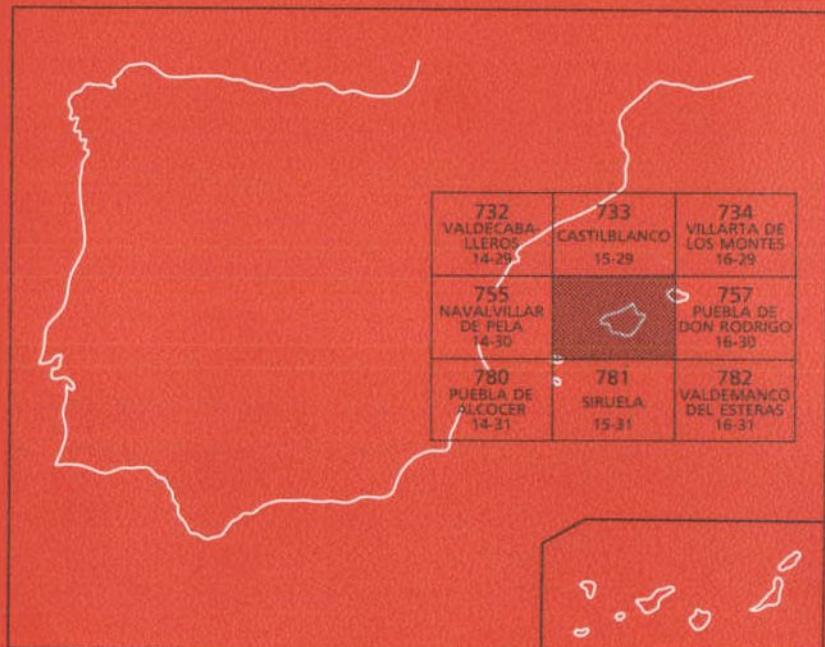




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



HERRERA DEL DUQUE

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un “Geological Survey of Spain”, es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

HERRERA DEL DUQUE

Primera edición

MADRID, 1989

Fotocomposición: RHEA Consultores, S.A.

Imprime: Gráficas MAWIJO, S.A.

Depósito legal: M-16447-1989

N.I.P.O.: 232-89-010-6

La presente Hoja y memoria han sido realizadas en colaboración por el INSTITUTO DE GEOLOGIA ECONOMICA (I.G.E.), DEP. ESTRATIGRAFIA (U.C. DE MADRID), COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. (CGS) y MINAS DE ALMADEN Y ARRAYANES-INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (M.A.Y.A.S.A.-I T G E) durante 1986, bajo normas, dirección y supervisión del I T G E.

HAN INTERVENIDO:

CARTOGRAFIA GEOLOGICA

- A. Pieren Pidal (IGE-DPT. ESTRATIGRAFIA).
- F. Nozal Martín (M.A.Y.A.S.A.-I T G E): Cartografía del Precámbri-
co de la zona norte-(cierre del Anticlinal de Ibor) y J. M. Portero
García (C.G.S.): Cartografía del Terciario.

SEDIMENTOLOGIA Y SECCIONES ESTRATIGRAFICAS DEL PALEOZOICO

- A. Olivé Davó (C.G.S.), J. M. Portero García y C. Dabrio (UNIV. SA-
LAMANCA).

TECTONICA

- M. Alvaro López (C.G.S.).

PETROGRAFIA

- M. J. Aguilar Tomás (C.G.S.).

PALEONTOLOGIA

- Ordovícico y Silúrico: J. C. Gutiérrez Marco (UNIV. COMPL. MA-
DRID) e I. Rábano (UNIV. COMPL. MADRID). Devónico: M. V. Par-
do Alonso (M.A.Y.A.S.A.-I T G E) y J. García Alcalde (PALEONTO-
LOGIA UNIV. OVIEDO).

MEMORIA

- A. Olivé Davó, J. M. Portero García, M. Alvaro López, A. Pieren Pidal, M. J. Aguilar, C. Dabrio y F. Nozal.

COORDINACION Y DIRECCION POR C.G.S.

- J. M. Portero García.

DIRECCION Y SUPERVISION POR EL I T G E

- J. M.ª Barón y Ruiz de Valdivia (I T G E).
- Victorio Monteserín López. (I T G E).

INDICE

	Pág.
0. INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. PRECAMBRICO	11
1.1.1. Unidad inferior	12
1.1.1.1. Grauvacas y pelitas. Facies turbidíticas (4). Rifeense superior-Vendiense	13
1.1.1.2. Limolitas, pelitas y grauvacas (Facies desorganizadas) (6). Rifeense superior-Vendiense	15
1.1.1.3. Conglomerados (5). Rifeense superior-Vendiense	16
1.1.2. Unidad superior	19
1.1.2.1. Limolitas compactas y areniscas (7). Vendiense	19
1.1.2.2. Conglomerados y areniscas (8). Vendiente	20
1.1.2.3. Limolitas y pelitas, con arenicas y conglomerados (9). Vendiente	20
1.2. PALEOZOICO	22
1.2.1. Ordovícico	22

1.2.1.1. La serie del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía	22
1.2.1.2. Areniscas, cuarcitas y pizarras. Serie intermedia o Serie púrpura (10). Ordovícico inferior	24
1.2.1.3. Ortocuarцитas. (Facies armoricana) (11). Ordovícico inferior (Arenigiense)	27
1.2.1.4. Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancias de Pochico (12). Ordovícico inferior-medio - Arenigiense - Llanvirniense inferior	29
1.2.1.5. Pizarras con <i>Neseuretus</i> (13). Ordovícico medio (Llanvirniense - Llandeilo)	32
1.2.1.6. Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Areniscas de Los Rasos (14). Ordovícico medio (Llandeilo inferior)	33
1.2.1.7. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (15). Ordovícico medio (Llandeilo superior)	34
1.2.1.8. Cuarcitas. Intercalaciones de cuarcitas y pizarras. Cuarcitas de Cantera o Botella (16). Ordovícico medio-superior (Llandeilo superior-Caradoc inferior)	35
1.2.1.9. Pizarras intermedias de Cantera (17). Ordovícico superior (Caradoc)	37
1.2.2. Ordovícico terminal, Silúrico y Devónico basal	39
1.2.2.1. Grauvacas con cantos cuarcíticos dispersos. Pelitas con fragmentos (18). Ordovícico superior-Silúrico inferior (Ashgillense superior-Llandoveryense inferior)	39
1.2.2.2. Cuarcitas de Criadero (19). Silúrico inferior (Llandoveryense)	40
1.2.2.3. Pizarras negras. Ampelitas (20). Silúrico (Llandoveryense superior-Wenlockiense)	41
1.2.2.4. Pizarras, areniscas y cuarcitas (21). Silúrico superior. Devónico inferior (Wenlockiense superior-Gedinense inferior)	42
1.2.3. La sucesión del Ordovícico-Silúrico y Devónico inferior	43
1.2.4. Devónico	44
1.2.4.1. Cuarcitas. Cuarcita de base (22). Devónico inferior (Gedinense superior-Siegeniense)	44

1.2.4.2. Pizarras, areniscas y calizas (23). Calizas (24). Devónico inferior (Siegeniense superior-Emsiense inferior)	47
1.2.4.3. Cuarcita de Rivas (25). Devónico inferior (Emsiense)	48
1.2.4.4. Pizarras y areniscas (26). Calizas (24). Devónico inferior. (Emsiense)	48
1.2.4.5. Pizarras, cuarcitas y areniscas (27). Devónico superior (Frasniense inferior)	50
1.2.4.6. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Pizarras de Valmayor superiores (28). Devónico superior (Frasniense)	51
1.3. PLIOCENO Y PLIOCUATERNARIO	51
1.3.1. Conglomerados de cuarcita, fangos edafizados (29) Plioceno inferior	52
1.3.2. Gravas, cantos y bloques de cuarcita, arenas. Raña (30). Gravas y cantos y bloques de cuarcita. Co-luvial (31). Plioceno superior-Pleistoceno inferior	53
1.4. CUATERNARIO	54
1.4.1. Gravas y cantos poligénicos, arenas (Glacis). (32). Pleistoceno	54
1.4.2. Gravas, cantos y bloques de cuarcita (coluviones) (33). Pleistoceno-Holoceno	54
1.4.3. Gravas y cantos poligénicos (Terrazas) (34). Pleis-toceno	55
1.4.4. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcilla (Fondos de Valle y aluvial) (35). Pleistoceno su-pe-rior - Holoceno	55
1.4.5. Gravas y cantos poligénicos. Arenas (conos de de-yección) (36). Holoceno	55
1.4.6. Gravas, cantos y bloques angulosos de cuarcita (Pedreras) (37). Holoceno	56
2. TECTONICA	56
2.1. TECTONICA REGIONAL	56
2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA	57
2.2.1. Los materiales	57
2.2.2. Las fases de deformación	58
2.2.3. Dominios estructurales	64
2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	69
3. GEOMORFOLOGIA	70
3.1. LAS SIERRAS CUARCITICAS	71
3.2. LLANURAS Y DEPRESIONES SOBRE MATERIALES PRECAMBICIOS	71

3.3.	LA DEPRESION SINCLINAL O VAL COMPLEJO DE HERRERA DEL DUQUE	72
3.4.	LAS PLATAFORMAS DE LA RAÑA Y RELIEVES SOBRE MATERIALES TERCIARIOS	73
3.5.	EVOLUCION DEL RELIEVE	73
4.	PETROLOGIA	74
4.1.	ROCAS SUBVOLCANICAS	74
4.2.	ROCAS FILONIANAS	75
5.	HISTORIA GEOLOGICA	75
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	81
6.1.	MINERIA Y CANTERAS	81
6.2.	HIDROGEOLOGIA	82
7.	BIBLIOGRAFIA	82

0. INTRODUCCION

La Hoja de Herrera del Duque se encuentra situada al NE de la provincia de Badajoz e incluye, en su zona más oriental, una pequeña parte de la de Ciudad Real.

Topográficamente se reconocen dos áreas claramente diferenciables. Al SO el relieve se caracteriza por su suavidad, estando constituido por una monótona sucesión de lomas y amplios valles, con cotas entre los 400-500 m. En general se aprecia en este área una pendiente decreciente de la topografía en dirección SO.

Por otra parte la mitad nororiental de la Hoja se distingue por presentar un relieve más abrupto en el que son reconocibles dos alineaciones serranas, de cotas próximas a los 800 m y con dirección aproximada NO-SE. Entre ambas se localiza un amplio valle con relieves internos notables (500-600 m).

La Hoja se sitúa en la cuenca del río Guadiana y la red fluvial principal está constituida por los ríos Siruela y Guadalemar, al sur, y el Arroyo de Valmayor al norte.

La densidad de la población en el área es baja, y se encuentra concentrada de forma casi exclusiva en Herrera del Duque, Fuenlabrada de los Montes y Garbayuela.

La vegetación existente en la zona también se encuentra relacionada

con las dos áreas geográficas citadas. Así, en la mitad sur, dominan las dehesas con forestación dispersa de encinas y alcornoques. En las zonas serranas la vegetación es más densa, con abundancia de jarales, siendo frecuentes las repoblaciones de eucaliptus y pinos.

Excepto en las zonas más llanas, la topografía hace inviable el cultivo de cereal. La mayor riqueza del área la constituyen la ganadería oviña, los olivares y las masas forestales de repoblación.

Los materiales aflorantes corresponden en su mayoría, al Precámbriko y Paleozoico, existiendo también sedimentos pliocenos y cuaternarios.

El Precámbriko, no metamórfico, se localiza en la mitad suroccidental de la Hoja (Domo extremeño) así como en la región de Fuenlabrada de los Montes (Cierre del Anticinal de Ibor-Guadalupe). Se presenta en dos grupos de facies separados por una discordancia angular que presentan características estructurales y sedimentológicas diferentes.

Los sedimentos paleozoicos más antiguos que afloran en la zona corresponden al Ordovícico inferior, no existiendo por tanto materiales atribuibles al Cámbrico. Destacan, por su morfología, los bancos correspondientes a la Cuarcita Americana, que generan todos los relieves en las sierras de la zona septentrional de la Hoja.

En la zona comprendida entre las dos alineaciones serranas existentes en la Hoja, se ubican sedimentos más modernos del Ordovícico-Silúrico y Devónico. Se trata de pizarras y cuarcitas dominantes con algún tramo carbonatado.

Por último, sedimentos pliocenos tapizan algunos de los pídemontes existentes en la base de los relieves importantes. También deben destacarse los recubrimientos de coluviones asociados a las vertientes al pie de los escarpes cuarcíticos.

La zona estudiada se sitúa entre el sector más noroccidental de la Sierra Morena (Valle de Alcudia) y Montes de Toledo y corresponde a la Zona Centro-Ibérica de la división en zonas del Macizo Hespérico según JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE (1972), o Zona Luso Occidental Alcudiente de LOTZE (1945). Se caracteriza por presentar estructuras de plegamiento hercínicas, en las que el Paleozoico se encuentra cobijado en estrechos sinclinales en relación con amplios anticlinorios con núcleo Precámbriko. En la Hoja destaca la presencia del Sinclinal de Herrera del Duque que la atraviesa en zona central, flanqueado al sur por el borde norte del Anticlinorio de Agudo y al norte por el cierre del de Ibor. La estructura general del plegamiento es de dirección N 100° a 110°. Son de gran importancia en la zona las fracturas de dirección N 160° que tienen reflejo a escala regional.

La deformación alpina es muy reducida, limitándose a la removilización de fracturas más antiguas.

