 300 m.

Como las cuarcitas del sustrato se originan en un medio marino de plataforma.

Petrográficamente, las cuarcitas son similares a las de la formación armónica, si bien en algunas muestras se han encontrado esporádicamente pequeños fragmentos angulosos de pizarras sericiticas.

Las pizarras de esta formación están constituidas por sericitas medianamente orientadas, salpicada de granos de cuarzo del tamaño del limo, con bordes angulosos y formas alargadas. Son asimismo frecuentes las láminas de micas detriticas.

1.3.4 Pizarras con «Calymene» (16)

Concordantemente con las pizarras y cuarcitas alternantes descritas en el apartado anterior se deposita una serie fundamentalmente pizarroso que presenta intercalaciones cuarcíticas hacia el techo.

Se caracteriza esta formación por ser un conjunto litológico muy monótono de pizarras oscuras, generalmente negras y que por alteración adquieren tonalidades más claras, verdes, pardas e incluso rojizas cuando dicha alteración es muy intensa. El aspecto de la formación puede ser en ocasiones bandedo, con alternancias de lechos cuarcíticos de espesor centimétrico. Estas cuarcitas son grises y tienen laminación cruzada.

El medio de depósito corresponde a una plataforma somera a la que llegaría escaso aporte arenoso (zona de escasa energía). Para los tramos arenosos pudo haber tenido importancia el oleaje.

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

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

No se detectó fauna representativa en esta hoja si bien en algún punto de la hoja de Valdeverdeja, facies de características similares dieron la siguiente fauna de Edad Llanvirn-Llandeilo:

Neseuretus - (*Neseuretus*) *sp.*

Redonia *sp.*

Redonia deshayesi ROUALT

Orthambonites *sp.*

1.3.5 Pizarras con «Calymene» y metamorfismo de contacto [19]

En la proximidad del granito, las facies del apartado anterior pasan a presentar un aspecto de filitas, como consecuencia de una mayor recristalización. Están formadas por sericita o moscovita netamente orientadas, entremezcladas con cuarzo del tamaño del limo. Continuamente la esquistosidad está plegada y da lugar a otra de crenulación según la cual se reorientan los minerales opacos preexistentes. Las rocas aparecen salpicadas de blastos pequeños de clorita o biotita poiquiliticas, generadas por el metamorfismo térmico. Como minerales accesorios se encuentran círcón y turmalina. El feldespato potásico se observa a veces en filoncillos milimétricos que proceden de la roca granítica.

1.3.6 Areniscas y cuarcitas (18)

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

Litológicamente son areniscas y cuarcitas micáceas pardas, a veces con manchas de óxidos de hierro, estratificadas en bancos deci-centimétricos y en alternancia con pizarras arcillosas. Presentan laminación cruzada y de ripples. Si adquieren gran desarrollo se asemejan a las areniscas y cuarcitas del Ordovícico Superior.

La potencia estimada en el mejor de los casos es de 40 m.

Están constituidas por cuarzo, sericita, clorita, moscovita detrítica, turmalina y minerales opacos. El cuarzo se encuentra en granos del tamaño de la arena fina, equigranulares y de bordes indentados por recristalización. Sericita y clorita forman la matriz, generalmente intersticial y variable en proporción, según se trate de cuarcitas o areniscas.

1.3.7 Areniscas y cuarcitas con metamorfismo de contacto (19)

Son rocas que no difieren de las anteriores más que en presentar un mayor grado de recristalización y orientación, observándose en lámina delgada solamente la blastesis de pequeñas láminas de biotita generadas por el metamorfismo térmico.

1.3.8 Cuarcitas y areniscas pardas (20)

Formación de potencia variable a lo largo de la estructura del Sinclinal de Guadarranque-Gualija (Valdeverdeja), si bien en su continuación en esta Hoja,

Sinclinal de las Sierras de Almaraz-Valdecañas, es bastante uniforme, de alrededor de 50 m. En esta zona no suelen dar resaltes topográficos acusados.

Estas cuarcitas y areniscas son tableadas, con laminación paralela, de tonos pardos, micáceas en los planos de estratificación y se reconocen manchas de óxidos de hierro en las fracturas. En algunos tramos, esta formación (Valdeverdeja) son dos barras cuarcíticas separadas por una alternancia de areniscas en bancos delgados y pizarras arenosas con laminación de ripples y, pistas y estratificaciones tipo «lenticular» y «flasser». En los tramos basales es frecuente la laminación cruzada.

Estas facies representan zonas de plataforma con bastante energía donde se desarrolla fauna y cierta bioturbación.

Fueron denominadas Cuarcitas de la Cierva, GIL CID *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 (1970).

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

Las cuarcitas presentan textura granoblástica y en ellas el cuarzo está en granos recristalizados de 50 μ de tamaño medio y con los bordes poligonales. Entre él se encuentran láminas o agregados sericitíticos con orientación preferente poco marcada. Las cloritas forman pequeños agregados microcristalinos diseminados y los circones y turmalinas suelen ser redondeados.

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

1.3.9 Cuarcitas y areniscas pardas con metamorfismo de contacto (21)

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

1.3.10 Pizarras gris-negruzcas masivas (22)

En su mayor parte esta formación está afectada por el metamorfismo de contacto provocado por las intrusiones graníticas de los Macizos de Bellvís y Mesas de Ibor.

Aflora al NE. de la hoja en el Sinclinal de las Sierras de Almaraz-Valdecañas. El desarrollo de los flancos es desigual debido probablemente a una

horizontalización del flanco Norte. Pudiera también incidir en ello las intrusiones graníticas de los macizos antes citados, así como las de los numerosos diques de aplitas y pegmatitas, de gran desarrollo sobretodo al Sur de Casas de Belvís.

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

Forman un conjunto litológico de uno 100 m. de potencia de pizarras arcillosas gris-negras que contienen pequeños nódulos ferruginosos. Hacia el techo pueden detectarse areniscas de color negro-pardo en alteración que suelen presentar disyunción en bolas y capas concéntricas. Algunos caracteres petrológicos indican un cierto carácter vulcanogénico de alguno de sus componentes. Materiales de características similares aparecen a todo lo largo del Sinclinorio del Guadarranque-Gualija (hojas de Valdeverdeja, Castañar, Sevilleja, etc...) y se les denominó «Pelitas con fragmentos» ROBARDET *et al.* (1980). En otras áreas y para estos tramos areniscosos (Cañaveral) MARTÍN HERRERO *et al.* (1982) detectaron marcas de corrientes, flutes, tool marks, etc., así como granoselección, ripples, convolutes, slumps, etc. ..

El tramo basal se origina en un medio de plataforma marina en condiciones de baja energía. Para el tramo superior, arenoso, si se considera la zona de mejor observación (Cañaveral), los autores antes citados indican una inestabilidad de la plataforma. La presencia de corrientes S.-N. da lugar a secuencias rítmicas que se interpretan más como tempestitas que como turbiditas.

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

La composición mineralógica que presentan estas rocas es sericitita, clorita, cuarzo, minerales opacos, óxidos de hierro, turmalina y zircón. Normalmente el cuarzo se encuentra en granos de tamaño limítico, próximo al arenoso, con formas angulosas y está diseminado en una matriz formada por los minerales micáceos, muy poco recristalizada y mal orientada.

1.3.11 Pizarras gris-negruzcas masivas con metamorfismo de contacto (23)

Como ya se dijo en la descripción del apartado anterior, el metamorfismo de contacto afecta a la mayor parte de esta serie, ya que forma una orla alrededor del granito de Mesas de Ibor, y el afloramiento metamórfico que se encuentra entre éste y el granito de Bellvis. En torno a estos dos macizos graníticos se desarrolla un metamorfismo progresivo que alcanza las condiciones del grado alto de Winkler. Está formado por esquistos y neises que contienen cuarzo, biotita, moscovita, andalucita, plagioclasa, granate, cordierita, sillimanita y feldespato potásico. Comúnmente la andalucita y la cordierita

forman porfidoblastos muy poiquiliticos que resaltan en una mesostasis de grano fino, constituida por bandas biotíticas plegadas que alternan con otras microgranudas de composición cuarzo-plagioclásica o cuarzo-feldespática. El granate es siempre escaso, de pequeño tamaño y precoz respecto a los otros minerales metamórficos. Con frecuencia está retromorfizado a biotita y mica blanca, y puede coexistir con todos los minerales mencionados. La sillimanita es fibrolítica; se forma a partir de biotita y, más rara vez, a partir de andalucita. Se encuentra en pocas muestras y siempre lo hace en baja proporción. El feldespato potásico se origina a partir de biotita; aparece sólo en las zonas inmediatamente próximas a los granitos. Como minerales accesorios, se encuentran círcón, apatito, turmalina y ritolito.

1.4 SILURICO

Presenta facies muy homogéneas en el Sinclinal de las Sierras de Almaraz-Valdecañas, así como en la continuación estructural del mismo hacia el SE. (Sinclinal de Guadarranque-Gualija) en las hojas de Valdeverdeja, Castañar, Sevilleja, etc.

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

1.4.1 Cuarcitas con metamorfismo de contacto (24)

Esta formación cuarcítica del Silúrico presenta características morfológicas semejantes a las formaciones cuarcíticas del Ordovícico Superior. Forma el tercer resalte topográfico dentro de la estructura Sinclinal de las Sierras de Almaraz-Valdecañas.

La potencia media en esta zona es de unos 60 m. Es característico de todo el Paleozoico de esta área que el flanco Suroeste del Sinclinal presenta siempre mayores potencias que el flanco Noreste excepto en esta hoja que parece ser lo contrario.

Las cuarcitas, ortocuarcitas, son de tonalidades grises-blancas, con manchas de óxidos de hierro y afloran en bancos de escala métrica separados por tramos de pizarras arenosas alternantes con niveles cuarcíticos centimétricos. Se detectan con cierta frecuencia granoselecciones. La estructura sedimentaria más evidente que se observa es la estratificación cruzada.

La sedimentación será en la plataforma ya existente, en unas condiciones en que los aportes detríticos más gruesos ocupan posiciones preferentes.

Esta formación equivale a la «Serie psámática superior» de RANSWEILER (*op. cit.*) o también a las «Cuarcitas de Las Majuelas» de GIL CID *et al.* (*op. cit.*).

En las cuarcitas muy puras se observa una fuerte recristalización del cuarzo por efecto del metamorfismo y una blastesis de pequeñas biotitas. En cambio, las facies pizarrosas o arenosas intercaladas, se transforman en esquistos micáceos mosqueados, muy ricos en cordierita y/o andalucita poiquiloblásticas que coexisten con pequeños cristales de granate, casi siempre parcialmente retromórficos a moscovita y clorita.

1.4.2 Pizarras, pizarras y cuarcitas con metamorfismo de contacto (25)

Sobre la formación ortocuarcítica basal del Silúrico yace un conjunto litológico formado por pizarras y alternancia de pizarras y cuarcitas que representa la culminación de la sedimentación paleozoica del área que nos ocupa.

La potencia se estima en unos 100-150 m. en el caso más favorable, si bien es imprecisa tanto por el desconocimiento del techo de la formación como por el fuerte replegamiento a que fue sometida.

Se compone esta formación de un tramo pizarroso basal de escasos metros de pizarras ampelíticas en los que se detectaron en zonas sin metamorfismo de contacto (Valdeverdeja) gran número de graptolites pertenecientes a la familia MONOGRAPTIDAE. En algún punto de la base se reconocen «pelitas con fragmentos» como expresa NOZAL (1981) en la hoja de Villarta de Los Montes (16-29). Por encima aparecen alternancias de pizarras y cuarcitas con claro predominio de las primeras que son de tipo arenoso-arcilloso y tonalidades grises o negras. Los niveles cuarcíticos no sobrepasan los 5-10 cm. de potencia. Presentan laminación paralela y son frecuentes en toda la serie los cubos de pirita.

La sedimentación continua con las condiciones de plataforma somera en un régimen energético alternante.

Petrográficamente son cuarzoesquistos moscovíticos biotíticos en los que a veces se adivina la estructura arenosa primaria.

1.5 TERCIARIO

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

— Sedimentos paleocenos, inmaduros, conglomeráticos en la base y arcóstico-arcillosos hacia el techo. Se concentran al Norte de la Hoja. Su situación geológica corresponde a la denominada Subcuenca del Tiétar que per-

tenece a su vez a la Cuenca o Fosa del Tajo. Geológicamente puede considerarse a esta fosa como una cuenca intramontañosa limitada al Norte por los núcleos graníticos de la Sierra de Gredos y en las restantes direcciones por el conjunto igneo-metasedimentario de los Montes de Toledo. Aunque son sedimentos azoicos, los autores que se han referido a ellos, HERNANDEZ PACHECO (1941) y MARTIN ESCORZA (1974) los han considerado como Paleógenos y concretamente Oligócenos. En el borde occidental de la Cuenca del Duero donde afloran facies similares se han datado sólo de forma aproximada y relativa como prelutecienses, JIMENEZ (1970) o más concretamente como Paleocenos, JIMENEZ (1977). Fosilizan un relieve de tipo apalachiano.

— Sedimentos miocenos, también inmaduros, de composición fundamentalmente arcillosa. Están discordantes sobre los anteriores ya que entre ambos depósitos se observa un nivel de paleocaliche que es fosilizado por los últimos y relacionado con el comienzo del ciclo Neógeno de las cuencas de la Meseta en el Mioceno Inferior, MARTIN SERRANO (comunicación personal).

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

1.5.1 Conglomerados, arcosas y arcillas (26) Paleoceno

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

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

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

Los conglomerados, particularmente abundantes en los tramos basales de esta formación, están constituidos por cantes angulosos fundamentalmente de cuarzo, pero también pizarra y cuarcita y más raramente de plagioclasa, ortosa, etc.... Están empastados en una matriz principalmente arcillosa caolínica y cemento silíceo o ferruginoso. Los minerales accesorios más frecuentes son biotita, granate, rutilo, ilmenita y magnetita. El tamaño máximo de los cantes es del orden de 5 cm. aunque en ocasiones (esporádicamente) pueden alcanzar los 10 cm.

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

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

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

1.5.2 Arcosas y arcillas (27) Mioceno

Por encima de los materiales paleocenos se observan en algunos puntos (Ctera. de Almaraz a Serrejón), restos de un nivel de caliche muy duro, que bien se pudiera prolongar en los glacis de la Sierra de Serrejón, aunque nada se puede decir debido a los derrubios de ladera que cubren el citado glacis. Este nivel que en la Hoja de Valdeverdeja MONTESERIN LOPEZ *et al.* (1982) ya está relacionado con los sedimentos neógenos que se describen a continuación, debe correlacionarse con alguna de las discordancias miocenas que cita MARTIN ESCORZA (1974) entre Toledo y Talavera, probablemente ligada a una etapa inframiocena muy generalizada en las cuencas castellanas, MARTIN SERRANO (comunicación personal).

El Mioceno propiamente dicho tiene escasa representación en la Hoja. Afloran tres pequeños retazos siempre por debajo del primer nivel de terra-

zas cuaternarias. La observación es difícil debido precisamente a los derrubios de ladera que forman las citadas terrazas. La composición es de arcosas, margas y arcillas con nódulos carbonatados. Predominan sobre todo los términos más finos.

1.5.3 **Bloques, cantos y arcillas (Raña) (28) (Plioceno Superior)**

Discordantes sobre todos los materiales descritos hasta aquí se encuentran las «Rañas». Por debajo de ellas siempre se encuentra un nivel de considerable potencia de meteorización o alteración que se aprecia siempre sobre el sustrato antiguo.

Se trata de una formación conglomerática muy típica, constituida por cantos, ocasionalmente bloques, heterométricos y subangulosos de cuarcita y arenisca, con marcas de choque, rubefactados, unidos por una matriz arcillo-arenosa de color rojizo. Tiene imbricaciones, formas canalizadas, estratificaciones cruzadas y lentejones arenosos intercalados. Todo esto apunta a que el origen sea fundamentalmente aluvial.

La potencia es muy variable pudiendo alcanzar aquí los 100 m. en el mejor de los casos. Se relacionan siempre con relieves cuarcíticos acusados (áreas fuente) apreciándose un suave descenso (2-4°) al alejarse de los mismos. Enlazan de forma gradual con los derrubios de ladera cuando la erosión no lo ha impedido.

Están emplazados a una cota superior a los 500 m.

1.6 CUATERNARIO

1.6.1. **Cantos y matriz arcillo-arenosa (glacis) (29, 30, 31)**

Se cartografiaron tres niveles de glacis, todos al Oeste de la Hoja. El primero de los mismos situado en la esquina Suroeste es de depósitos y presenta cantos cuarcíticos con una matriz areno-arcillosa.