Los antecedentes bibliográficos sobre la zona de estudio son nume-

rosos si bien se trata, en muchos casos, de trabajos de índole regional. De entre ellos debe citarse los de GOMEZ DE LLARENA (1916) como uno de los precedentes más antiguos. Ya en época más reciente LOTZE (1956, 1958, 1960 y 1966) y LOTZE y SDZUY (1961) introducen ideas aún vigentes, y su estudio del Macizo Hespérico sirve de punto de partida para numerosos trabajos posteriores. WEGGEN (1955) define, por primera vez en la región, formaciones precámbricas. PUSCHMANN (1964, 1970) establece una estratigrafía para el Devónico en el Sinclinal de Herrera del Duque, Un discípulo de LOTZE, RANSWEILLER (1968) estudia la estratigrafía y tectónica del Paleozoico al norte de Herrera del Duque. BOUYX (1963, 1970) describe los materiales ante-ordovícicos en Ciudad Real y Badajoz y otro geólogo francés SAUPE (1971) se refiere al Ordovícico y Silúrico de Almadén proporcionando además datos regionales de interés. MORENO (1977) en su Tesis Doctoral, efectúa un estudio completo de los Montes de Toledo occidentales con descripciones de la estratigrafía y estructura del Precámbrico y Paleozoico inferior.

HERRANZ, SAN JOSE y VILAS (1977) estudian el Precámbrico bajo un punto de vista fundamentalmente estratigráfico a lo largo de una transversal NE-SO, desde los Montes de Toledo hasta el SO de Los Pedroches. ROBARDET, VEGAS y PARIS (1978) describen el techo del Ordovícico y VILAS, PELAEZ, ARCHE (1979) el Precámbrico del Anticlinorio de Ibor. SAN JOSE (1984) efectúa un estudio estratigráfico detallado de los sedimentos preordovícicos del Anticlinial de Navalpino.

Por último, merece especial mención el trabajo realizado en 1985 por PIEREN como Tesis de Licenciatura y que compendia y discute los datos anteriormente existentes, además de contar con una cartografía geológica detallada.

1. ESTRATIGRAFIA

Los materiales cartografiados en la Hoja abarcan edades comprendidas en el Precámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico Inferior y Superior y demás formaciones post-orogénicas pliocenas y cuaternarias.

La datación de las diferentes unidades cartografiadas paleozoicas ha sido realizada por métodos paleontológicos y correlaciones estratigráficas. La continuidad lateral y constancia regional de ciertas unidades y la riqueza faunística en el siclinal de Herrera del Duque, han facilitado la resolución de la cronoestratigrafía de la Hoja.

1.1. PRECAMBRICO

Los materiales correspondientes al Precámbrico afloran en el núcleo de las estructuras anticlinales y fundamentalmente en la mitad sur de la

Hoja (Anticlinorio de Agudo-Valdemanco) y en la prolongación y terminación SE del Anticinal de Ibor-Guadalupe, que ocupa parte del norte de la misma.

Los límites cartográficos o flancos de estas estructuras vienen perfectamente definidos por las series cuarcíticas discordantes del Ordovícico, que constituyen los relieves más importantes de la región.

Las series precámbricas aparecen recubiertas por materiales terciarios y plio-cuaternarios que adquieren gran importancia al pie de la Sierra del Escorial, no sólo en potencia sino en desarrollo superficial.

Desde el punto de vista estratigráfico se han diferenciado dos Unidades separadas por una discordancia de tipo erosivo y angular (NOZAL y GARCIA CASQUERO, 1985 *in litt*), dichas unidades presentan por tanto, no sólo características estructurales diferentes sino también sedimentológicas.

La Unidad Inferior, siempre de carácter monótono está formada principalmente por grauvacas y pizarras dispuestas de forma rítmica o en potentes tramos, a veces de aspecto masivo o «desorganizado».

Litoestratigráficamente la Unidad Inferior corresponde al «Grupo Domí Extremeno» (ALMADEN-IGME, Proyecto Hespérica), equivalente a las «Capas Facies Alcudia» de BOUYX (1962, 1970), al «Alcudiense Inferior» de TAMAÍN (1972) o al «Grupo Inferior» (Alcudiense inferior) de SAN JOSE (1984). También equivaldría al denominado «Complejo esquistograuváquico» de CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1955) en sentido estricto, aunque éste es un término que a la vista de los conocimientos estratigráficos actuales debería dejar de usarse, pues es demasiado amplio y ambiguo, ya que engloba materiales de la Unidad Superior (discordantes) pertenecientes a otro ciclo o incluso más altos, del Cámbrico Inferior datado.

La Unidad Superior, litológicamente más variada, está formada por pizarras limolíticas con frecuentes intercalaciones de conglomerados, cuarcitas y calizas. Esta Unidad corresponde al «Grupo Ibor-Navalpino» (ALMADEN-IGME) a la «Serie de Hinojosas» de BOUYX (1962) y es también correlacionable con la «Unidad Superior» de NOZAL (1982) y MONTESERIN (1981), y con el «Grupo Intermedio» (Alcudiense Superior) de SAN JOSE (1984).

1.1.1. Unidad Inferior

La Unidad Inferior se caracteriza precisamente por su monotonía y uniformidad litológica. Se han distinguido dos litologías dominantes y una tercera (conglomerados) que aunque con escasa representatividad destaca claramente de las anteriores.

1.1.1.1. *Grauvacas y pelitas. Facies turbidíticas (4). Rifeense superior-Vendiense*

La extensión cartográfica de estos afloramientos es enorme, pero los de calidad suficiente para hacer observaciones y realizar análisis sedimentológicos quedan prácticamente restringidos a los afloramientos «lavados» de los arroyos y ríos importantes, Peluchejo, Guadalemar, Siruela y Agudo. Se describirán por separado los materiales presentes en los Anticlinorios Ibor-Guadalupe y Agudo-Valdemanco.

A) Anticlinorio de Ibor-Guadalupe

Afloran niveles arenosos (grauvacas) de potencia centi-decimétrica con geometría plano-paralela (excepcionalmente pueden aparecer capas métricas originadas por amalgamación de varios niveles) alternando con niveles pelíticos. Aunque no se identifica una tendencia definida, se pueden llegar a reconocer secuencias estrato-crecientes.

El estudio microscópico revela que generalmente son grauvacas de grano medio constituidas por granos de cuarzo, plagioclasas (5-15%) más o menos alteradas, trazas de feldespato potásico alterado (excepcionalmente llegan a un 10%), micas en paso a epimatriz, óxidos de hierro de carácter detrítico (desde trazas al 20%), probablemente por alteración de feldespatos, carbonatos y/o otros fragmentos de rocas, en abundante matriz sericítico-clorítica, orientada por esquistosidad, que es una epimatriz de alteración diagenética de feldespatos, micas y fragmentos de rocas lábiles, a menudo parcialmente silicificada por sílice microcristalina. Son frecuentes los niveles en que se observa una pequeña proporción (< 10%) de fragmentos de rocas silíceas microcristalinas (sílex); como minerales accesorios aparecen, circón, turmalina y opacos. En ciertos niveles se aprecian trazas de albita y de carbonatos.

Cuando hay gradación en las capas, el muro está constituido por arenitas de composición similar a la descrita y el techo lo forman rocas microbandeadas, con microbandas limolíticas de granos de cuarzo, mica, matriz clorítica (50-60%) parcialmente silicificada y óxidos de hierro de carácter detrítico (15%), con orientación paralela de granos y microbandas más lutíticas y ferruginosas que las anteriores.

En tramos más pelíticos las muestras corresponden a lutitas limolítico-arenosas, con micas y óxidos de hierro en que la matriz es clorítica, con orientación esquistosa. A veces filoncillos finos llenos de cuarzo y opacos que suelen marcar la esquistosidad. Pueden configurarse microbandeados entre estas lutitas y limolitas de composición próxima a las arenitas.

tas generales, apreciándose en alguna muestra como la microbanda de granulometría más gruesa se dispone a techo del bandeado.

No son frecuentes ni variadas las estructuras sedimentarias observadas en estas capas arenosas. La granoclasicación es normalmente muy débil y viene marcada únicamente por un contacto a «muro» más neto (mayor contraste) que a «techo».

No se aprecian estructuras de muro, tan sólo y excepcionalmente pequeños *flutes*, escapes de agua o débiles «huellas de carga». En algunas capas aparecen también laminación paralela a techo (poco potente) y rara vez el intervalo de *ripples*.

Los tramos limolítico pelíticos suelen representar una laminación paralela bien marcada, (aunque la esquistosidad a menudo la enmascara) resaltada a veces por la intercalación de niveles arenosos milimétrico-centimétricos con tendencia a formar *ripples* de corriente (facies acintadas o «*rubannee*» de BOUYX).

En algunos cortes aparecen capas arenosas decimétricas de granulometría media a gruesa, laminación cruzada de media escala (sentido NO) con morfología de barras y continuidad lateral métrica, resultado de un transporte tráctivo (B2 MUTTI).

En los tramos más pelíticos aparecen niveles TBT (porcentaje arena/arcilla del 70-80%), algunas capas de tipo E y niveles eslumpizados de espesor métrico.

Más hacia techo las capas arenosas tienen geometría paralela, espesor centimétrico y predominantemente granulometría de fina a muy fina con laminación paralela y *ripples*.

Las capas turbíticas planoparalelas serían asimilables a las facies de lóbulos, turbiditas del tipo 1 (sensu MUTTI 1985). El sentido de las paleocorrientes es hacia el noreste.

b) Anticlinorio de Agudo Valdemando

Comprende alternancias decimétricas a métricas de lutitas y grauvacas o areniscas grauváquicas, a veces de grano grueso o microconglomeráticas. En su mayor parte las alternancias son inferiores a 15 cm, pero localmente los bancos de grauvacas masivas alcanzan 2 e incluso 3 m de potencia. En esta zona las áreas con grandes paquetes de grauvacas tienen una dirección N25-30 aprox. Estos grandes paquetes se integran en niveles de 30 a 50 m de espesor separados por tramos con predominio lutítico de 20-30 m de potencia.

Petrológicamente las areniscas son grauvacas y micrograuvacas con cierta textura bastosamítica, definida por la presencia de pequeños clastos de cuarzo, plagioclásas y diversos fragmentos de roca (incluso car-

bonatos y esquistos), rodeados por una mesostasis microcristalina, cuarzo-micácea.

Las grauvacas microconglomeráticas presentan clastos de cuarzo, plagioclasa, sericita, moscovita, filitas y lidita, con matriz cuarzo-sericítica, a veces clorítica. Según SAN JOSE (1984) la existencia de cuarzos idiomorfos y/o con gollos de corrosión, y de plagioclasa de tendencia albítica como accesorio importante, indica relación estrecha con un volcanismo ácido de composición riolítica. También aparecen carbonatos como clastos, pero éstos aparecen más frecuentemente como cemento.

Pese a encontrarse canales microconglomeráticos en la base de algún banco grauváquico predominan con mucho las lutitas y grauvacas, pudiéndose reconocer secuencias canalizadas con término basal masivo o granclasificado de grano grueso a medio, a veces con lenticulas arcillosas aplastadas. Se observan también otras estructuras como huellas de carga, estructuras en llama y pseudo-nódulos que ponen de manifiesto fenómenos de hidroplasticidad. Todas estas características están relacionadas con un transporte del material bajo condiciones de corriente densa que se pueden reconocer en casi todos los afloramientos de la Hoja. Las secuencias turbidíticas completas (TABCDE, según el modelo de BOUMA) se observan bien en la zona de gruesos paquetes al noreste de Siruela y Tamurejo, así como al norte de Agudo, pero por lo general no son muy frecuentes. Normalmente se reconocen secuencias truncadas con predominio de los términos CDE, o simplemente alternancias de términos CD, que reciben el término informal de pizarras listadas.

La variación de las distintas facies es muy probablemente causada por una marcada inestabilidad de la cuenca.

Estos materiales se consideran cronológicamente como pertenecientes al Precámbrico superior (Rifeense superior-Vendiense).

1.1.1.2. *Limolitas, pelitas y grauvacas (Facies desorganizadas) (6).* *Rifeense superior - Vendiense*

A nivel cartográfico, se puede observar claramente en el extremo oriental de la Antiforma de Ibor un predominio de los materiales limolítico-pelíticos masivos que intercalan potentes tramos de aspecto desorganizado. Otros afloramientos semejantes se sitúan en la margen izquierda del Guadiana, aguas abajo de la cerrada del embalse de García Sola.

Las limolitas presentan laminación paralela o un ligero bandeado marcado por cambios de granulometría. Los tramos desorganizados se presentan como pelitas muy esquistosadas entre las que aparecen lentejones, cantos y bolos más arenosos, ocasionalmente algo dolomíticos. Se

correlacionan en paso lateral y vertical con turbiditas normales y *slumps* pelíticos.

La composición petrográfica es semejante a la de los materiales de la unidad anterior (4) a los que cambian lateralmente.

En general el «grado de desorganización» aumenta cuanto mayor es el predominio de los materiales finos; si predominan las grauvacas, la estratificación está mal definida o distorsionada, careciendo las capas de continuidad lateral, presentando los afloramientos forma de «mogotes» de contactos difusos. Se trata de acumulaciones constituidas exclusivamente por material turbidítico recientemente depositado y posteriormente deslizado y desorganizado por cualquier causa de inestabilidad.

Esta serie desorganizada constituida por *slumps*, *debris*, *flows* y *mud flows*, estaría situada en una zona de talud, y la superposición de los diferentes eventos estarían provocados por inestabilidad gravitacional o tectónica. A techo de este tramo se encuentran capas arenosas tipo B2 y E, con *slumps* y *debris flows*, que estarían situadas en una zona de *By passing*. Las paleocorrientes nos indican un sentido de aporte NO.