Los próximos al Arroyo Mariqueña (30, 31) son en realidad superficies planas con escaso depósito y dos escalones morfológicos bien definidos. El glacis consiste en pequeños cantos cuarcíticos (1-2 cm.) repartidos esporádicamente y removilizaciones edáficas.

Los glacis adosados a la Sierra de Serrejón (31) son de características probablemente semejantes al descrito en primer lugar. Aquí el gran desarrollo de los coluviones provenientes de la sierra impide un buen reconocimiento de los mismos aunque bien pudieran estar relacionados con la discordancia inframiocena a la que ya se hizo referencia. En ese caso su inclusión en el Cuaternario no sería del todo procedente pues corresponderían a antiguas

superficies de esa edad. La exhumación de los depósitos neógenos que la sepultaban ha vuelto a poner en funcionamiento tales glaciares en los últimos tiempos. Los materiales sueltos que semitapizan esas duras superficies demuestran que al menos durante un cierto período cuaternario han favorecido la evacuación de los detritos de la sierra.

1.6.2 Conglomerados, gravas, arenas y limos (terrazas) (32, 33, 34, 35, 36)

Adquieren relativa importancia en el margen Norte del Río Tajo en la zona del Puente de piedra de Almaraz.

Consisten en formaciones conglomeráticas de características similares a las de la «raña». Los materiales son conglomerados cuarcíticos sueltos, relativamente homogéneos, redondeados, con marcas de choque, a veces levemente ordenados, con imbricaciones y formas canalizadas, empastados en una matriz arcilloso-arenosa. En todo caso la característica más importante es la de ocupar niveles horizontales definidos.

Se diferenciaron cinco niveles de terrazas con las siguientes cotas: 90 m., 65 m., 50 m., 35 m. y 20 m.

1.6.3 Arcillas y cantos (derrubios de ladera) (37)

Se pueden diferenciar dos tipos de depósitos: Unos, los situados en los bordes de los escarpes cuarcíticos, facies «armoricana» sobre todo, compuestos de cantos y bloques angulosos, heterométricos, con débil contenido en matriz arcillo-arenosa. En algunos puntos, reflejados en la cartografía, se producen deslizamientos de ladera de estos materiales.

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

1.6.4 Conglomerados, gravas, arenas y limos (aluvial) (38)

Los depósitos más importantes corresponden al Arroyo de Arrocampo. El Río Tajo debido a los embalses de Torrejón y Valdecañas no deja aflorar sedimentación aluvial alguna.

Están formados a expensas de los materiales y litologías por los que discurrén. Se componen de cantos y bloques de arenisca, cuarcita, grauvacas y pizarras inmersos en una escasa matriz arenoso-lutítica.

2 TECTONICA

Los sedimentos de esta área están afectados por tres fases de deformación, claras y diferentes que producen pliegues: una Precámbrica y dos Hercínicas.

Es evidente la existencia de movimientos tectónicos prehercínicos que se manifiesta, tanto en Sevilleja (15-27) como en Aldeacentenera (13-27) y aquí en Jaraicejo (13-26), por la presencia de una clara discordancia cartográfica, y por la presencia regional de pliegues anteriores a la esquistosidad de primera fase hereínica Madroñera (12-38) y Aldeacentenera (13-27).

La primera fase de deformación herínica desarrolla una esquistosidad S_1 , generalizada, que es la superficie más penetrativa del área.

La segunda fase de deformación hercínica también produce esquistosidad, pero con desarrollo irregular y casi siempre se observa subhorizontal.

A lo largo de la hoja son visibles algunas fallas paralelas a las grandes estructuras hercínicas que aparecen hoy como fallas inversas aunque es probable que su principal misión sea la de desgarre. No está clara su relación con la primera fase de deformación Hercínica. Existen también fallas oblicuas a dichas estructuras que actúan con fallas normales unas veces y de pequeño desgarre en otras que se pueden asimilar al sistema de fracturas tardihercínicas de tan amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico.

2.1. DEFORMACIONES PREHERCINICAS

Diversos autores en trabajos de ámbito regional indican la existencia de un plegamiento anteordovícico basándose en la existencia de deformaciones 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 limítrofes al área que nos ocupa, Madroñera (13-28) se han asimilado a movimientos tectónicos prehercínicos, hechos puestos de manifiesto por la presencia de pliegues de eje subvertical y *micromullions* anteriores a la primera fase de deformación hercínica, GIL SERRANO (1983). En Sevilleja (15-27), Castañar de Ibor (14-27), Jaraicejo (13-26) y Aldeacentenera (13-27) es muy evidente la discordancia cartográfica expresada por la fosilización de materiales Véndico-Cámbicos por los términos clásticos del Ordovícico Inferior.

La distribución de los materiales ordovícicos de la Península Ibérica indica una etapa de peneplanización anterior a este depósito. Tanto esto como la no existencia del Cámbico Medio-Superior, junto con la base erosiva del citado Ordovícico indican o bien su no sedimentación (hiato o paraconformidad) o bien su erosión posterior, debido a movimientos verticales que pro-

vocaría una emersión generalizada. Hay que tener en cuenta que la sedimentación ordovícica se realizó sobre una plataforma en la que no existían grandes diferencias de batimetría.

El plegamiento hercínico se produce sobre materiales pizarroso-granváquicos (Precámbrico) previamente deformados. Las características geométricas de los pliegues prehercínicos no pueden ser precisadas, al menos para esta Hoja, con los datos actualmente disponibles, ya que su morfología y orientación fueron modificadas por deformaciones posteriores. Si se sabe que no tenían equistosidad asociada y probablemente se trataría de pliegues abiertos.

Las lineaciones de intersección entre la esquistosidad (S_1) hercínica y la superficie de estratificación (S_0) pueden tener una inmersión variable, según las áreas, desde subhorizontal a subvertical.

No se han observado en esta zona, pliegues cortados por la esquistosidad S_1 hercínica, aunque si parecen haberse detectado en zonas limítrofes.

2.2. PLEGAMIENTO HERCINICO

2.2.1 Primera fase de deformación

Entre todos los episodios de deformación reconocibles en esta Hoja este es sin duda el que alcanza mayor desarrollo, siendo generador de las principales estructuras cartográficas.

Esta fase es responsable de un aplastamiento generalizado en el área, formando pliegues de todas las escalas y dando lugar a una anisotropía (quistosidad) S_1 , subparalela al plano axial de los citados pliegues, que es a su vez la superficie más penetrativa a escala regional.

La orientación de los pliegues es NO-SE. Los planos axiales suelen tener fuertes buzamientos al SO lo que indica cierta verjencia de los pliegues al NE. La esquistosidad S_1 tiene un desarrollo incipiente, siendo en general más penetrativa en los materiales pelíticos. Se trata de un «Slaty cleavage» grosero con procesos de recristalización reducidos y que afectan únicamente a la fracción fina, formándose sericitia y clorita aunque con bajo grado de cristalinidad.

Las lineaciones de intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación son prácticamente subhorizontales para los materiales Vendíco-Paleozóicos y variables en su inmersión en lo que respecta a los materiales precámbricos.

Las fallas de dirección NO-SE subparalelas a las directrices hercínicas posiblemente estarán relacionadas con esta etapa deformativa si bien serían algo posteriores ya que cortan dichas estructuras oblicuamente en algunos casos. Estas fallas ahora inversas y de planos subverticales deben corresponder a «desgarres» con algo de componente vertical, que han debido actuar

varias veces, dando en ocasiones movimientos en tijera. Debemos decir que la fractura más importante de esta hoja es la que pasa por las proximidades de Valdecañas y que denominaremos como Falla de Valdecañas. Menos importante aunque de mayor aparatosidad cartográfica es la Falla de Miravete que coincide con el Puerto del mismo nombre.

2.2.2 Segunda fase de deformación

En lo que respecta a esta Hoja no se observaron pliegues atribuibles a ella, aunque sí una esquistosidad subhorizontal (S_2) (casi siempre) de localización muy irregular sobre todo en los materiales vendienses y paleozoicos. Esta esquistosidad crenuda a la S_1 hercínica.

En zonas próximas, Aldea de Trujillo (12-27) y Aldeacentenera (13-27) parece existir una esquistosidad (S_2) en este caso subvertical, que se asocia a una amplia banda de cizalla de límites, por ahora, indeterminados.

Estos dos fenómenos son locales y probablemente ninguno de ellos tenga la categoría de «fase de deformación» por lo que quizás este apartado quedaría mejor denominado como Deformaciones postfase primera.

2.2.3 Fases tardías

Finalmente, quedan por describir lo que se conoce como fracturas tardihercánicas del Macizo. Se observan dos direcciones predominantes una N.-S. (s.l.) y otra que oscila desde NE.-SO. a E.-O. No está claro cuál de los dos sistemas es más antiguo.

El sistema NE.-SO. es paralelo a la dirección de la Falla de Plasencia. La Falla de Belvis de Monroy que limita los sedimentos Terciarios y el Paleozoico es posible tenga un rejuego póstumo durante la Orogenia Alpina.

Las fracturas de desgarre de componente casi siempre levógiro tienen una dirección N. 100-110° E. y constituyen el «Sistema de Logrosán» afectando sobre todo a la estructuras paleozoicas. Este sistema fue interpretado por JULIVERT, et col. (1983) como una sucesión de *macro-boudins* romboidales con rotación (*Lozengeshaped boudins*).

3 GEOMORFOLOGIA

Geomorfológicamente el relieve está condicionado por la litología y las estructuras. De acuerdo con esto se pueden detectar dos grandes unidades geomorfológicas: La Unidad Hercínica, de gran amplitud, que se extiende por la mayor parte de la Hoja y es la que constituye el esqueleto del relieve y

la Unidad Terciaria, más reducida, que ocupa dos retazos al N. y S. de la misma, que rellena y suaviza en cierta medida las formas anteriores.

La red hidrográfica de esta zona corresponde por entero al Río Tajo que corta a la Unidad Hercínica de E. a O. Su dirección está condicionada con cierta frecuencia por el sistema de fracturas tardihercínicas. Sus principales afluentes en esta área son: Arroyo de Arrocampo, Arroyo Marigueño, Arroyo de la Vid, Garganta del Frontal y Garganta Escuernacabras. Excepto el curso del primero que afecta por entero a la Unidad Terciaria, los cursos de los últimos tienen una marcada orientación NO.-SE., coincidente con la alineación litológico-estructural de la Orogenia Hercínica para esta área.

3.1 UNIDAD HERCINICA

Los materiales que componen esta Unidad, constituyen el relieve más sobresaliente de la zona que está claramente condicionado por factores litológicos y estructurales. Así el elemento principal constructor del relieve lo constituyen las ortocuarcitas de facies «armoricana» que se disponen según direcciones NO.-SE. Estas alineaciones cuarcíticas forman los sinclinales de la Sierra de Miravete, de la Sierra de la Novilla, de la Sierra de Campillo de Deleitosa y de la Sierra de Almaraz-Valdecañas.

Entre estos sinclinales construidos, como ya se dijo, con materiales del Ordovícico Inferior, afloran los conjuntos pizarroso-grauváquicos y arenoso-carbonatados del Precámbrico Superior a causa de la fuerte erosión a que han estado sometidos los núcleos anticlinales. Debido a ello la Unidad Hercínica muestra en la actualidad un relieve que tiende a parecerse a un relieve tipo jurásico invertido. Sin embargo, existen otras circunstancias morfológicas que lo hacen más complejo.

Los núcleos de los sinclinales están marcados por lomas y valles paralelos que se corresponden con las diferencias de competencia entre las areniscas y las pizarras a lo largo de esas estructuras perfectamente definidas por las Sierras de cuarcita armoricana. Estas dominan ampliamente el paisaje elevándose mediante fuertes pendientes unos 200 m. del resto del nivel general de la topografía de la Hoja. Aunque no es tan clara como en otros lugares de los Montes de Toledo, existe aún una particularidad morfológica fundamental que define al relieve como de características apalachianas: el arrasamiento de esas cumbres cuarcíticas.

Por lo general esta nivelación que no es total a lo largo de las distintas barras cuarcíticas se aprecia claramente basculada hacia el Norte y Noroeste.

El nivel general de la topografía es unos 450 m. de altitud media, al que antes se hizo referencia corresponde a los núcleos de las estructuras hercínicas, en concreto al macizo granítico de Mesas de Ibor-Boholal, a los materiales prepaleozoicos de las estructuras del centro de la Hoja y al anticlinorio

Centro-Extremoño, que aparece al Sur del Sinclinal de la Sierra de Miravete, que corresponde ya a la penillanura extremeña. Como ocurre con los niveles de cumbres de la cuarcita los basculamientos son claros. Un caso muy claro es la superficie que corona las cumbres del Macizo granítico del Noroeste de la Hoja, que bascula hacia el Sureste. Esta inclinación, que está relacionada con la falla de Bellvís y sus asociadas, se detecta también en la hoja de Valdeverdeja, MONTESERIN (1982) donde el arrasamiento aparece progresivamente fosilizado por los sedimentos del Paleógeno y Neógeno. En el Sur y Suroeste y en la vecina hoja de Aldeacentenera, NOZAL (1983), se detecta asimismo un cierto basculamiento hacia el Noroeste posiblemente ligado al que se observa sobre la cuarcita, y ambos en relación probable con la Fosa del Tajo.

En la actualidad las superficies que se acaban de describir se encuentran degradadas por el río Tajo y sus afluentes. Sin embargo, su estado de conservación es bastante aceptable debido a que se ha realizado mediante una fuerte incisión de carácter casi exclusivamente lineal sin apenas retroceso de vertientes. Esta etapa final de rejuvenecimiento del relieve está aquí en su etapa inicial.

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

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

3.2 UNIDAD TERCIARIA

El techo de los sedimentos paleocenos que rellenan la Fosa del Tajo, en el sector más occidental, Campo Arañuelo, y fosilizan un paleorelieve de tipo apalachiano, está constituido por un aplanamiento que se inclina suavemente hacia el centro de la depresión. Aunque esta superficie está surcada por una red de pequeños arroyos tributarios del Tajo, sólo se encuentra algo más afectada en torno al Arroyo de Arrocampo, curso de dirección muy significativa, puesto que es una paralela a la falla de Bellvís. El citado aplanamiento que está relacionado con el paleocaliche, que antes señalamos, de edad in-

framiocena, ha quedado casi totalmente al descubierto una vez exhumados los depósitos neógenos suprayacentes. Da en la actualidad la apariencia de una superficie de génesis reciente.

Del ciclo neógeno tan sólo quedan tres afloramientos en forma de cerros testigos coronados por terrazas del Tajo. La superficie de colmatación de esta etapa tuvo que coincidir prácticamente con la de los aluvionamientos de La Raña pliocuaternaria. El paisaje durante este episodio permanece casi intacto en lo alto de las planicies de La Raña. En opinión de muchos constituyen glacis de acumulación o abanicos aluviales, pues dichas superficies se inclinan suavemente desde las cercanías de los relieves cuarcíticos hacia las zonas más alejadas. Otro aspecto a considerar es que, en la actualidad, existe una cierta continuidad con las laderas cuarcíticas más común de *glacis* de vertiente. El problema no es, pues, tan simple.

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

Por debajo de la superficie de La Raña (550 m.), se distinguen tres generaciones de glacis y únicos niveles de terrazas ligadas al cauce del Tajo. Ambos son la aportación geomorfológica pleistocena.

Los glacis mejor desarrollados son los correspondientes a la última generación (31), relacionados en el tiempo con las terrazas más antiguas. Son muy poco potentes casi erosivos (Arroyo Marigueña) y sus *nicks* están frecuentemente fosilizados por los derrubios de ladera más recientes (Sierra de Miravete).

Los niveles de terraza que no presentan en la actualidad gran desarrollo se limitan a la pequeña incursión del cauce del río Tajo en la depresión que lleva su nombre. Se encuentran entre los 360 y 430 m. de cota absoluta que equivalen a + 20 y + 90 metros sobre el nivel del río, que en la actualidad discurre profundamente encajado atravesando las estructuras antiguas con un trazado que se ajusta a ciertas direcciones de fractura, pero que aún deja entrever ciertos caracteres de sobreimposición.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS GRANITICAS

4.1.1 Macizo de Mesas de Ibor

Está constituido en su mayor parte por la facies de granito porfídico, si bien en el vértice Noroeste de la Hoja, pasa gradualmente a la facies de granito de grano medio a grueso en la zona interna y se encuentra también en él un dique de microgranito moscovítico-biotítico. Si se prescinde de estas

diferenciaciones, el granito porfídico, presenta una gran monotonía, existiendo pequeñas variaciones en la proporción de cuarzo, de enclaves micáceos y de fenocristales feldespáticos.