1.1.1.3. Conglomerados (5). Rifeense superior - Vendiense

Forman niveles discontinuos de espesor métrico o decamétrico y del orden de centenares de metros de extensión lateral, intercalados con areniscas de grano medio-fino y limolitas. Aparecen en el flanco NE de la estructura de Ibor y bajo la Cuarcita Armoricana en la cerrada de la Presa de García Sola (Anticlinorio de Agudo-Valdemanco).

a) Anticlinorio de Ibor-Guadalupe

La descripción del corte que mejor aflora, que es el de casa de «Los Ayernales», situado en la vecina Hoja de Castilblanco (15-29) sería la siguiente de muro a techo:

- Alternancia de areniscas y pelitas, las capas arenosas tienen potencias centi-decimétricas, geometría planoparalela, granulometría fina a muy fina, laminación paralela y *ripples*.
- 50-60 m. Conglomerados de matriz arenosa abundante con cantos bien redondeados, mayoritariamente de cuarzo blanco (80%), lítitas y areniscas grauváquicas; el tamaño medio es de 3-5 cm, llegando el máximo hasta 12 cm de diámetro. Las condiciones de afloramiento no permiten determinar la geometría y organización

- interna de los mismos, pero parecen corresponder a un *Sandy debris flow*.
- 12-20 m. Se distinguen dos niveles, el inferior (5-8 m) constituido por amalgamación de capas arenosas decimétricas de granulometría gruesa y microconglomerática, con granoclasificación positiva y cantes blandos en la base; lateralmente las capas se acuñan y se erosionan entre sí. El nivel superior (8 m aprox.) está constituido por 3-4 niveles conglomeráticos (70-60 cm) intercalados entre areniscas de grano fino.

La naturaleza de los cantes y el tamaño de los mismos es similar a los del *debris flow* pero en este caso, la matriz (arena fina) es intersticial, estando los cantes en contacto (ortoconglomerados). La dirección de paleocorrientes deducida de la disposición de los ejes mayores de los cantes es N-S.

En conjunto estos dos niveles se acuñan lateralmente y la morfología observada es de base canalizada y techo plano.

- Limolitas masivas.

Las muestras estudiadas son areniscas de grano medio formadas por granos de cuarzo, plagioclásas (10%) y micas en paso a epimatriz, trazas de albita, fragmentos de sílex (15%) y una importante fracción (hasta 20%) de fragmentos de rocas lábiles (en algún caso se reconoce que son grauvacas) en fase de «matriización». La matriz (25%) es clorítica muy silicificada por sílice microcristalina. Se observa tendencia a orientación paralela de los granos.

Se interpretan como canales turbidíticos, siendo la dirección de aporte hacia el norte.

b) Anticlinorio de Agudo-Valdemanco

Dentro del Precámbrico y en las inmediaciones de la Presa de García de Sola aparecen unos afloramientos de conglomerados y microconglomerados intercalados dentro de la unidad anterior de Grauvacas y Peilitas (4).

Dos hechos relacionados con su extensión y situación de afloramiento han de ser destacados. Por un parte los afloramientos de conglomerados se acaban contra una falla dextral de importancia regional sin que vuelvan a aparecer en algún otro lugar en el otro labio de falla. En esta zona la unidad está en contacto discordante con la cuarcita armónica, prolongándose los afloramientos unos 5 km al este y observándose una pequeña disminución de potencia.

Los conglomerados aparecen 200 m al sur de la presa y se presen-

tan en afloramientos muy masivos, que alcanzan 60 m de potencia. Observados en corte artificial se observa claramente polaridad hacia el sur en bancos desde 40 m a 3 m de potencia, a veces con clara morfología de canal. Se ve también granoclasicación positiva, estructuras *trough* y laminación cruzada de surco. Macroscópicamente reconocemos un conglomerado ortosostenido, de cantos bien redondeados de cuarcita y cuarzo de 1 a 2 cm de media y 3,5 cm de centí, con cantos de lidita que constituyen hasta un 3% de la roca y a veces de esquistos y metacuarцитas negras listadas. El empaquetamiento es muy bueno dando a la roca una gran compacidad que no permite observar esquistosidad alguna. Hacia techo aumenta la fracción arenosa, encontrándose microconglomerados e incluso grauvacas y litoarenitas. La roca presenta un grado de silicificación bastante alto.

La secuencia sería la siguiente de muro a techo:

20 m de conglomerados ortosostenidos masivos.

15 m conglomerados ortosostenidos, con morfología de canal e intercalaciones de tamaño arena, fundamentalmente grauváquicas.

12 m Secuencias de granoselección positiva 0,4 a 1 m de potencia, con ortoconglomerados en la base y areniscas gruesas a techo.

7 m Alternancia de subgrauvacas, litoarenitas y microconglomerados, siendo las rocas de fracción arena las predominantes.

El estudio petrográfico de estos conglomerados muestra un ortoconglomerado con clastos de metacuarrita fundamentalmente de 3 cm de centí. Los cantos no están muy redondeados, e incluso muestran aristas, presentando zonados por cúmulo de tensiones. Se reconoce un número alto (5%) de cantos de lidita de menor tamaño. La matriz de tamaño arena media está compuesta por fragmentos muy angulosos de cuarzo; los intersticios están llenos por cristales detriticos de micas. Los cantos de cuarzo de 0,8 a 1 mm suelen tener las aristas trituradas. Más del 20% de la matriz es de tamaño arcilloso y la presencia de micas en la misma es pequeña.

Sedimentológicamente se interpretan como una zona de canales dentro de un aparato turbítido.

Son correlacionados por SAN JOSE 1984, con los conglomerados de Las Torrecillas en el extremo noroccidental del Anticlinal de Navalpino. «Fragliche Unter-Kambrisches Konglomerate» de RANSWEILLER, 1967. SAN JOSE, 1984 considera a estos conglomerados dentro del conjunto inferior aunque no considera claras las relaciones geométricas entre esta unidad y la anterior, apuntando la posibilidad de una discordancia entre ambas.

Como parte del conjunto inferior se le supone una edad Rifeense superior - Vendiente.

1.1.2. Unidad Superior

La Unidad Superior, discordante sobre la anteriormente descrita está formada por un conjunto limolítico-pelítico de aspecto bandeado con intercalaciones de areniscas (a veces conglomeráticas), calizas y calcoesquistos; en las pelitas se han encontrado restos de algas macroscópicas clasificables dentro del grupo Vendotaenidae.

Los afloramientos, constituyen fundamentalmente sinclinales más o menos complejos o fracturados, se sitúan próximos al flanco NE del Anticinal de Ibor-Guadalupe y en el borde sureste de la Hoja apareciendo cubiertos discordantemente por el Ordovícico Inferior.

La potencia de esta unidad no suele superar los 150 m en el ámbito de la Hoja, pero hacia el NO dentro de la estructura de Ibor llega a superar los 700 m (Embalse de Valdecañas. Hoja 13-26; Puerto del Hospital del Obispo, Hoja 14-27).

1.1.2.1. *Limolitas compactas y areniscas (7). Vendiene*

Estos niveles se reconocen bien en el campo, pues dada su mayor resistencia a la erosión originan pequeñas cornisas y resalte que sobresalen del resto de los materiales de la serie. Afloran exclusivamente en la base de la Unidad Superior en el cierre del Anticinal de Ibor.

Litológicamente son areniscas groseras, a veces conglomeráticas areniscas cuarcíticas de grano fino con colores verdes-grisáceo a pardo-rojizo por alteración y limolitas compactas. Al microscopio son areniscas y limolitas formadas por cuarzo, plagioclasas en paso a epimatriz, granos de sílex, micas y fragmentos de rocas lábiles muy alteradas a epimatriz clorítica.

Algunas capas presentan bases erosivas o canalizadas y techos planos suavemente ondulados internamente; presentan laminación cruzada en surco (*festoon*). Localmente este tramo (15-20 m de potencia) está constituido por varios ciclos negativos estratocrecientes de 2 a 5 m. En la base de los ciclos aparecen capas milimétricas y centimétricas con laminación paralela y *ripples*, en ocasiones de oleaje; el porcentaje de arena es aproximadamente del 70-80%. A techo del ciclo las capas tienen un espesor decimétrico (hasta 80 cm) y son areniscas cuarcíticas limpias de granulometría media a fina; internamente se distingue una laminación producto del oleaje. El contacto entre las capas es muy ondulado, sin pelitas intercaladas; en muchos casos las capas se adaptan y se cortan unas a otras. Lateralmente estos ciclos se acuñan pasando a limolitas compactas y distinguiéndose una acrección a gran escala con morfología de barras, en los que pueden reconocerse el *foreshore* y *shoreface*.

1.1.2.2. *Conglomerados y areniscas. (8). Vendiense*

Aparecen en la esquina suroriental de la Hoja (Anticlinal de Agudo) constituyendo la base del Grupo intermedio o Alcudiense superior. Sus afloramientos están limitados hacia el oeste por una zona de cizalla muy silicificada.

Presentan dirección E-O y buzamiento de 40° al norte. Están claramente discordantes sobre las series turbidíticas del Alcudiense inferior, que en esta zona tienen dirección N30, y buzamientos subverticales. La serie aparece rubefactada al coincidir su posición con la base de la «Raña».

Esta unidad está formada en su base por cuerpos conglomeráticos de morfología lenticular, con base erosiva y características que evidencian una erosión de la unidad infrayacente. Así en los niveles más bajos encontramos conglomerados constituidos mayoritariamente por cantos de grauvaca, compactados e incluso plegados, de fina matriz pizarrosa, actualmente muy alterada. Los cantos de grauvaca de 2 y 3 cm de tamaño son subangulosos. Tanto el tamaño, como la débil competencia de este material indican que el transporte ha sido muy breve.

Hacia techo y en pocos metros los conglomerados evolucionan rápidamente, siendo más abundantes los ortosostenidos de cuarzo y cuarcita fundamentalmente, de 0,5 a 1 cm de tamaño de grano y matriz grauváquica de grano fino. Aunque hay escasos interestratos arenosos, estos conglomerados presentan numerosas superficies de estratificación. En esta Hoja aparecen 2 niveles de unos 20 m de espesor separados por una intercalación de 10 a 12 m de areniscas (litarenitas).

Son correlacionables con los conglomerados de la Sierra de la Zarzuela (SAN JOSE, 1984) y con la base de la serie superior conglomerática de BOUYX (1970) del Anticlinorio de Agudo-Valdemanco y con los conglomerados de Nuestra Señora de la Antigua del Anticlinal de Navalpino (SAN JOSE, 1984) que yacen bajo series con icnofauna vendiense.

1.1.2.3. *Limolitas y pelitas con areniscas (conglomerados en el borde sureste) (9). Vendiense*

En el cierre del *Anticlinal de Ibor* dominan las limolitas y pelitas. Estas litologías se pueden presentar masivas con color verde azulado y más frecuentemente en bancos decimétricos a métricos que dan resaltes topográficos de tonalidades verde amarillentas por alteración. Estos bancos están formados por láminas milimétricas a centímetricas planoparalelas alternantes, de diferente granulometría, formadas por términos arenosos finos (limolitas) de colores pardo-grisáceo con laminación parale-

la y *ripples* y pelitas de color gris-verde claro, a veces con abundante materia orgánica. Cuando se alteran estas facies dan un característico aspecto acintado o bandeados «bicolor». Microscópicamente son rocas microbandeadas en las que alternan nívelillos de limolitas formadas por granos de cuarzo, óxidos de hierro detrítico y matriz clorítico-serícita, con otros mucho más serícitos (arcillosos) y ferruginosos.

En los bancos más limolíticos la proporción arena/pelita oscila aproximadamente de 70-80%, mientras que en los tramos pelíticos la relación baja hasta el 10% aprox. Estas finas alternancias parecen corresponder a turbiditas diluidas.

Algunos niveles carbonatados muy delgados aparecen intercalados en el conjunto de la serie, sobre todo hacia el noroeste del Anticlinal de Ibor (Hoja 15-29: Castilblanco). El tránsito de las «facies terrígenas» a las «carbonatadas» es normalmente gradual, apareciendo finas intercalaciones calcáreas entre las limolitas, que, van aumentando en número y potencia, hasta constituir un tramo carbonatado, en el que por lo general, siempre se mantienen finas intercalaciones centimétricas de limolitas o pizarras grises.

Estos materiales corresponden a una plataforma detrítico carbonatada distal con escasos aportes.

En el *Anticlinorio de Agudo-Valdemanco* (borde sureste de la Hoja) afloran litarenitas, subgrauvacas, limolitas y pelitas.

La sucesión reconstruida a base de afloramientos aislados es, de muro a techo la siguiente:

- 30 m. de litarenitas verdosas con laminación cruzada y *ripples* de oscilación.
- 60 m de limolitas verdosas, homogéneas, masivas con esporádicas intercalaciones de areniscas.
- 10 m de conglomerados y areniscas feldespáticas. Los clastos son de cuarzo subredondeado de tamaño inferior a 1 cm, cuarcita negra subangulosa de hasta 5 cm y lidita redondeada. Están dispuestos en cuerpos lenticulares con morfología de canal.
- 40 m en los que alternan lutitas y limolitas verdes con areniscas finas y medias (litarenitas).
- 20 m de pelitas verdosas homogéneas.

Por el momento no se dispone de datos que permitan una correcta interpretación sedimentológica de la unidad. Tentativamente se interpretan como depósitos de plataforma somera, más proximales que las anteriores, que evolucionan temporalmente a facies más distales dentro de ella.

En conjunto esta unidad cartográfica es correlacionable con el Alcu-diente superior de HERRANZ *et al* (1977) o Grupo intermedio de SAN JOSE (1984), asignándosele una edad Vendiente medio-superior.

1.2. PALEOZOICO

Aflora en el flanco nororiental del Anticlinorio de Ibor y sobre todo en el Sinclinorio de Herrera del Duque, en el que aparecen materiales que van desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico superior, afectados por lagunas estratigráficas de mayor o menor intensidad.