Se trata de un granito mesocrático muy rico en fenocristales feldespáticos tabulares cuyo tamaño oscila entre 3 y 5 cm. de longitud, que están rodeados por una mesostasis cuarzo-plagioclásica-micácea de grano medio a grueso, que en proporción constituye como mínimo el 50 por 100 de la roca. Las muestras presentan numerosos enclaves micáceos cuyo tamaño más frecuente es menor de 1 cm. y existe un claro predominio de la biotita sobre la moscovita. Cabe añadir que la profusión de estos enclaves micáceos es mucho mayor en las áreas periféricas donde además son muy frecuentes estructuras de flujo de los fenocristales, que suelen presentar orientación de N.-120° a 140° E. Direcciones de flujo similares se vuelven a encontrar en áreas más internas, pero no siempre de una forma regular.

El berrocal que se desarrolla sobre este granito está constituido por grandes bloques de subredondeados a aplanados, con escasa fracturación a pequeña escala.

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

El paso a la facies de grano medio se hace gradualmente. Esta, es muy similar a la facies porfídica diferenciándose de ella en la ausencia o aparición esporádica de fenocristales, en ser algo más leucocrática y enriquecerse en granos de cuarzo de forma redondeada que resaltan sobre las superficies erosionadas.

La facies de microgranito aparece delimitada por líneas de fractura. Se trata de una roca cuarzo-feldespática, microgranular muy rica en pequeñas biotitas o en agregados de ellas, de unos dos milímetros de tamaño medio. De manera muy accidental pueden contener fenocristales tabulares feldespáticos de 1 cm. de longitud que se hallan muy diseminados. En general es una roca blanda, poco silícea y que da un relieve muy suave, con berrocales ruinosos.

4.1.2 Macizo de Bellvis

Constituye el afloramiento granítico que se encuentra al W. del Macizo de Mesas de Ibor, y está formado exclusivamente por el leucogranito pegmatítico orientado, quedando entre ambos una amplia zona de esquistos y neises con metamorfismo de grado medio y alto.

El aspecto general de este leucogranito es el de una roca granular, de color blanco rosado, rica en cristales de cuarzo, de feldespato potásico y en agregados moscovíticos de 1 cm. de tamaño medio. En la muestra de mano se

perciben también laminillas biotíticas escasas y diseminadas que acentúan la orientación por deformación dinámica de la roca.

Se supone que es una facies marginal del granito de Mesas, ya observada en las zonas periféricas de éste en forma de banda externa de reducido espesor.

Los bordes del macizo de Bellvis (especialmente el occidental) están milonitizados y muestran una profusión de diques aplíticos, pegmatíticos y de cuarzo con turmalina que se intercalan también en los esquistos y cuarcitas encajantes.

Las zonas en las que da mayores resaltos en el relieve presentan una disyunción en bloques paralelepípedicos o semirruiniformes de 1 a 2 m.³ de volumen, con fracturación intensa según N.-10° E.

4.2 CARACTERES MICROSCOPICOS DEL GRANITO PORFIDICO BIOTITICO-MOSCOVITICO

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

El cuarzo se presenta en cristales de tamaño medio individuales o polícrstalinos que a veces tienen bordes poligonales. Existe también otra generación de cuarzo, más precoz, que se halla incluida en las plagioclasas.

El feldespato potásico aparece como fenocristales tabulares o como granos de tamaño medio que forman parte de la mesostasis, siendo en este caso siempre muy xenomorfo. Los fenocristales están siempre machacados según Karlsbad y contienen numerosas inclusiones de pequeñas plagioclasas más precoces, generalmente zonadas, y de laminillas de las dos micas. Otras veces se observan restos de plagioclasa, a las cuales ha sustituido el feldespato. Tanto en los fenocristales como en los granos de tamaño medio se observan a menudo micropertitas en forma de películas o maclas en enrejado. Este tipo de maclas están generalmente ausentes o poco desarrolladas por lo que se supone que el feldespato primario era una ortosa que ha sido parcialmente triclinizada.

Las plagioclasas forman cristales xenomorfos, tabulares o hipidiomorfos. Presentan siempre maclas según la ley de Albite-Karlsbad, constituida por 10 ó 12 individuos como máximo. En muchas rocas se observa una zonación débil, otras veces no se percibe y ocasionalmente ésta es muy neta e incluso oscilatoria. La composición media corresponde a una oligoclasa intermedia (An_{20}) y en los cristales zonados, el porcentaje de anortita no

sobrepasa el 5 por 100 de núcleo o periferia; sólo en las zonaciones oscillatorias se han determinado diferencias próximas al 10 por 100. Son frecuentes las periferias mirmecíticas, las sericitizaciones de los núcleos y las moscovitizaciones según los planos reticulares. No se ha observado ninguna relación entre la existencia de plagioclásas con zonación o carentes de ella y su posición en los macizos dentro de la facies porfídica.

Las dos micas se encuentran tanto en láminas aisladas como en agregados. En, prácticamente, todos los casos predomina la biotita sobre la moscovita. En cuanto al tamaño de las láminas micáceas, es variable de unas muestras a otras e incluso dentro de una misma. Lo normal es que no sobrepasen a 1 mm. La biotita constituye además enclaves monominerales formados por laminillas de pequeño tamaño procedentes de contaminación del encajante.

La andalucita se halla casi siempre incluida dentro de las placas de moscovita y otras veces forma cristales irregulares, de color rosa y rodeados de películas sericiticas de alteración. La sillimanita se forma a expensas de la andalucita por fibrolitización. Otras veces se presenta como agregados de pequeñas agujas englobadas dentro de la moscovita. Ambos minerales se encuentran en proporción muy baja, sin que se observe relación entre su presencia y la posición de la muestra en el macizo.

Otros minerales accesorios son turmalina, que no coexiste con los silicatos alumínicos, cordierita pinitizada y apatito y circón. Estos dos últimos, son muy abundantes. El circón se incluye dentro de la biotita dando halos radiactivos.

4.3 CARACTERES MICROSCOPICOS DEL GRANITO DE GRANO GRUESO A MEDIO

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

La textura es heterogranular, alocromorfa y de grano grueso a medio. Los componentes esenciales son cuarzo, microclina, moscovita y, a veces, biotita. Los minerales accesorios son apatito, minerales opacos y circón. Lo mismo que en los granitos porfídicos, en algunas muestras se encuentran andalucita y sillimanita o turmalina.

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

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

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

Las micas se encuentran en láminas heterométricas aisladas o formando agregados de varias de ellas. La biotita es comúnmente muy escasa; no forma enclaves monominerales. Es precoz, respecto a las plagioclasas, en las cuales puede estar incluida.

La andalucita se observa casi siempre como relictos dentro de láminas de moscovita. Igualmente ocurre con la sillimanita, que es fibrolítica y a veces se forma a expensas de la andalucita. Estos dos minerales presentan una morfología totalmente distinta de la que presentan en los esquistos y neises del metamórfico encajante.

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

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

4.4 CARACTERES MICROSCOPICOS DEL MICROGRANITO MOSCOVITICO-BIOTITICO

Tanto a escala macroscópica como microscópica, lo primero que llama la atención es su carácter melanocrático puesto de manifiesto por la abundancia de diminutas biotitas. Es una roca con textura heterogranular, hipidio o xenomorfa y de grano fino. Los componentes esenciales son plagioclasa (An_{35}), cuarzo, biotita, feldespato potásico y moscovita. Los minerales accesorios comunes son apatito, circón y minerales opacos. Otras veces, también se encuentran andalucita y sillimanita.

La relación plagioclasa feldespato alcalino da una composición de tipo granodiorítico. Son, por tanto, las rocas más básicas encontradas.

La plagioclasa se encuentra en cristales hipidiomorfos o xenomorfos, maclados según la ley de Albite-Karlsbad. Siempre presenta zonación concéntrica muy neta con, por lo menos, tres zonas de diferente contenido en anortita. comúnmente la composición media oscila entre An_{35} y An_{15} del núcleo a la periferia. Cristales con zonación oscilatoria, son también de aparición común.

El feldespato potásico y el cuarzo están tanto en granos individuales que dan una estructura en mosaico como en intercrecimientos micrográficos.

Las micas, con una predominancia neta de la biotita sobre la moscovita forman agregados de numerosas láminas en las que ambas están asociadas. La biotita está además como laminillas aisladas, entrecruzadas, con re-

sorción en los bordes y repartidas por toda la roca. En la moscovita pueden observarse restos de andalucita o de sillimanita fibrolítica.

4.5 CARACTERES MICROSCOPICOS DEL LEUCOGRANITO PEGMATITICO ORIENTADO

Responde a una facies monótona, granuda, panxenomorfa, de grano grueso, formada esencialmente por cuarzo, plagioclasa ácida, microclina y moscovita. Los tres primeros constituyen un mosaico de cristales muy heterométricos, redondeados o fuertemente elongados y orientados, entre los que se disponen paquetes lepidoblásticos de gruesas láminas de moscovita. Existe un cuarzo precoz incluido en las plagioclásas y otro más tardío que es el más abundante. El feldespato es más tardío que la plagioclasa, a la cual reemplaza parcialmente.

Entre los accesorios, cabe señalar la biotita, presente en forma de relictos pequeños dentro de la moscovita. Esta también incluye frecuentemente sillimanita, tanto fibrolítica como prismática, algunas veces muy abundante. Se observa turmalina prismática, apatito incluido en la moscovita y excepcionalmente, brookita.

4.6 METAMORFISMO

4.6.1 Metamorfismo regional

El metaformismo regional que afecta a todas las rocas del Vendiente es del tipo del «grado muy bajo» de Winkler, alcanzándose, y, sólo en la parte inferior, las condiciones necesarias para la neoformación incipiente de biotita según la esquistosidad de flujo. En el Vendiente Superior aparece sólo la asociación sericitita-clorita.

Estas condiciones bajan aún más en todos los otros sistemas del Paleozoico. El metamorfismo se traduce sólo en débiles orientaciones y recristalizaciones de los minerales preexistentes, muy próximas a la diagénesis.

4.6.2 Metamorfismo de contacto

Se desarrolla alrededor del Macizo de Mesas de Ibor y en la zona entre éste y el de Bellvis, donde las rocas graníticas quedan presumiblemente a poca profundidad.

Se alcanza un metamorfismo progresivo que va desde el grado bajo al alto de Winkler, en condiciones de baja presión, pero algo mayores que las conoci-

das para todos los macizos graníticos más próximos (Valdeverdeja, Berrocalejo, Trujillo y Montánchez), ya que alrededor de éstos no se ha observado nunca granate. Aquí aparece escasamente representado por pequeños blastos redondeados, generalmente retromorfizados, pero que existen con las asociaciones del grado bajo (biotita \pm andalucita), las del medio (biotita \pm andalucita \pm cordierita \pm sillimanita) y las del grado alto (biotita \pm andalucita \pm cordierita \pm sillimanita \pm feldespato potásico).

4.7 ROCAS FILONIANAS

4.7.1 Aplitas y pegmatitas turmaliníferas

Son muy numerosos los diques de aplitas y pegmatitas turmaliníferas que rodean sobre todo al Macizo de Bellvís. La extensión longitudinal puede alcanzar el kilómetro y la potencia es de orden métrico. Están formadas por cuarzo, plagioclasa ácida, microclina y moscovita, que pueden estar acompañadas por turmalina, biotita o sillimanita.

4.7.2 Cuarzo

Existen numerosos diques de cuarzo a lo largo de la Hoja, de los cuales los más importantes están en el Precámbrico normalmente relacionados con la fracturación longitudinal a las estructuras hercínicas. La longitud es en ocasiones kilométrica y la potencia no suele sobrepasar el metro. A escala del afloramiento pueden aparecer en forma de un haz filoniano donde cada filón tiene una potencia centi-decimétrica. Normalmente dan un cierto resalte morfológico sobre los materiales encajantes.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Con el fin de establecer para esta Hoja una visión coherente de su evolución geológica se tiene en cuenta la información proveniente de zonas limítrofes.

Se inició la historia en el Precámbrico Superior (Vendiente Inferior-Rifecense Superior) con una potente serie de pizarras y grauvacas de origen posiblemente turbidítico. Como consecuencia de una probable evolución de la cuenca a medios más someros (intermareales) en el Vendiente Superior se depositan, en discutible posición estratigráfica, niveles de alta energía compuestos por limolitas, areniscas y conglomerados que llevan interestratificados tramos carbonatados, formados por dolomías y areniscas dolomíticas, ligados al crecimiento y destrucción de mallas planares y onduladas (estromatolitos)

de algas. Esta cuenca vándica-superior profundiza hacia el NE. ya que los aportes provienen del SO., GARCIA HIDALGO (*op. cit.*), y que en las Hojas de Sevilleja y Valdeverdeja existe un nivel megabréchico (Fuentes) en un medio de características diferentes en el que son típicos los desplomes submarinos y los *slumps* (Talud).

Estos materiales están afectados por la Fase Cadomiense o Asintica.

Sobre este conjunto precámbrico, plegado y erosionado, se depositan los materiales pizarrosos, cuarcíticos o areniscosos del Cámbrico Inferior (Formación Azorejo) y en zonas relativamente próximas tramos carbonatados perimareales (calizas de la Estrella, de Torrico o de los Navalucillos).

Fase Sárdica que da lugar a suaves abombamientos al tiempo que origina acciones erosivas importantes en áreas emergidas.

La transgresión ordovícica se inicia en el Tremadoc (?) con la sedimentación de facies conglomeráticas indicadoras de un medio de alta energía (Sevilleja). La sedimentación continua con la presencia de una potente serie de areniscas bioturbadas y cuarcitas con pistas del tipo Cruziana indicadoras de una facies costera probablemente entre las zonas intermareal y submareal.

En el Arenig, durante la sedimentación de la cuarcita en facies «armoricana» se mantienen las mismas condiciones. Los términos clásticos pueden representar barras litorales progradantes. Las alternancias superiores (también del Arenig) con las que continua la serie denotan un ambiente de características similares, cerca o por debajo del límite inferior de la oscilación mareal.

Las pizarras del Llanvirn-Llandeilo debieron depositarse en un ambiente de plataforma abierto a la que llegarían pocos detriticos.

Una regresión de escasa importancia viene marcada por las facies arenosas del Caradoc que refleja condiciones de bastante energía (dominio de corrientes probablemente mareales) con desarrollo de bioturbación. La sedimentación continua con materiales pizarrosos de plataforma y hacia el techo de la serie esta plataforma puede adquirir, según las zonas que se consideren, cierta inestabilidad; la acción de las corrientes es constante y se nota un cierto aumento de la pendiente.

El Silúrico vuelve a ser regresivo con sedimentación en facies de plataforma somera.

El Devónico no está presente en este área pero sí en zonas relativamente próximas (Alcuéscar y P. de Obando). En el Devónico Inferior la sedimentación es monótona, areníscoso-pizarrosa, y no tiene caracteres de gran profundidad. En el Devónico medio-superior hay ya un cambio composicional de la sedimentación. Aparecen sedimentos químicos o biogénicos (P. de Obando), además la sedimentación detritica se torna más evolucionada apareciendo términos con cierto carácter rítmico. Paralelamente tienen lugar emisiones volcánicas, la mayoría de las veces de tipo básico (diabasas) y en algún caso de tipo intermedio (riolitas). Todo ello indica una cierta profundización de la cuenca con diversos episodios emersivos.

Durante la deposición del Carbonífero Inferior (Alcuéscar y P. de Obando) la cuenca sufre una importante disminución en la profundidad depositándose calizas de ambiente arrecifal, si bien prosiguen las emisiones volcánicas.

Orogenia Hercínica. La primera Fase de deformación es probablemente la más importante, y desarrolla una esquistosidad S_1 , que se observa claramente en el Paleozoico y en el Precámbico.

Al finalizar esta primera Fase Hercínica tiene lugar la intrusión (tardicinética) de las rocas graníticas, las cuales desarrollan una considerable aureola de metamorfismo de contacto.

La segunda fase de deformación lleva asociada una esquistosidad de crenulación subhorizontal.

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

Todo este macizo hercínico cratonizado sufre una intensa erosión que en esta zona comprende desde el Estefaniense al Paleógeno.

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

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

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

En el Pleistoceno se desarrollan nuevas superficies de erosión y en relación con alguna de ellas dos depósitos de glaciis.

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

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y METALOGENIA

En esta hoja las explotaciones mineras no han sido por lo general importantes. Las sustancias de interés económico son las siguientes: Pb-Zn, P (fósforos) y magnesitas.