En la sucesión paleozoica de la Hoja pueden distinguirse varios ciclos sedimentarios mayores: Ordovícico inferior (Llanvirniense inferior - Cacluido), Llanvirniense-Llandeiloense inferior, Llandeiloense inferior - Caradociense inferior, Ashgillense superior - Llandoveryense superior, Llandoveryense superior a Devónico inferior, Devónico inferior y Devónico superior.

En general estos ciclos tienen carácter «regresivo» comenzando por sedimentos de plataforma abierta o talud.

Los trabajos de mayor interés sobre el Paleozoico del área ocupada por la Hoja y zonas limítrofes son los de RANSWEILLER (1968) sobre la estratigrafía y tectónica del sector situado inmediatamente al norte de la zona estudiada, en la región de Helechosa y Villarta de los Montes; PUSCHMANN (1964 y 1970) sobre la estratigrafía del Ordovícico, Silúrico y Devónico del Sinclinal de Herrera y la Tesis de Licenciatura de PIREN (1985) quien revisa los datos anteriores.

1.2.1. Ordovícico

1.2.1.1. *La serie del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía*

Regionalmente el Ordovícico inferior se sitúa mediante discordancia angular sobre los materiales del Cámbrico y Precámbrico. Está constituido por dos unidades, claramente diferenciables, muy bien representadas en el corte del río Estena (Hoja 16-28: Anchuras) situado al noroeste de la zona estudiada.

La primera unidad, situada en este conocido corte por encima de la discordancia, corresponde a las denominadas «Capas Intermedias» o «Zwischenschichten» de LOTZE (1956) («serie purpúrea» o «serie coloreada»), que entre 30 y 50 m de su muro proporcionaron a MORENO et al (1976) *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *Rusophycus* sp. y *Diplichnites* sp. El primer icnofósil citado prosigue su representación en niveles más modernos de la unidad de forma esporádica, acompañado también por *C. goldfussi* (ROUALT) y abundantes *Skolithos* sp. Siguiendo a los mismos autores, la Cuarcita Americana suprayacente contiene una asociación de icnofósiles muy característica, que suma *C. rugosa* D'ORBIGNY

a los ya mencionados *C. Goldfussi* y *C. furcifera* representados en la unidad anterior. Por otra parte, es conocida la presencia de trilobites: *Asaphina* en las facies más puramente cuarcíticas de la Formación Cuarcítica Armoricana del corte del río Estena.

Respecto a la datación de ambas unidades, MORENO *et al* (1976) refieren la primera al Tremadoc y la segunda al Arenig, situando «tentativamente» el límite entre las dos series prácticamente en la base de la Cuarcita Armoricana, bajo aquellos niveles donde coexisten las tres icnoespecies de *Cruziana* del «Grupo Rugosa». En nuestra opinión, esta coexistencia es típica de la Cuarcita Armoricana y tramos correlacionables con la misma de otras unidades arenosas del Ordovícico inferior del N y NO peninsular, pero carece de connotaciones cronoestratigráficas propias, que en este caso se presuponían indicativas del Arenig. En el momento actual nadie duda que el depósito de la Cuarcita Armoricana s. str. haya tenido lugar durante esta época, como atestiguan los diversos hallazgos de quitinozoos y acritarcos efectuados en áreas alejadas geográficamente. La inexistencia de *C. rugosa* en las «Capas intermedias» puede, por otra parte, deberse a diversos factores (extrema rareza, ambientes inadecuados para su producción o conservación, etc.), pero su mera ausencia no tiene por qué conducir a sospechar la asignación de estos materiales al Tremadoc. Según este tipo de planteamientos, la Cuarcita Armoricana probablemente no sería Arenig, porque en este afloramiento no contiene *C. imbricata*, una icnoespecie restringida a dicha época; y a la inversa, los materiales datados como Tremadoc en la Cordillera Ibérica resultarían «probablemente» Arenig en aquellos tramos que proporcionan exclusivamente *Cruziana* del Grupo *rugosa*, cuyo registro comienza allí en la época mencionada.

La presente discusión ejemplifica como un límite cronoestratigráfico establecido tentativamente con argumentos paleontológicos en un corte relevante, pasa en sucesivos trabajos a ser considerado irrefutable, una deducción extraída del gran número de trabajos que consideran como Tremadoc los materiales ordovícicos discordantes sucedidos por la Cuarcita Armoricana. Hasta la fecha, todos los argumentos paleontológicos esgrimidos en este sentido carecen de fundamento. El desarrollo sedimentario de ambas unidades unido a su comparación con los grandes ciclos transgresivos-regresivos registrados a escala global indica con mayor probabilidad una edad post-Tremadoc (Hunneberg?-Arenig) para todo el conjunto.

Por último, los «Estratos Pochico» que sirven de tránsito entre La Cuarcita Armoricana y las Capas con Tristani, no nos han proporcionado en el área de la Hoja más que restos de icnofósiles indeterminables. No obstante, en el corte del río Estena el tramo inferior de la unidad contienen extensos hiporelieves de *C. goldfussi* (ROUAULT) y *C. furcifera* D'OR-

BIGNY, mientras que en niveles superiores hemos detectado una lumaquela ferruginosa de espesor centimétrico con braquiópodos inarticulados de aspecto Arenigiense (*Lingulepis* sp.), así como raros trilobites, *Ogyginus americanus* (TROMELIN y LEBESCONTE). La existencia de estos fósiles hace pensar que buena parte de la unidad corresponde todavía al Arenig, localizándose su límite con el Llanvirn en los niveles próximos al techo. Esta última consideración proviene del hallazgo de bivalvos del Llanvirn inferior en dicha posición estratigráfica dentro de la Hoja 18-28 (Las Guadalerzas). De todos modos, la posición exacta de dicho límite no puede ser fijada hasta ahora en ningún corte, y es posible que incluso pueda fluctuar bastante dentro de la parte más alta de la unidad, llegando a situarse eventualmente en el techo de la misma.

1.2.1.2. Areniscas, cuarcitas y pizarras. Serie intermedia o Serie Púrpura (10). Ordovícico inferior

Esta unidad se sitúa discordantemente sobre los sedimentos pelítico-grauváquicos del Precámbrico y bajo las cuarcitas en Facies Armoricana que la recubren en forma extensiva. Corresponde a la Serie intermedia de LOTZE (1956), Formación de base de TAMAIN (1972), Serie púrpura o Lie de vin, etc.

Las Cuarcitas Armorianas generan los relieves principales del área, por lo que el tramo que nos ocupa se sitúa morfológicamente en las vertientes de estos resaltes. Esta circunstancia provoca la existencia de un importante recubrimiento de coluviones que dificulta grandemente la observación.

Su potencia es muy variable, alcanzando un máximo próximo a los 300 m en la región oriental. Este espesor disminuye sensiblemente hacia el oeste, donde llega a faltar en varias zonas.

Su estudio se ha realizado a partir de la sección de Fuenlabrada de los Montes (x: 493.175, y: 504.125) levantada en el camino que desde este pueblo se dirige al Puerto de Zumajo Viejo.

En este punto se han medido un total de 265 m de sedimentos atribuibles a esta unidad, pudiendo diferenciarse inicialmente dos grandes tramos. El inferior (0 a 230 m) constituye una megasecuencia granodecresciente hacia el techo y el segundo (230 a 265 m) representa el tránsito a las facies de la Cuarcita Armicana con una litología más monótona.

— La parte basal de la unidad, de unos 80 m de potencia está formada por una alternancia irregular de microconglomerados, areniscas gruesas, a veces con cantos de pizarras, areniscas cuarcíticas, arenis-

cas finas y limolitas laminadas con colores beiges y rosado-violáceos. Petrográficamente las primeras son cuarcitas de grano grueso y microconglomeráticas formadas por granos redondeados de cuarzo, fragmentos de cuarcitas y rocas silíceas finas microcristalinas y óxidos de hierro de carácter detritico. Epimatriz sericítica con zonas de caolinita por alteración de feldespatos. Textura de esqueleto denso, con contactos muy interpenetrados de presión-solución, a veces con granos rotos por cataclasis y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios con orientación y alargamiento.

Las principales asociaciones de facies son: (Fig. 1)

- a) Niveles decimétricos de microconglomerados y areniscas gruesas con base suavemente erosiva, masivos o con laminación cruzada a los que siguen areniscas y cuarcitas con laminación cruzada. Direcciones de aporte NE-SO en conglomerados.
- b) Niveles métricos formados por la amalgamación de capas decimétricas de areniscas y cuarcitas con laminación cruzada. Paleocorrientes prácticamente contrapuestas medidas en bancos separados hacia el NO y SE, dominando estas últimas.
- c) Limolitas con laminación paralela en bancos métricos que intercalan areniscas centi-decimétricas con laminación cruzada y *ripples*.

— Afloran a continuación 100 m muy cubiertos a techo de areniscas cuarcíticas, areniscas finas y limolitas laminadas, beiges. Las arenitas estudiadas son de grano medio y fino, incluso limolíticas, de composición y textura similares a las anteriores. Hay niveles en que las rocas son areniscas con epimatriz poropelicular de sericita-caolinita-con contactos de presión-solución poco desarrollados. Como accesorios aparecen circon, turmalina y rutilo. Algunas muestras están afectadas de intensa cataclasis con formación de matriz microcristalina en los límites de rotura. Alternan las asociaciones de tipo c con las de tipo b, si bien en algunos bancos de cuarcitas se aprecia laminación paralela o de bajo ángulo y bioturbación (*skolithos*).

— A techo y sobre un importante tramo cubierto, incluido en el nivel anterior aparecen 85 m de cuarcitas, areniscas cuarcíticas y areniscas beiges y blancas con *skolithos*. Las muestras correspondientes a este tramo de transición a la Cuarcita Armoricana no tienen ni matriz ni óxidos de hierro con lo que adquieren características de composición y textura similares a la formación suprayacente.

Predominan los niveles decimétricos de:

- d) Cuarcitas bioturbadas (*skolithos*) masivas, a veces seguidas de cuarcitas con laminación paralela o HCS que cortan la bioturbación.
- e) Cuarcitas con laminación paralela y *ripples* de oscilación a techo.

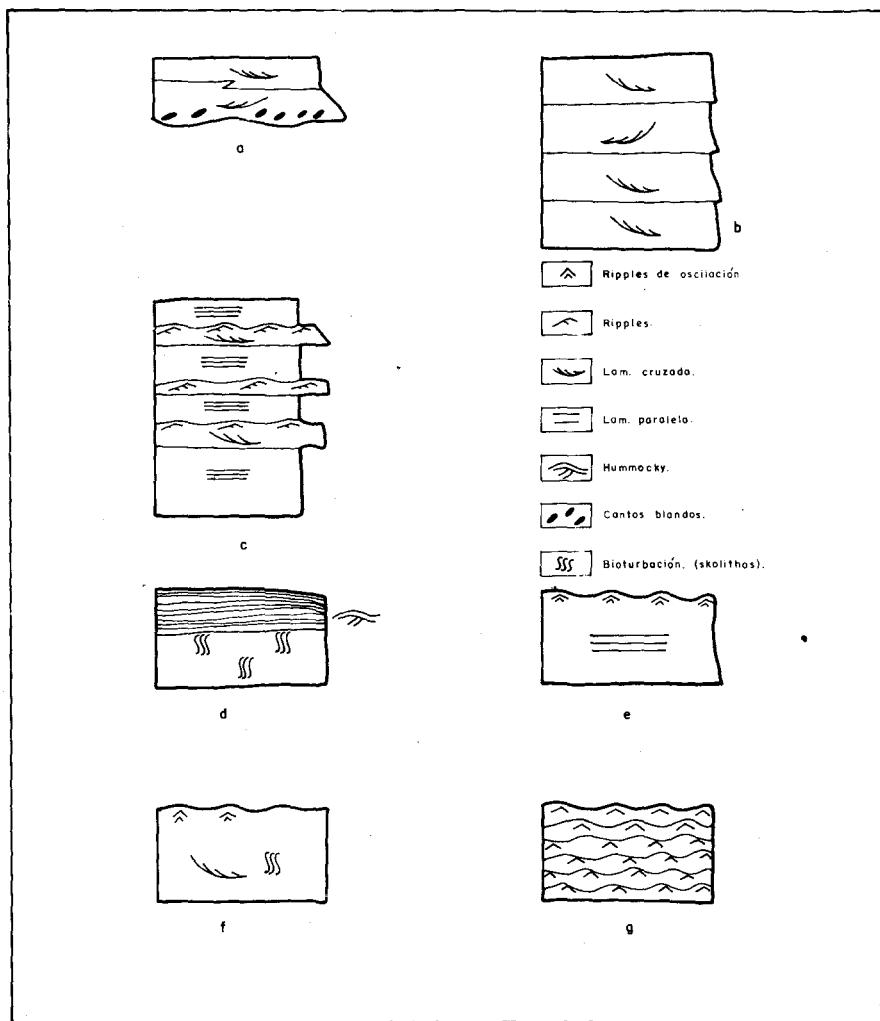


Fig. 1. Principales facies y asociaciones en la Serie Intermedia.

- f) Cuarcitas con laminación cruzada y bioturbación (*skolithos*), a veces con *ripples* de oscilación a techo.
- g) Areniscas cuarcíticas y areniscas con estratificación ondulada debida a *ripples* de oscilación.

Como ya hemos indicado, esta unidad del Ordovícico inferior puede llegar a faltar, produciéndose además, importantes variaciones faciales. Así, en la vecina Hoja de La Puebla de Don Rodrigo (16-30), situada al este, se ha levantado una sección parcial que comprende sólo la parte inferior de la unidad, y en ella se observa una mayor abundancia de términos conglomeráticos. Por otra parte, al noroeste, en la Hoja de Castilloblanco (15-29) los sedimentos equivalentes se presentan en facies más finas, con dominio de los términos limolíticos sobre las areniscas, cuarcitas y microconglomerados. Se ha depositado sobre un paleorrelieve, probablemente controlado por la tectónica sárdica. El afloramiento estudiado no permite precisar mucho sobre la geometría de los cuerpos sedimentarios y la sucesión o tendencias de las facies, de modo que la interpretación es algo comprometida o dudosa.

Los 80 m inferiores pueden corresponder a una zona fluviomarina o marina somera con abundantes aportes fluviales y cierta influencia marreal que se marca en los sentidos opuestos de algunas paleocorrientes. Hacia arriba el carácter marino es más evidente, con depósitos de barras sobre una plataforma lutítica sometida al oleaje y eventualmente afectada por las tempestades. La serie de tránsito a la Cuarcita Armoricana puede interpretarse como depósitos de barras de mar somero temporalmente sometido al oleaje de tempestad.

La edad de este conjunto es Ordovícico inferior, probablemente Hunnebergiense-Arenig. (ver 1.2.1.1.).

1.2.1.3. *Ortocuarcitas. (Facies Armoricana) (11). Ordovícico inferior. (Arenigiano)*

Aflora extensamente en las zonas central y septentrional de la Hoja. Morfológicamente y debido a su naturaleza litológica, se presenta como un resalte de gran continuidad que dibuja claramente la estructura de la zona, constituyendo un claro nivel de referencia válido regionalmente.

Su estudio se ha realizado principalmente a partir de la sección de La Caida (x: 479.775, y: 506.950), levantada aproximadamente 1 km al oeste de la Ermita de Consolación, al SO de Herrera del Duque.

En este punto se han medido 300 m de cuarcitas blancas frecuentemente cristalinas de grano fino a medio, estratificadas en bancos decimétricos o métricos. El conjunto se presenta como una sucesión de potentes tramos cuarcíticos separados por otros más blandos formados por

cuarcitas y areniscas cuarcíticas tableadas, generalmente semicubiertos, constituidos por sedimentos más finos: areniscas y limolitas arenosas. En algunos de estos niveles se ha observado la existencia de brechas muy bioturbadas, así como de areniscas microconglomeráticas tapizando niveles cuarcíticos.

La Cuarcita Armoricana es extensiva sobre el paleorrelieve relleno por la Serie Púrpura inferior, llegando a situarse directamente sobre materiales precámbricos.

Petrográficamente se trata de cuarcitas de grano fino formadas por granos subredondeados de cuarzo con textura de esqueleto denso y contactos suturados por intensa presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios y orientación-alargamiento de los granos. Son frecuentes los niveles en que, dentro de la masa de cuarzo fino, destacan algunos granos dispersos de cuarzo de tamaño medio y/o grueso. A veces presentan fracturas con cuarzo (y localmente con óxidos de hierro) muy modificados por cataclasis (a veces con formación de matriz cataclástica). Como accesorios se han determinado círcón, turmalina, rutilo y óxidos de hierro, ocasionalmente concentrados en estilolitos.

La sucesión se ordena en megasecuencias decamétricas, espesor creciente de capas de cuarcita entre lutitas, o cuarcitas tableadas bioturbadas. Se trata de barras de arena de altura métrica con caras de avalancha simples que no suelen verse bien y *megaripples* superpuestos que generan estratificación cruzada de pequeña a mediana escala a techo de los sets de gran escala producidos por la migración de la cara de avalancha de la barra. En algunos casos el techo de las barras está bioturbado por *Skolithos* y en planta se ven los cráteres de arena de los tubos que excavaron. Entre las barras quedan zonas más bajas topográficamente que son ocupadas por unidades de arenas que compensan los desniveles.

Los *megaripples* se mueven por corrientes, pero no se ha encontrado ningún rasgo que permita aseverar de qué tipo son. Se han medido paleodirecciones de sentidos opuestos pero no en sets adyacentes formando estratificación cruzada en *herring bone*. Así pues no es fiable atribuirlos a corrientes mareales y más cuando no se encuentran otros rasgos considerados como característicos de las mareas tales como las parejas de láminas o las variaciones regulares del espesor de las láminas del *foreset*. En consecuencia, pueden ser corrientes inducidas por los vientos y oleajes dominantes además de corrientes mareales, aún cuando éstas parezcan las más propicias. En cualquier caso las paleodirecciones son transversales a las que presentan los sedimentos de la serie Púrpura infrayacente.

Hacia la parte alta de la sucesión se hace más evidente la acción de

retrabajado del oleaje en forma de laminación paralela y laminación cruzada de *ripples* de oscilación.

En conjunto lo más destacable de la Cuarcita Armoricana es su gran extensión superficial, la constancia de las facies, el espesor, la ordenación en megasecuencias CU, así como su paso hacia arriba a sedimentos de plataforma dominada (o al menos afectada) por oleaje.

La extensión y la constancia de las facies se supone relacionada con el carácter transgresivo de la unidad en el contexto de un margen de cuenca extensivo. La facies de arenas se forma siempre cerca de la costa y se desplaza hacia el continente a medida que asciende el nivel relativo del mar.

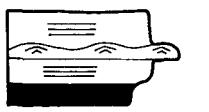
Las megasecuencias CU dentro de cada intervalo areniscoso deben relacionarse con progradaciones de las zonas arenosas de la plataforma sobre las lutíticas, en períodos de gran aporte siliciclástico quizá relacionado con disminuciones de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar.

El dispositivo propuesto supone una cierta heterocronía de las «facies armoricanas» y el diacronismo del límite entre éstas y las alternancias de Pochico, que representarían emplazamientos más distales en las que el agente dominante de transporte y sedimentación son las tormentas.

1.2.1.4. *Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancias de Pochico (12). Ordovícico inferior-medio-Arenigiano-Llanvirniense inferior*

Esta unidad toma su nombre de las series equivalentes o «Capas de Pochico» de Sierra Morena oriental (TAMAIN, 1972). Aparece en las mismas áreas que la descrita en el apartado anterior sobre la que descansa concordantemente y en tránsito gradual.

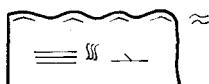
Las condiciones de afloramiento no son buenas, ya que habitualmente, ésta se sitúa en el reverso de las cuestas y *hog backs* generadas por la Cuarcita Armoricana, cuyos derrubios suelen enmascarar los sedimentos de este tramo. Sin embargo, en la zona sur del Collado de Consolación ha sido posible levantar una serie detallada de la base de la unidad. La descripción se realizará en función de los metros observados en esta sección (aprox. 40 m) utilizando asimismo datos obtenidos en zonas límitrofes (Hojas de La Puebla de Don Rodrigo y Castilblanco). Su espesor total varía de 80-100 en el oeste del Sinclinal de Herrera del Duque a 150-200 m en la zona este de la Hoja.



a



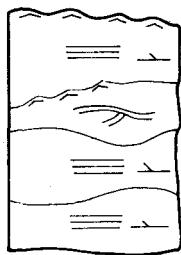
b



c



d



e

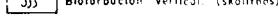
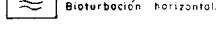
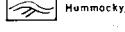
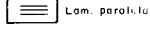


Fig. 2. Principales facies y asociaciones en las Alternancias de Pochico.

Está constituida por una alternancia irregular de areniscas cuarcíticas y areniscas lajeadas, micáceas y cuarcitas estratificadas en capas decimétricas, con delgadas intercalaciones pizarrosas, más frecuentes hacia el techo. Su paso a las Pizarras con *Neseuretus* es relativamente rápido aunque gradual. En zonas próximas (Hojas 15-29: Castilblanco y 16-30: Puebla de Don Rodrigo), en el techo de la unidad abundan los niveles de concentración de minerales pesados, aparecen costras ferruginosas locales y existen niveles fosfatados.

Petrográficamente son cuarcitas y arenitas finas con variaciones limolíticas, formadas por granos angulosos de cuarzo, láminas de moscovita matriz de sericitia y textura en esqueleto denso con contactos interpenetrados por presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Hay una proporción irregular de óxidos de hierro, unas veces de carácter detritico y otras en clara relación con fracturas con cuarzo que producen, simultáneamente, silicificación irregular de los niveles afectados. Son abundantes los minerales pesados: circón, turmalina, rutilo y opacos, que suelen concentrarse en microbandas sedimentarias enriquecidas en óxido de hierro muy características.

Las principales asociaciones de facies observadas en el corte del Collado de Consolación y en afloramientos aislados son (Fig. 2):

- a) Pizarras y limolitas laminadas, con níquelitos ferruginosos entre las que se intercalan capas centí o decimétricas de areniscas con *ripples* de oscilación. Esta asociación es poco frecuente en la Hoja.
- b) Areniscas decimétricas con *ripples* de oscilación. A veces bioturbación horizontal en el techo.
- c) Capas decimétricas de areniscas cuarcíticas y areniscas micáceas lajeadas con laminación paralela o de bajo ángulo, *ripples* de oscilación a techo. Frecuentes *Skolithos*. A veces bioturbación horizontal en la superficie de los bancos.
- d) Areniscas cuarcíticas micáceas y areniscas micáceas lajosas con *hummocky* (H.C.S.).
- e) Bancos métricos formados por la amalgamación de capas decimétricas de cuarcitas (poco frecuentes). Presentan laminación paralela o de bajo ángulo. H.C.S. y erosiones en el techo de las capas a veces con *ripples* de oscilación.

No existe una ordenación secuencial clara aunque localmente se observan tendencias de energía creciente.

Se trata de depósitos más externos o distales que los de la Cuarcita Armoricana en los que el agente dominante de transporte y sedimentación son las corrientes y el oleaje inducidos por las tempestades. Podría tratarse de sedimentos depositados en las proximidades de las zonas de *foreshore*, *shoreface* y transición al *offshore* relacionados con barras cos-

teras o de plataforma somera. En cualquier caso las facies descritas muestran una sucesión de energía creciente del oleaje que ilustra en la vertical la distribución ambiental desde las zonas de sedimentación lutítica a las más agitadas donde el sedimento fino es removido en cada tempestad y sólo pueden depositarse las fracciones más gruesas. Todo ello en una plataforma somera de escasa pendiente y escasa profundidad. La superposición vertical de facies diferentes resultaría de la intensidad variable de las tempestades (en parte debida al ángulo de incidencia de los frentes de olas y los cambios de profundidad (aunque sean pequeños) en el tiempo para una misma parte de la cuenca.

La edad de estos materiales es fundamentalmente Arenigense, si bien en el límite con el Llanvirn debe situarse cerca de su techo (ver 1.2.1.1.).

1.2.1.5. *Pizarras con Neseuretus (13). Ordovícico medio (Llanvirn.-Llandeilo)*

Afloran en la región central de la Hoja en los flancos del Sinclinal de Herrera del Duque. Por su constitución litológica aparecen como una banda deprimida y con escasos afloramientos. Su potencia puede estimarse superior a los 350 m.

Esta unidad comprende los niveles pizarrosos situados por debajo de las alternancias cuarcítico pizarrosas que dan paso a las Cuarcitas de Cantera o Botella del Llandeilo superior-Caradoc inferior. Suelen contener intercalaciones discontinuas de areniscas y pizarras del Llandeilo inferior, que han sido diferenciadas en la cartografía. Así pues esta unidad abarca las Pizarras con *Neseuretus* s.s. (GUTIERREZ MARCO *et al* 1984) (También denominadas Pizarras con *Calymene*, Pizarras del Río, etc.) y las Pizarras Guindo o Botella, separadas por las alternancias antes citadas o Areniscas de los Rasos (14).

Se trata de un conjunto de pizarras gris negruzcas piritosas, más o menos micáceas afectadas muy penetrativamente por esquistosidad. En zonas próximas, situadas hacia el este de la Hoja de Puebla de Don Rodrigo (16-30) intercalan en su base potentes tramos de tufitas básicas.

Petrográficamente se describen como lutitas y lutitas limolíticas en ocasiones formando bandeado composicional. Las bandas más detriticas son de granos de cuarzo (30%) tamaño limo, abundantes laminillas de moscovita (10%), óxidos de hierro (20%) y matriz clorítica. Hay recristalización esquistosa de la matriz y orientación de micas subconcordantes al microbandeado, a veces modificada por crenulación.

Se interpretan como depósitos de plataforma externa con fondo anóxico, sedimentados por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta.

La parte inferior de la unidad ha proporcionado (cerca de la base) di-

versos trilobites, braquiópodos y moluscos del Llanvirn inferior (*Monorthis noctilio* SHARPE, *Orthambonites* sp, *Merlinia? ciana* (VERNEUIL y BARRANDE), etc.) seguidos algunas decenas de metros más arriba por otros niveles fosilíferos con asociaciones muy ricas y representativas del Llanvirn superior (*Cacemia rubeiroi* (SHARPE), *Eodalmanitina destombesi nava* (HAMMAN), *E. henryi* RABANO, etc.). Finalmente se encuentran diversos taxones del Llandeilo inferior (*Heterorthina morgatensis* MELOU y *Eodalmanitina macroptalma* (Brongniart), entre otros) a muro de las primeras intercalaciones de Areniscas de los Rasos (que se describirán en el apartado siguiente) o en posición estratigráfica equivalente.

Por encima, el tramo más alto de la sucesión pizarrosa ha proporcionado nuevos horizontes fosilíferos, cuya edad comprende el techo del Llandeilo inferior y todo el Llandeilo superior con *Placoparia (Coplaco-
paria) borni* HAMMAN, *Panderia beaumonti* (ROUault), *Zeliszkella (Z.) torrubiae* (VERNEUIL y BARRANDE), *Eodalmanitina destombesi destom-
besi* HENRY, *Eorhipidomella muscularis* (MELOU), *Aegiromena mariana* DROT, *Orthograptus* (LAPNORTH) s.l. y *Gymnograptus linnarssoni* (MO-
BERG).

En definitiva, los abundantes yacimientos fosilíferos estudiados en el ámbito de la Hoja indican para esta unidad edades comprendidas entre el Llanvirn inferior y el Llandeilo superior.

1.2.1.6. Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Areniscas de Los Rasos (14). Ordovícico medio (Llandeilo inferior)

Se trata de un tramo de unos 30 m de potencia, que aparece de forma discontinua intercalado hacia la parte media de la unidad anterior, constituyendo un resalte apreciable sobre el blando morfológico de la misma.

Está constituido por areniscas micáceas y cuarcitas en bancos de orden decimétrico con intercalaciones de pizarras limolíticas.

Petrográficamente son areniscas y limolitas formadas por granos subangulosos de cuarzo, abundantes pajuelas de moscovita (10%) y biotita (hasta el 10%) más o menos cloritizada o ferruginizada, óxidos de hierro (10%) y matriz clorítica poco cristalina (15-30%); como accesorios: circón, turmalina y rutilo. Localmente se reconocen contactos de presión-solución que, en determinados niveles con disminución de la matriz, ocasionan texturas cuarcíticas. Son frecuentes las rocas microbandeadas de limolitas-lutitas cloríticas.

La sucesión se ordena en secuencias de grano y energía decreciente (*finning up*) formadas por arenas y limolitas-lutitas. Las lutitas y limolitas suelen presentar estratificación lenticular de arena con *ripples* de os-

cilación. los niveles arenosos se presentan masivos, con laminación paralela o de bajo ángulo o con estratificación *hummocky* siendo frecuente la presencia de *ripples* de oscilación a techo de las capas. En ocasiones presentan un *lag* conchífero con fragmentos de Braquiópodos y Trilobites. Son frecuentes las cicatrices erosivas que cortan varias secuencias y son posteriormente llenadas por otras semejantes. En conjunto la serie tiene tendencia estrato creciente.

Constituyen junto con las Pizarras de *Neseuretus s.s.*, infrayacentes una megasecuencia somerizante relacionada con la progradación sobre la plataforma lutítica de las áreas arenosas sublitorales, que son erosionadas por la acción de tempestades, depositándose el material arenoso a partir de corrientes y oleaje inducidos por las tormentas. Podría tratarse de progradación del *shoreface* sobre la zona de transición al *offshore*, en el caso que esta unidad estuviera relacionada con ambientes costeros.

Esta unidad ha proporcionado en su base *Heterorthina morgatensis* MELOU y *Eodalmantina macroptalma* (BRONG) pertenecientes al Llandeilo inferior. La serie pizarrosa suprayacente contiene diversos taxones del Llandeilo (Dobrotiviense) inferior alto y superior. Su edad es pues Llandeilo inferior.

1.2.1.7. *Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (15). Ordovícico medio (Llandeilo Superior)*

Se sitúa concordante sobre la unidad pizarrosa (13) (Pizarras Guindo o Botella) y constituye un tránsito gradual a las cuarcitas de Cantera o Botella. Su potencia se sitúa alrededor de los 120 m.

Está compuesta por pizarras limolíticas y arenosas, areniscas cuarcíticas y cuarcitas alternantes en capas de orden decimétrico.

Al microscopio son cuarcitas finas, limolíticas, compuestas por granos subangulosos de cuarzo, plagioclasas alteradas (10%), láminas de moscovita y biotita muy cloritizada y óxidos de hierro de carácter detritico (10-15%). Presentan matriz clorítica (10-15%) y desarrollo de cemento de cuarzo en crecimientos secundarios por movilización debida a un efecto de presión-solución. Los granos tienen orientación paralela y se aprecian finas lentículas de acumulación de óxidos de hierro y micas.

Aparecen secuencias decimétricas de tamaño de grano y energía decrecientes formadas por niveles arenosos y lutitas. Las arenas presentan laminación paralela o de bajo ángulo y *hummocky* con *ripples* de oscilación a techo. En los finos hay estratificación lenticular.

Se trata de depósitos de plataforma abierta sedimentados en las pro-

ximidades del nivel de base medio del oleaje de tempestades que aportan y redistribuyen material arenoso procedente de áreas sublitorales.

Estas capas han proporcionado, en su parte inferior, restos de trilobites del Llandeilo (*Cronozaspis armata* HAMMAN y *Neseuretus (N)* sp.), si bien podemos estimar que representan al Llandeilo superior dada su posición estratigráfica sobre niveles con fauna de esa edad.

1.2.1.8. *Cuarcitas. Intercalaciones de cuarcitas y pizarras. Cuarcitas de Cantera o Botella (16). Ordovícico medio-superior. (Llandeilo superior-Caradoc inferior)*

Aflora en las zonas interna del sinclinal de Herrera del Duque. Morfológicamente la unidad provoca un resalte estructural que destaca netamente en el paisaje entre las unidades más blandas situadas a muro y techo de la misma.

Está constituida por dos niveles métricos de cuarcitas separados por un intermedio en el que alternan cuarcitas y pizarras en capas decimétricas. El espesor medio de conjunto de la unidad varía de oeste a este entre 60 y 80 m. En el mismo sentido se observan cambios de potencia de los bancos cuarcíticos, que pasan de 5 y 3 m en el oeste, a 35 y 10 m en el este (sección de Arroyo de Navalajeño x: 489.850, y: 501.920), y del tramo cuarcítico pizarroso, más potente en las zonas occidentales que en las orientales.

Al microscopio, la mayor parte de las muestras son cuarcitas de grano fino-medio, de granos subredondeados de cuarzo, con moscovita y biotita accesorios, óxidos de hierro dispersos (desde trazas hasta el 5%) o películares, desigual proporción de matriz sericítica (hasta el 10%) y textura de granos con contactos de presión-solución. Se aprecia orientación y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios, a veces con contornos idiomorfos. Como minerales pesados accesorios se han reconocido turmalina y rutilo.

En Arroyo Navalajeño se distinguen los siguientes niveles de muro a techo (Fig. 3):

- a) 35 m (banco cuarcítico inferior) de cuarcitas en capas decimétricas (excepcionalmente de 1 m), que presentan morfología de «barras» a gran escala. Tienen laminación paralela o de bajo ángulo, existiendo erosiones a techo de las capas que son «compensadas» por el banco suprayacente.
- b) 13 m que se ordenan en una secuencia estratocreciente formada por otras menores de espesor centi-decimétrico de energía y tamaño de grano decrecientes (*finning and coarsening up*) formadas por cuarcitas con laminación paralela o de bajo ángulo, *hum-*

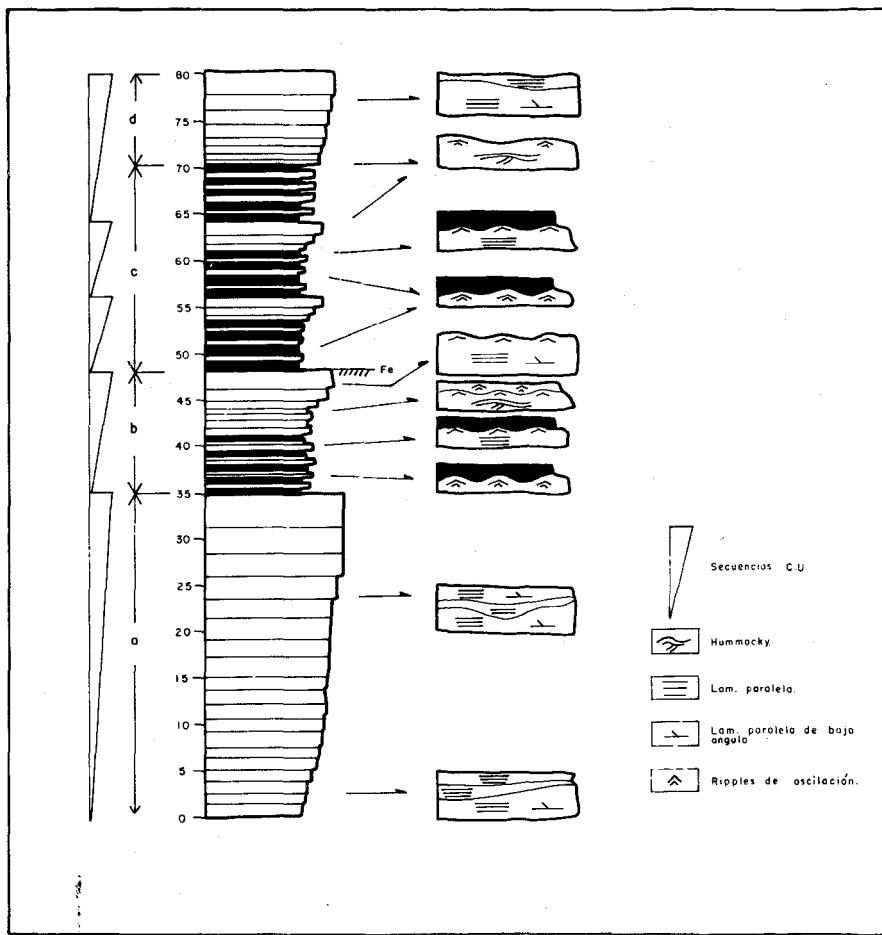


Fig. 3. Asociaciones de facies y mesosecuencias de la Cuarcita de Cantera. (Sección de Arroyo Navalajeño).

mocky y *ripples* de oscilación a techo, *ripples* de oscilación en areniscas finas y delgados intervalos lutíticos. A techo de la sucesión aparece una costra ferruginosa milimétrica.

- c) 20-22 m con mayor abundancia de lutitas. Se reconocen varias tendencias métricas estratocrecientes que culminan con el banco cuarcítico spuerior, también formadas por secuencias decimétricas FU definidas por areniscas cuarcíticas con *ripples* de oscilación y lutitas y otras semejantes a las del tramo b. En el techo predominan las cuarcitas con *hummocky*.
- d) 10 m de cuarcitas (banco cuarcítico superior) semejantes a las inferiores.

Se trata de facies más proximales y con mayor disponibilidad de arena que los niveles de transición infrayacentes.

El material es transportado y sedimentado fundamentalmente bajo la acción de las corrientes y oleaje inducidos por las tempestades. Pueden distinguirse varias mesosecuencias de progradación de facies arenosas sobre una plataforma lutítica dominada por el oleaje.

Considerando el conjunto formado por Pizarras Guindo/Transición/Cuarcitas de Cantera se tiene una megasecuencia regresiva con aumento de tamaño de grano, espesor de capas y energía ambiental. Se suponen relacionadas con la progradación de campos de barras sublitorales o de plataforma sobre las áreas lutíticas de la plataforma externa abierta,. No hemos encontrado pruebas de emersión a techo de la megasecuencia que permita asimilarla a la progradación de una playa o isla barrera (*foreshore* sobre *shoreface* y *offshore*), pero no puede descartarse esta posibilidad a causa de las limitaciones de los afloramientos.

Regionalmente se conoce la presencia de fósiles de edad Llandeilo superior en los tramos altos de la Cuarcita de Canteras: *Nesuretus tristani* (BRONG) del Sinclinal de Guadarranque y de Quitinozoarios del Caradoc inferior a 2 ó 3 m por encima de su techo en el de Herrera (ROBARDET *et al* 1980). La unidad representa pues el Llandeilo superior en su mayor parte, situándose el límite Llandeilo-Caradoc cerca de su techo.

1.2.1.9. *Pizarras Intermedias de Cantera (17). Ordovícico superior (Caradoc)*

Se sitúa sobre el tramo descrito en el apartado anterior y bajo la disconformidad situada en la base de la unidad «Pelitas con Fragmentos», junto con las que constituye una zona de relieve deprimido entre las Cuarcitas de Cantera y de Criadero.

Su potencia es de unos 35-40 m en las zonas central y occidental del Sinclinal de Herrera en donde está constituida por pizarras grises y grisazuladas con nódulos carbonatados dispersos. Dada su naturaleza lito-lógica y escaso espesor no ha sido posible levantar una sección detallada en el ámbito de la Hoja. Son correlacionables con las Pizarras Intermedias del Sinclinal de Almadén (ALMELA *et al* 1962) o Pizarras de Cantera de TAMAÍN (1972).

Debe reseñarse que, en la terminación oriental del Sinclinal de Herrera del Duque, hacia el techo del tramo se observa la presencia de intercalaciones de niveles de areniscas y cuarcitas, de potencia centí-decimétrica, que representan el asomo más occidental de la «facies de bancos mixtos», de S.^a Morena oriental (TAMAÍN 1972). Al norte del Cerro Melón y por encima de 40 m de Pizarras Intermedias afloran 60 m de alternancias de pizarras y areniscas cuarcíticas en capas de 10 a 25 cm aumentando la proporción de cuerpos arenosos hacia el techo que está coronado por bancos cuarcíticos. Siguen 20 m de pizarras y areniscas muy finas. Estas alternancias desaparecen hacia el oeste por erosión previa al depósito de la serie suprayacente (Pelitas con Fragmentos).

Las Pizarras Intermedias están formadas por sericitita, limo de cuarzo y óxidos de hierro dispersos. Presentan bandeados por acumulación de micas y óxidos de hierro. Localmente aparecen nódulos de biomicritas y dolomitas con limo de cuarzo y óxidos de hierro. Los niveles cuarcíticos suprayacentes contienen granos angulosos de cuarzo de tamaño arena fina y limo, con feldespato potásico, y plagioclasas muy alteradas, contactos locales de presión-solución y círcón, turmalina y rutilo como accesorios.

Las Pizarras Intermedias se interpretan como depósitos de plataforma externa abierta y los Bancos Mixtos como materiales sedimentados en la plataforma lutítica por la acción de corrientes y oleaje inducidos por tormentas. Ambas unidades constituyen una megasecuencia de somerización que queda abortada en el Sinclinal de Herrera, mientras que en los de Almadén y Corral de Calatrava culmina con el depósito de facies carbonatadas del Ashgill inferior (Caliza de Urbana).

A tres metros de la base de las Pizarras Intermedias, en el flanco sur del Sinclinal de Herrera (Embalse de García de Sola), ROBARDET *et al* (1980) citan la presencia de distintos niveles contenido quitinozoos *Jenkinsonithina tanvillensis* (PARIS), *Rhabdochitina?* cf. *gallica* TAUGOURDEAU, *Calpichitina (C.) lenticularis* (BOUCHE) y *Conochitina homoclaviformis* BOUCHE que permiten caracterizar al Caradoc inferior. Los bancos mixtos se han datado en la Hoja de Ciudad Real (18-31) como Caradoc medio y superior.

1.2.2. Ordovícico terminal, silúrico y devónico basal

1.2.2.1. Grauvacas con cantos cuarcíticos dispersos. Pelitas con fragmentos (18). Ordovícico superior - Silúrico inferior (Ashgillense superior - Llandoveryense inferior)

Reposa mediante discordancia erosiva sobre la unidad cartográfica descrita en el apartado anterior. Refleja la inestabilidad tectónica existente en el límite Ordovícico-Silúrico mediante importantes variaciones de potencia, incluso desaparición en la zona central de la Hoja y cambios laterales de facies.

Si consideramos en conjunto esta unidad y la Cuarcita de Criadero, la potencia de ambas varía de 110 m al oeste a 45 al este, donde además las pelitas con fragmentos y la Cuarcita de Criadero forman dos niveles diferenciados.

Las pelitas con fragmentos aparecen en la zona del Puerto Peña tanto por encima como por debajo de la Cuarcita de Criadero. Las superiores disminuyen notablemente de potencia y tan sólo presentan 4 m en consolación, mientras que aumenta la potencia de las mismas por debajo de la Cuarcita de Criadero donde son realmente grauvacas. En la zona central de la Hoja llegan a desaparecer, yaciendo directamente la Cuarcita de Criadero sobre las Pizarras Intermedias. En el este del sinclinal las facies son ligeramente distintas, más pelíticas, formando un solo nivel por debajo de las cuarcitas.

Esta unidad sella localmente una «laguna» estratigráfica, de origen erosivo e intensidad variable según los puntos. En la Hoja abarca como mínimo a la parte alta del Caradoc (Actoniense-Onniense) y el Ashgill inferior y «medio» (Pusgillense a Rawtheyense).

En la sección de Vallejo de la Reguera (x: 481.425, y: 504.625), las Pelitas con fragmentos tienen un espesor de 30-40 m.

Se trata de una sucesión de niveles lutíticos conteniendo fragmentos ocasionales de cuarcitas que en ocasiones, presentan una cierta continuidad lateral presentándose deformados y «slumpizados». Es frecuente la presencia de niveles milimétricos con concentración de óxidos de hierro.

Petrográficamente, las lutitas presentan matriz serícítica irregularmente impregnada por óxidos de hierro (10-50%), conteniendo moscovita en finas láminas (5%) y granos de arena fina-media de cuarzo (10%) de tendencia subredondeada. Como accesorios aparecen biotita y turmalina.

Los niveles «cuarcíticos» son arenitas de grano fino, subangulosas, con algún grano de tamaño grueso subredondeado de cuarzo, en matriz abundante de serícita (35%), con moscovita fina 95%) y leve impregnación de óxidos de hierro. Como accesorios aparecen circón, rutilo y opa-

cos. En otras muestras disminuye notablemente el porcentaje de matriz y entonces la textura se produce por desarrollo de contactos de presión-solución.

La interpretación de esta unidad debe realizarse en un contexto de fracturación de la plataforma con extensión cortical, que marca el inicio del vulcanismo del Ordovícico terminal-Silúrico, asociada o precedida por una bajada relativa del nivel mar relacionada con las glaciaciones acaecidas durante estos tiempos, que provoca la erosión de las series infrayacentes (JULIVERT 1983). La rotura de la plataforma propició la aparición de desniveles con creación de taludes locales a los que se asocian desplomes (*slumps*) incorporándose cantos xenóticos por la erosión de las zonas elevadas (Pelitas con fragmentos). Las facies de talud/cuenca consisten en lutitas y deben corresponder a las Pizarras de Chavera o del Castellar del Sinclinal de Almadén.

Por consideraciones bibliográficas (ROBARDET *et al.* 1980) podemos indicar que su depósito pudo iniciarse en el Ordovícico superior y proseguir, fundamentalmente durante buena parte del Llandoveryense.

1.2.2.2. Cuarcitas de Criadero (19) Silúrico inferior (Llandoveryense)

Da lugar a barras rocosas que originan importantes resaltes topográficos entre las ampolletas y pelitas supra e infrayacentes. Toma su nombre del Sinclinal de Almadén (ALMELA *et al.* 1962) y es equivalente de las Cuarcitas superiores de Sierra Morena Oriental (TAMAIN 1972).

Como la unidad anterior, la Cuarcita de Criadero, es una formación que presenta notables variaciones de potencia. En la zona del Embalse de García de Sola aparece un banco único de cuarcita muy homogénea de 22 m de potencia, sobre el que yacen 4 m de areniscas finas limolíticas y Pizarras con fragmentos. Se reducen a 20 m en Consolación y a poca distancia, al este de esta zona, aparece un segundo banco, que en el sector de Cerro Navalajeño presenta por sí solo 14 m de potencia. En este punto la unidad incluye, entre los dos bancos cuarcíticos, pizarras y una alternancia de pizarras y areniscas, totalizando más de 60 m. Más al este se convierte en varias barras cuarcíticas dentro de una unidad arenosa.

En la sección de Arroyo Navalajeño (x: 489.850, y: 501.920) se distinguen dos niveles de cuarcitas blancas y grises formados por la superposición de bancos decimétricos. Interiormente presentan laminación paralela o de bajo ángulo, siendo frecuentes las erosiones y retoques a techo de las capas, a veces con *ripples* de oscilación. El inferior tiene 25 m de espesor y el superior 14. Están separados por un intervalo de 25

m de pizarras gris oscuras con algunas intercalaciones centimétricas de areniscas con *ripples* de oscilación.

Las muestras estudiadas de los bancos cuarcíticos, son petrográficamente arenitas formadas por granos subangulosos-subredondeados de cuarzo fino, con óxidos de hierro de carácter detrítico (5%), de distribución irregular, epimatriz serícítica (10%) y textura de granos con contactos de presión-solución, con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios y orientación de granos. Como accesorios se han reconocido circón, turmalina, rutilo y moscovita.

Las cuarcitas se depositan bajo la acción de corrientes y oleaje inducidos por las tempestades sobre los sedimentos de talud local de las Pelítas con fragmentos (nivel inferior) o sobre secuencias de pizarras y areniscas de plataforma lutítica (nivel superior cuando existe). En otras ocasiones son extensivas situándose directamente sobre las Pizarras Intermedias del Caradoc inferior, con lo que la «laguna» estratigráfica abarca el Caradoc medio-superior Ashgill y Llandovery inferior.

Teniendo en cuenta lo expuesto en el apartado anterior, podemos indicar tentativamente que la sucesión de eventos durante el Ordovícico más superior y comienzos del Silúrico es como sigue: Glaciación/Bajada relativa del nivel del mar/Erosión y fracturación de la plataforma por extensión cortical/Transgresión y Volcanismo y aparición de una secuencia regresiva por progradación de las áreas sublitorales hacia la cuenca.

La datación de la unidad se realiza por su posición estratigráfica entre materiales del Llandovery inferior y del Llandovery superior bajo (Pelítas con fragmentos y Ampelitas).

1.2.2.3. *Pizarras negras. Ampelitas (20). Silúrico (Llandoveryense superior - Wenlockiense)*

Sobre las Cuarcitas de Criadero se localizan unos 100-150 m de pizarras negras con abundante contenido en materia orgánica (ampelitas) y pirita y con finas pasadas arenosas, centí o decimétricas, de escasa continuidad lateral, intercaladas preferentemente en la parte media y alta.

En los tramos pizarrosos se observa una laminación interna muy fina y en los tramos más arenosos es patente la existencia de *ripples* de oscilación aislados. Son muy frecuentes los niveles milimétricos de óxidos de hierro procedentes de piritas, generalmente asociados al techo de los términos más arenosos. Se aprecia que los niveles lutíticos se adaptan a la morfología deposicional de los cuerpos arenosos.

Se interpretan como materiales depositados en una plataforma abierta lutítica con fondo anóxico. Constituyen la base de la megasecuencia de

somerización que culmina, ya en el Devónico inferior con las Cuarcitas siegenienses.

Petrográficamente los niveles más detríticos son limolitas formadas por granos subangulosos de cuarzo, con moscovita y biotita cloritizada, óxidos de hierro de carácter detrítico (10%) y matriz sericítica (10-25), con circón, turmalina, rutilo y opacos como accesorios. Son frecuentes los microbandeados entre limolitas y finas pasadas más lutíticas y/o ferruginosas. A veces las cloritas aparecen como pequeños nódulos dentro de la matriz sericítica. Ocasionalmente los minerales pesados tienden a acumularse en finas hiladas. En niveles con poca matriz se desarrollan contactos de presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios.

Los primeros restos fósiles determinables se han encontrado a unos 40 cm de la base del tramo, en la sección de Vallejo de la Reguera y consisten en *Retiolites geinitzianus* BARRANDE junto con *Monograptus sp* cuya edad se sitúa entre el Llandovery superior y la base del Wenlock. No obstante, y como ocurre en otras secciones comparables del Sinclinal de Guadarranque, el contacto entre las ampelitas y la Cuarcita de Criadero está casi siempre tectonizado, pudiendo faltar los primeros metros de la sucesión. Los fósiles más antiguos encontrados en afloramientos privilegiados del Sinclinal de Guadarranque indican que la base del tramo ampelítico tiene una edad Llandovery superior bajo, mientras que el resto de la sucesión y sus asociaciones fosilíferas son enteramente comparables a las observadas aquí.

El tramo de las ampelitas contiene, por encima de los niveles antes citados, en el Sinclinal de Herrera del Duque, graptolitos indicativos del Wenlock medio y superior (*Cyrtograptus symmetricus* ELLES, *Monograptus cf. priodon* (BRONN), *Monoclimacis flumendosae* GORTANI, *Pristograptus dubius cf. pseudolatus* RICKARDS) junto con algunos Ortocerátidos y Braquiópodos epiplanctónicos frecuentes en ciertos niveles.

1.2.2.4. *Pizarras, areniscas y cuarcitas (21). Silúrico superior. Devónico inferior (Wenlockiense superior - Gediniense inferior)*

Sobre la unidad ampelítica se sitúa un potente tramo, de 400 a 500 m de espesor, constituido por una sucesión de pizarras limolíticas verde oliva con intercalaciones centimétricas de areniscas y cuarcitas. Su estudio de detalle se ha realizado a partir de la sección de Vallejo de la Reguera (x: 481.425, y: 504.625) y base del de Valmayor (x: 481.475, y: 503.550).

Las estructuras sedimentarias observadas corresponden a laminación

de *ripples* de oscilación en los términos más arenosos y que, además presentan en ocasiones retoques a techo de algunos niveles. Las pizarras contienen laminación paralela muy fina con secuencias milimétricas granodecrescentes y en algunos tramos existe estratificación *linsen*. La bioturbación es bastante notable, sobre todo en algunos tramos del techo de la serie. Se interpretan como depósitos de plataforma sometida a la acción del oleaje.

Hay que destacar la presencia de materiales volcánicos, bien como clastos incorporados a las rocas sedimentarias o como niveles intercalados en las mismas.

La descripción petrográfica de las rocas sería idéntica a la ya expresada en el apartado anterior. Unicamente hay que añadir, como hemos indicado, la presencia de niveles de «sills» muy alterados de rocas de composición basáltica. En unos casos se trata de rocas de matriz cripto-microcristalina de sericita y óxidos de hierro con agregados petaliformes de cloritas. En otros casos se reconoce textura granuda holocrystalina entre diabásica y ofítica.

Los únicos datos paleontológicos se refieren a los primeros metros basales, que contienen graptolitos del Wenlock superior en el corte del Vallejo de la Reguera, habiéndose identificado *Cyrtograptus cf. lundgreni* TULLBERG, *Monograptus* gr. *priodon* (BROGN) y *Monoclimacis* sp. Los siguientes niveles de la sucesión deben tener una edad Ludlow inferior de acuerdo con la información regional. Su posición estratigráfica bajo las cuarcitas de base con faunas del Gediniense en su base, justifica la edad indicada para esta sucesión (Wenlockiense superior - Gediniense inferior). No debe descartarse que, ante el dilatado período de tiempo comprendido tanto en esta unidad como en la anterior ampelítica, puedan existir en su seno múltiples interrupciones sedimentarias.

1.2.3. La sucesión del Ordovícico - Silúrico y Devónico inferior

Al considerar la sucesión completa del Ordovícico, Silúrico y Devónico inferior se pone de manifiesto la movilidad de los ambientes sedimentarios en el tiempo y se definen 7 megasecuencias caracterizadas por sus polaridades sedimentarias, lo que permite proponerlas de forma preliminar como UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS (UTS).

En la Figura 4 se ha representado gráficamente los cambios relativos mayores de nivel del mar, aunque la curva refiere más bien la idea de somerizaciones y profundizaciones a partir del análisis de la evolución de los ambientes sedimentarios (relacionadas en parte con las «transgresiones y regresiones»). También se recogen los rasgos sedimentarios, tectónicos y magmáticos más representativos.

En la Figura 5 se presenta un esquema muy simple de la evolución vertical de la plataforma y las polaridades sedimentarias, como si fuese un perfil sísmico ideal. No pretende ser definitiva, sino ilustrar algo más y proponer las ideas de forma nueva para iniciar discusiones futuras.

En definitiva se observan repetidas acreciones verticales de los sedimentos de plataforma, asociadas a progradaciones de los ambientes arenosos sublitorales sobre los de plataforma lutítica. Es posible que lo que JULIVERT y TRUYOLS (1983) llaman «Surco Cambro-Ordovícico» corresponda a ambientes de borde de plataforma y talud en aquellos tiempos.

1.2.4. Devónico

PUSCHMANN (1964, 1970) es el primer autor que estudia con detalle la estratigrafía de la sucesión devónica, destacando en su seno la existencia de una importante laguna (equivalente al Devónico medio) que correlaciona con la detectada también en otras secuencias de Sierra Morena central. RANSWEILLER (1967, in WALTER *et al.* 1977) y PIEREN (1985) cartografián el Devónico a lo largo del Sinclinal de Herrera, recogiendo las unidades estratigráficas propuestas por PUSCHMANN (1964), cuya sucesión y datos paleontológicos son actualizados y comparados con el Sinclinal de Almadén en la síntesis de JULIVERT *et al.* (1983). Para el estudio del Devónico se ha levantado la Sección de Valmayor (x: 481.275, y: 503.550).

1.2.4.1. Cuarcitas. Cuarcita de base (22). Devónico inferior (Gediniense superior - Siegeniense)

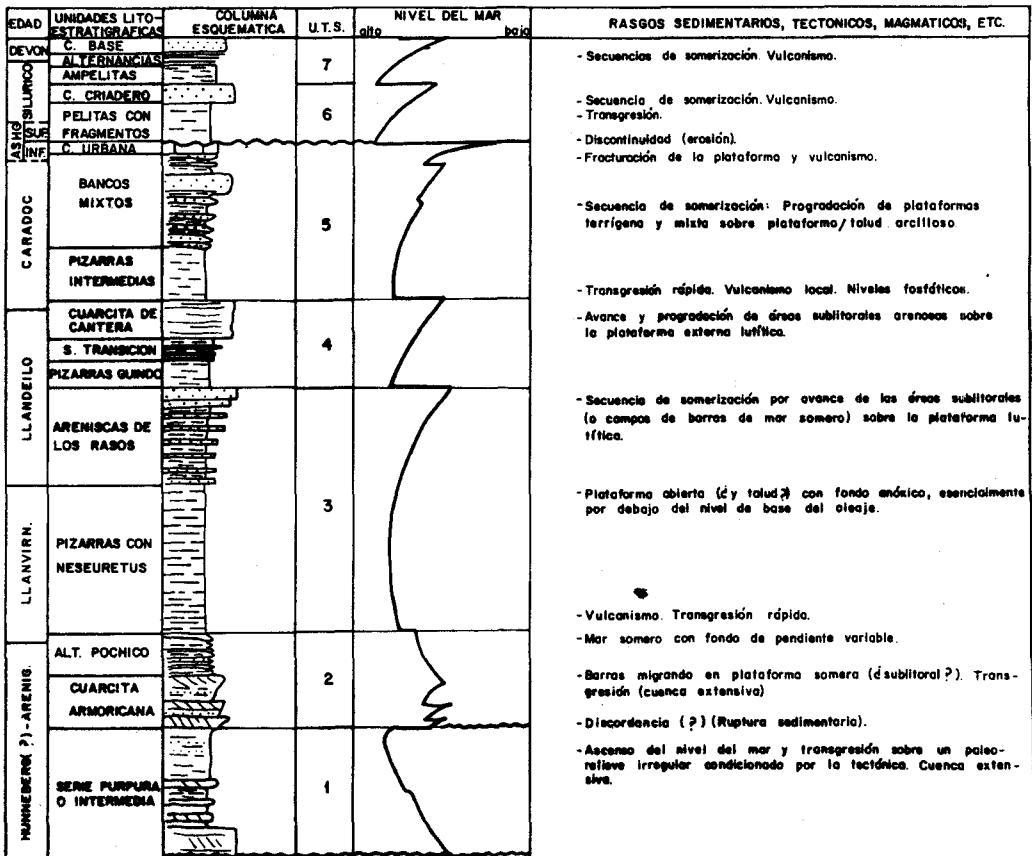
Afloran exclusivamente en el núcleo del Sinclinal de Herrera en donde constituyen un débil resalte estructural. Presentan frecuentes cambios de espesor, fundamentalmente debidos al paso lateral a facies arenosas.

En la sección de Valmayor, concordante sobre la unidad anterior se localiza un paquete de unos 20 m de potencia formado por cuarcitas y areniscas ferruginosas, bioturbadas, en capas decimétricas y con intercalaciones de pizarras con niveles lenticulares de areniscas.

Internamente presentan estratificación cruzada y truncamientos y retoques en los techos de algunos niveles. Son frecuentes las costras ferruginosas.

La calidad de los afloramientos no permite un estudio sedimentológico detallado. Con los datos de que se dispone la interpretación más probable es la de que se trata de barras depositadas en ambiente marino somero (sublitoral).

Fig. 4. Secuencias sedimentarias mayores del Ordovícico y Silúrico (sin escala).



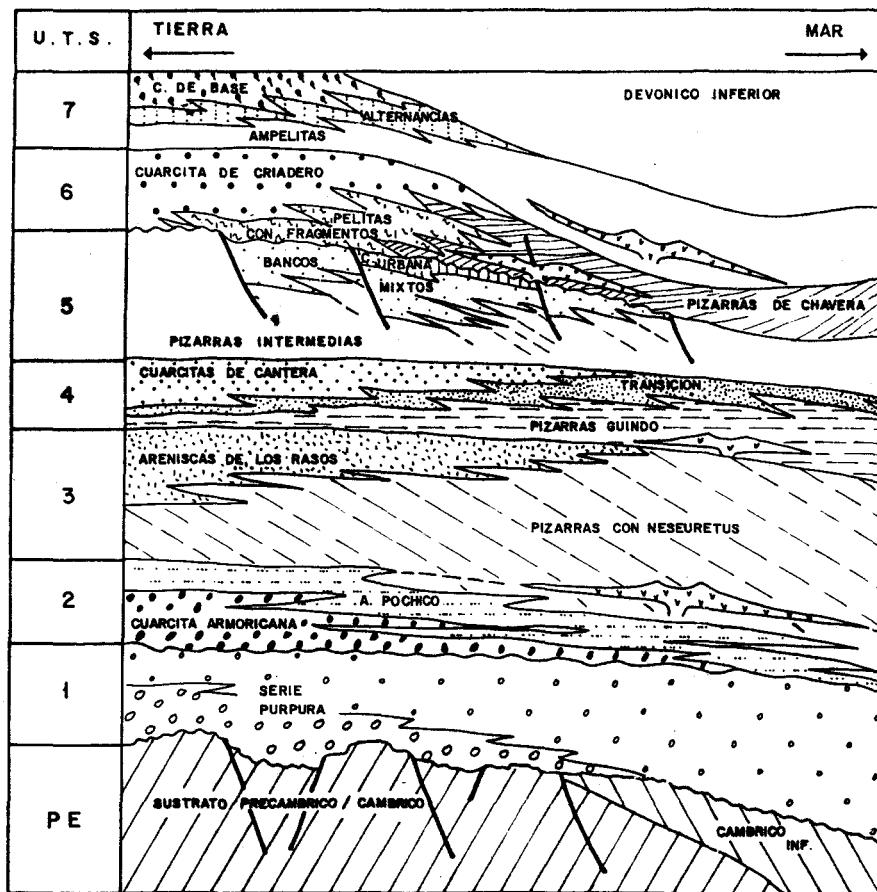


Fig. 5. Esquema simplificado de la evolución de la plataforma durante el Ordovícico y Silúrico.

Petrográficamente son arenitas de grano medio subangulososubredondeado de cuarzo, con una fracción irregular de matriz sericítica (desde trazas hasta 15%) y cemento poropelicular de óxidos de hierro (15-50%). Texturas de esqueleto denso, con desarrollo de contactos de presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios y texturas de esqueleto quebrado por el cemento, por lo que éste es derivado, en gran parte, de granos detriticos. Como accesorios aparecen circon, turmalina y rutilo. Es frecuente la orientación paralela de los granos.

La edad de la unidad ha podido ser fijada como Gediniense probable en la base por la aparición del *Microsphaeridiorhynchus?* sp. y bivalvos y como Siegeniense superior a techo (*Hysterolithes* sp., *Mutationella* sp., *Isorthis* sp., *Globithyris* sp. y *Brachyspirifer* gr *crassiscosta* (SCUPIN). Un lapso de tiempo tan considerable podría, al igual que en las unidades anteriores, denotar la existencia de interrupciones sedimentarias de magnitud variable, con las cuales tal vez se encuentren relacionados los niveles ferruginosos observados en la sección.

1.2.4.2. *Pizarras, areniscas y calizas (23). Calizas (24). Devónico inferior (Siegeniense superior - Emsiense inferior)*

Se localizan en el núcleo del Sinclinal de Herrera del Duque, al igual que todas las unidades anteriores. Se han estudiado a partir de la sección de Valmayor.

Se trata de unos 60 m de pizarras limolíticas laminadas, gris verdosas con intercalaciones de areniscas, que pueden ser lenticulares o extensas lateralmente, de espesor centi-decimétrico. Esporádicamente se localizan tramos carbonatados que cuando alcanzan mayor desarrollo han sido diferenciados en la cartografía (24). Se han observado laminaciones internas correspondientes a *ripples* y estructuras *linsen*. El conjunto se encuentra intensamente bioturbado.

Corresponden al paso gradual de facies de cuenca y talud a los bordes distales de una plataforma carbonatada con aportes siliciclasticos (plataforma mixta).

Petrográficamente los términos detriticos son cuarcitas limolíticas formadas por granos subredondeados de cuarzo, con óxidos de hierro de carácter detritico (10-20%), movilizados en estilolitos, con matriz sericítica (desde trazas hasta el 20%) y cemento movilizado de cuarzo en crecimientos secundarios por presión-solución. Como accesorios se han reconocido circon y rutilo.

Los tramos calcáreos corresponden a lumaquelas de bioclastos (Brachiopodos, Crinoides, Moluscos) recristalizados, de tamaño superior a

4 mm, con textura de esqueleto denso, con espacios intergranulares relleno de cemento ferruginoso con limo detrítico de cuarzo. Se observan bandeados de estas lumaquelas con limolitas más o menos ferruginosas con bioclastos.

Los diversos niveles fosilíferos determinados en la sección de Valmayor contienen braquíópodos, tentaculítidos, trilobites, crinoides, briozoos y bivalvos, que permiten atribuir al Sigeniense superior los niveles basales de la unidad (*Hysterolites*, *Fascistropheodonta* gr. *segwicki* (VERN, y ARCH.), *Subcuspisidella*). En el tercio inferior de la misma se localiza un banco calcáreo con conodontos de la zona *Hudlei curvicauda*. Este tramo es seguido por las primeras faunas del Emsiense inferior, que continúan su representación en el techo de la unidad (*Euryspirifer* gr. *pellicoi* (VERN. y ARCH.), *Brachyspirifer* sp., *Acrospirifer* sp., *Vandercammenina* gr. *trigeri* (VERNEUIL), *Kozlowskiellina* sp., *Schizophoria* cf. *beaumonti* (VERNEUIL), *Meganteris* sp. etc.).

1.2.4.3. Cuarcita de Rivas (25). Devónico inferior (Emsiense)

Constituye un nivel poco potente (de 2 a 5 m) que aparece a techo de la serie anterior. Son cuarcitas blanquecinas con estratificación cruzada interna, bioturbadas y que contienen restos fósiles acumulados en *lags* conchíferos. Deben tratarse de materiales arenosos introducidos en la plataforma por la acción de corrientes de resaca de tempestades.

Se han podido determinar los braquíópodos *Brachyspirifer* cf. *crassicosta* (SCUPIN), *Euryspirifer* sp., *Meganteris* sp. y *Leptostrophiella* sp., que indican una edad Emsiense inferior.

1.2.4.4. Pizarras y areniscas (26). Calizas (24). Devónico inferior. (Emsiense)

Corresponde esta unidad a un conjunto de unos 80-100 m de potencia, constituido por pizarras gris verdosas o parduzcas, laminadas, con intercalaciones de areniscas, generalmente bioturbadas y de espesor centí-decimétrico. Son también, muy abundantes, sobre todo en la parte media de la unidad, las intercalaciones de 10-20 cm de calizas microcristalinas, bioclásticas y recristalizadas grises, que alternan con areniscas calcáreas y pelitas. Cuando ha sido posible, han sido diferenciadas en cartografía (Unidad 24). El espesor de esta intercalación calcárea es muy variable (4-6 m en la carretera N-413 a 25 m en el corte de Valmayor).

Las pizarras presentan internamente, en ocasiones, un bandeados centimétrico por granoclasificación. Los niveles detríticos tienen laminación interna atribuible a *ripples*, y son frecuentes las costras ferruginosas, de espesor milimétrico, a techo de algunas capas. Sobre las facies lutíticas laminadas de talud/cuenca se disponen calizas bioclásticas de aguas someras y areniscas retrabajadas por el oleaje. Representan el paso de facies de cuenca y talud a los bordes distales de una plataforma mixta carbonatada con aportes terrígenos.

Al microscopio se reconocen areniscas de grano fino, con óxidos de hierro (15-30%), provenientes de alteración de sideritas (en relación con bioclastos?) y matriz muy fina de sericita-caolinita irregularmente impregnada por óxido de hierro. Los contactos presentan bordes de presión-solución y se reconoce orientación paralela de los granos. La turmalina es el mineral accesorio más frecuente. Los niveles carbonatados son biomicritas y biopelmicritas (gravel) micritas/esparitas, con bioclastos recristalizados (referibles a moluscos, crinoides y ostrácodos) de tamaño entre 1 y 4 mm con matriz micrítica o cemento de esparita asociado a óxidos de hierro y