Mineralizaciones de Pb-Zn

Estas mineralizaciones son filonianas, están encajadas en el Vendiente Inferior y no tienen relación aparente con magmatismo alguno. Los filones pueden ser perpendiculares o subparalelos a las estructuras hercínicas. Las explotaciones son de principios de siglo.

— Filones perpendiculares (Pb-Zn). Se describirán de acuerdo a un orden decreciente de importancia económica.

Mina La Norteña (Higuera de Albalat)

Los filones tienen una dirección N. 60 E. y un buzamiento de 75° E. La longitud de los mismos es hectométrica y la potencia de orden métrico. Los trabajos realizados en esta mina consisten en pozos y trincheras sobre el filón y un socavón a inferior cota. El volumen de escombreras es de unas 15.000 Tm.

Paragénesis: Galena, blenda oscura (calcopirita, piritita), cuarzo, dolomita-ankerita la estructura filoniana es una brecha hidrotermal. El cuarzo bien cristalizado rodea fragmentos centimétricos del encajante pizarroso; posteriormente al cuarzo (a veces sobre sus geodas) se disponen los sulfuros y el carbonato.

Mina de la Garganta (Coordenadas Lambert x: 440,6 y 567,8).

El filón tiene una dirección N. 55 E. y un buzamiento de 85° al E. La longitud es hectométrica y la potencia métrica. Los trabajos realizados en esta mina consisten en tres socavones a diversas cotas. El volumen de escombreras es de unas 2.000 Tm.

Paragénesis: Galena (pirita) (sulfuros y carbonatos de cobre), cuarzo, adularia. La estructura filoniana es de aspecto bandeados groseros. Junto a los hastiales se disponen bandas de cuarzo (5 m.) con crecimiento centrípeto, en peine que finalizan con un depósito de galena. La parte central del filón es homogénea de cuarzo-adularia, presentando geodas y algún fragmento centimétrico del encajante pizarroso.

Mina del Revuelo (Coordenadas Lambert x: 441,8, y: 567,2).

El filón tiene una dirección N. 20 E. y un buzamiento de 75° al NO. La longitud es decamétrica. La potencia es de 30 cm. Los trabajos realizados consisten en un pozo y en un socavón a inferior cota. El volumen de escombros es del orden de las 500 Tm.

La paragénesis y la estructura son similares a las descritas para la Mina la Garganta. Se debe añadir la probable presencia de carbonato y quizás la ausencia de adularia.

— Filones subparalelos (Zn-Pb).

Mina de los Cuatro Postes (Coordenadas Lambert x: 441,2 y: 567,7).

Los filones tienen una dirección N. 130 E. y el buzamiento oscila de 50 a 70° Sur. La longitud conocida es de unos 150 m. y la potencia de 30 cm. Los trabajos realizados son un pocillo y una trinchera para labores de reconocimiento.

Paragénesis: Blenda oscura (galena), cuarzo.

La estructura filoniana consiste en menas microgranudas y muy entremezcladas (con restos centimétricos de cuarzo), tendiendo a formar una banda bastante continua (la potencia reducida media oscila entre 0-20 cm.) que ocupa la mitad SO. de la caja filoniana. La otra mitad es un conjunto de «lentes» centimétricos de cuarzo y de encajante pizarrosos dispuestos paralelamente a dicha caja filoniana. No hay geodas y el cuarzo es tipo «exudación».

Mineralizaciones de P («fosforitas»)

Pueden ser de dos tipos: bien filonianas o bien sedimentarias.

— Las filonianas están relacionadas con las intrusiones graníticas.

Mina de Casas de Bellvís.

El filón tiene una dirección N. 10 E. y es subvertical. La potencia es de orden decimétrico. Los trabajos consisten en una trinchera de longitud decamétrica según la dirección del filón.

Paragénesis: cuarzo bien cristalizado y fosfato generalmente fibroso-radiado (dahllita), a veces idiomorfo (apatito).

En Serrejón según el mapa metalogenético deben existir restos de un pocillo posiblemente idéntico.

— Las sedimentarias, están relacionadas con facies del Vendieno Superior, tanto aquí como en la zona de Robledo del Mazo y probablemente en Fontanarejo. En esta Hoja (Jaraicejo), sólo se describió una muestra en las proximidades del caserío Oliva con presencia de dahllita (fosfato) formando parte del cemento de un conglomerado. En esta muestra el fosfato parece ser que se asocia a carbonatos con frecuencia amorfos que corresponden a colofana. Los fosfatos de Fontanarejo, están actualmente en fase de investigación y son sin duda las más importantes descubiertas hasta la fecha en los Precámbricos Centroibéricos.

Mineralizaciones de Mg y Fe

Están relacionadas con los niveles dolomíticos del Vendieno Superior. Las magnesitas tienen un origen sedimentario probablemente diagenético. Se localizan siguiendo fielmente los niveles carbonatados de la cartografía.

Oxidos de hierro. Están relacionados con la meteorización de niveles ankeríticos de origen similar a las magnesitas. En algún caso, cantera de coordenadas x: 438,2, y: 572,5 estos óxidos de hierro muy impuros, sobre todo por la presencia de materiales arcillosos, pueden disponerse rellenando morfologías cársticas en los materiales carbonatados Vendieñses anteriormente citados y han sido objeto de atención económica para usos industriales distintos de los siderúrgicos.

6.2 CANTERAS

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

1. Los materiales graníticos, muy abundantes en el NE. de la Hoja, se pueden considerar buenos para su utilización en obras públicas, o, quizás, aún mejor, con fines ornamentales. En la zona N. y NE. de Mesas de Ibor la facies de megacristales presenta unas reservas prácticamente inagotables. Las comunicaciones son buenas.

2. Las dolomías del Vendieñse Superior, en la zona de Valdecañas, con abundante profusión de canteras inactivas, presentan buenas reservas y comunicaciones. Se explotaron para construcciones civiles (Presa de Valdecañas).

3. Los materiales cuarcíticos paleozoicos, muy abundantes por toda la Hoja, pueden considerarse buenos para su utilización en obras públicas (firmes y áridos). Si bien su extracción es costosa, el considerable desarrollo de los canchales por una parte y las buenas comunicaciones de carretera por otra, las hace susceptibles de aprovechamiento.

4. Los materiales de las «rañas», con menor volumen de reservas que los anteriores, pero también considerables, pueden ser utilizados como áridos de compactación en carreteras y caminos. Los accesos son buenos.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Dentro de esta Hoja existen dos áreas de características hidrogeológicas diferentes. Por una parte están los materiales ígneo-metasedimentarios de lo que en el capítulo de Geomorfología se definía como Unidad Hercínica, constituidos principalmente por granitos, pizarras, cuarcitas y areniscas. Estas rocas se pueden considerar de baja a muy baja permeabilidad y es únicamente a través de los planos de diaclasado y fracturación por donde puede desarro-

llarse un proceso e infiltración, favorable a la formación de mantos acuíferos que siempre serán locales y de bajo caudal.

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

Los materiales a describir para esta subunidad son más o menos los mismos que los descritos para el área de la Hoja de Jaraicejo, en el capítulo correspondiente de Estratigrafía, así tenemos un predominante conjunto basal de edad Paleocena formado por conglomerados, arcosas y arcillas sobre el que se asientan esporádicos depósitos arcósico-arcillosos de edad Miocena.

A la escala de la subcuenca del Tiétar son importantes los coluviales y conos de deyección de la Sierra de Gredos y las terrazas y conglomerados cuarcíticos en los valles del Tajo y Tiétar, así como los aluviales y llanuras de inundación de este último río, todos ellos fuera de la zona de estudio, pero muy importantes hidrogeológicamente.

A escala regional se puede considerar al conjunto como un único acuífero que se recarga a partir de la infiltración de lluvia caída en zonas topográficamente más altas (interfluvios) y se descarga por las más bajas (valles). Localmente a la matriz arcillo-arenosa puede considerársele impermeable y a los lentejones conglomeráticos o arenosos como acuíferos. De acuerdo con esto se originan dos circulaciones, una hacia la cuenca del Tiétar y otra hacia el Tajo (fig. 1).

El río Tiétar es fuertemente efluente con aumentos de caudal del orden de 6.000 l/s. (que puede deberse en parte a retornos de riego).

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

Superficie aflorante permeable o semipermeable ...	1.600 km. ²
Superficie de la subunidad de Cáceres	1.600 km. ²
Precipitación media	1.360 hm. ³
Esorrentía subterránea total	200 hm. ³ /a
Reservas subterráneas estimadas mayores a	2.700 hm. ³ /a
Explotación actual subterránea escasa.	

Las precipitaciones oscilan desde 1.700 mm. al Norte de Cáceres a los 300 mm. de Madrid-Toledo, quedando una precipitación media del orden de los 660 mm.

7 BIBLIOGRAFIA

- BLATRIX, P., y BURG, J. P. (1981).—«⁴⁰Ar -³⁹Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny.» *N. Jb. Miner. Mh.*, pp. 470-478, Stuttgart.
- BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz).» *Men. Inst. Geol. Mi-nero*, núm. 73.
- BRASIER, M. D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1979).—«Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain.» *Es-tudios Geológicos*, vol. 35, p. 379.
- BUSTILLO, M. A., y MARTIN SERRANO, A. (1980).—«Caracterización y signi-ficado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora.» *Tecniterrae*, núm. 36.
- CAÑADA GUERRERO, F. (1958).—«Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja», núm. 653. Valdeverdeja, IGME.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres.» *Bol. Geol. y Min.*, tomo 82-2, pp. 147-151.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1957).—«Quelques remarques sur la tectonique du Portugal.» *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, p. 193.
- GARCIA ABAD, F. J., y MARTIN SERRANO, A. (1980).—«Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachiano del Macizo Hespérico (Me-seta Central Española).» *Estudios Geológicos*, 36, 391-401.
- GARCIA HIDALGO, J. F. (1983).—«Los materiales carbonatados del Alcudiente Superior en los alrededores de Casas de Miravete (Prov. de Cáceres).» Dpto. de Estratigrafía, U. C. M.
- GEHRENKEMPER, I. (1978).—«Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien.» *Institutes fuer Physische Geographie der Freien Universität de 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. Serv. Geol. de Portugal*.
- GIL CID, M. D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1976).—«Estratigrafía y Paleontología de las calizas cámbicas de los Navalucillos (Toledo).» *Tecni-terrae*, 13, pp. 11-29.
- GIL SERRANO, G. (1982).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja», núm. 706, Logrosán, IGME.
- GIL SERRANO, G. (1983).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja», núms. 12-27, Aldea de Trujillo, IGME.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916).—«Bosquejo geográfico-geológico de los Mon-tes de Toledo.» *Traba. del Mus. Nac. Cienc. Nat., Serv. Geol.*, 15, pp. 5-74.
- GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la es-

- tratigrafía y tectónica del Este 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.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1941).—«Observaciones respectos al Paleógeno continental hispánico», *Revista Las ciencias de Madrid*, año VIII, núm. 3.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1917).—«Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel», *Estudios geológicos*, 33, pp. 327-342.
- IGME (1982).—«Investigación hidrogeológica de la cuenca del Tajo.»
- JIMENEZ, E. [1970].—«Estratigrafía y paleontología del borde occidental de la cuenca del Duero.» Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 325 pp. (1977).—«Sipnosis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora», *Bo. Geol. y Min.*, 85 (5), 357-364, Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000. Memoria explicativa», 90 pp.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MARTINEZ RUIZ, A. (1983).—*La estructura de la extensión SE. de la Zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado*. Libro Jubilar de J. M. RIOS, tomo I, tema II, 4.6, pp. 477-490, IGME.
- LOTZE, F. (1945 a).—«Einige Probleme der Iberischen Meseta Geotek», *Forsch. H. G.*, pp. 1-2, Berlin.
- LOTZE, F. (1945 b).—«Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta», *Geot. Forschg.*, 6,78,92.
- LOTZE, F. (1954).—«Forschungen zur Stratigraphie des westmediterranen Kambriums», *Jb. Akad. Wies. Lit.*, 68-69.
- LOTZE, F. (1956).—«Über Sardiche Bcregungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assystischen Faltung Geotek Symos», zu Ehren von Stille, 128-139, Stuttgart.
- LOTZE, F. (1960).—*El Precámbrico en España*, Not. y Com. del IGME, vol. 60, pp. 227-239.
- LOTZE, F. (1961).—*Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España*, Not. y Com. del IGME, vol. 61, pp. 137-161.
- LLOPIS LLADO, N., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—«Sur l'existence d'une tectonique archeénne au centre de l'Espagne», *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 8, pp. 245-246.
- LLOPIS LLADO, N., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1963 a).—«Sur la presence d'une discordance précambrienne au sud de Toledo (Espagne)», *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, y pp. 250-252.
- LLOPIS LLADO, N., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1963 b).—«Sur l'estratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo» (Prov. de Cáceres, España), *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 5, pp. 152-153.

- LLOPIS LLADO, N., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1965).—«Sur les caractères morphotectoniques de la discordance precambrienne au sud de Toledo (Espagne)», *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 7, pp. 220-221.
- MACHENS, E. (1954).—«Stratigraphie und tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta in Bereich des oberen Guadiana», *Diss.*, 1973 pp.
- MARTIN CARO, I.; MORENO EIRIS, E.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. (1979).—«Hallazgo de arqueociatos en las calizas de la Estrella» (Montes de Toledo, occidentales, Toledo, España).
- MARTIN ESCORZA, C. (1971).—«Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo», *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 70, 171-190.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974).—«Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo, en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo)», *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 72, 141-160.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior, el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo», *Consecuencias geotectónicas Est. Geol.*, vol. 33, pp. 57-58.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja», núm. 12-26 (Serradilla), IGME.
- MERTEN, R. (1955 a).—«Stratigraphie und Téktionik der Nordostlichen Montes de Toledo (Spanien)», *Diss. math-naturwiss Fak. Univ.*, Munster, 109 pp.
- MERTEN, R. (1955 b).—«Tectonik der granit. und Sedimentgesteine in den Montes de Toledo (Spanien) und den angrenzenden Gebieten», *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 105-572.
- MOLINA CAMARA, JM.; VERGES MASIP, J.; MARTINEZ RIUS, A.; VIDAL FUENES, A., FERNANDEZ CARRASCO, J. (1982).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja», núms. 16-31, Valdemanco de Esteras, IGME.
- MONTESERIN LOPEZ, V., y PEREZ ROJAS, A. (1982).—«Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja», núm. 14-26 (Valdeverdeja), IGME.
- MORENO, F. (1974).—«Las formaciones anteordovícicas y del anticlinal de Valdelacasa», *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 396-450.
- MORENO, F. (1975).—«Olistostromas, fangoconglomerados y *slump folds*. Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provincia de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)», *Estudios Geológicos*, 31, pp. 249-260.
- MORENO, F. (1977).—«Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico», *Studia Geológica*, 12.
- MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)», *Breviora Geol. Asturica*, 20, pp. 8-16.

- MUTTI, E., y RICCI LUCHI, F. (1972).—«Le Torbiditi del Appennino settentrionali: introduzione al l'analisi di facies», *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, pp. 161-199.
- NOZAL, F. (1981).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja», núm. 16-29, «Villarta de los Montes», IGME.
- NOZAL, F. (1983).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja», número 13-27, «Aldeacentenera», IGME.
- 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.
- 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. (1970 a).—«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.
- SAN JOSE, M. A. (1970 b).—«Mapa Geológico de España, Escala 1:200.000, síntesis 1.ª edic. Memoria de la Hoja», núm. 52 (Talavera de la Reina), 3-12, Madrid.
- SAN JOSE, M. A. (1970 c).—«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.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1955).—«The age of de Beira-Schists (Portugal). *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*, núm. 12, pp. 77-160, Porto.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1974).—«Late Precambrian mixtites: glacial and/or non glacial?», *Am. J. Sci.*, 274, 673-824.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1975).—«Tectonic, framework of late Precambrian supposed glacis», *Geol. Journal. Especialissme*, 6, 241-274.
- TAMAIN, G. (1973).—«L'Alcudien et le Precambrien du Sud de la Meseta Ibérica», *c. r. Acad. Sci.*, Paris (Serie D), 276.
- TEIXEIRA, C. (1955).—«Os conglomerados do Complexo xisto-grauvaquico anter-silúrico. Su importancia geológica e paleogeográfica», *Com. Serv. Geol.*, Portugal, 35, pp. 5-19.
- VILAS, L.; PELAEZ, J. R., y ARCHE, A. (1979).—«El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor (I): Zona de la Calera (Cácares)», *Bol. R. Soc. Española de Hist. Natu. (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).—«Petrógenesis de rocas metamórficas», H. Blume ediciones.

INSTITUTO GEOLOGICO

Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA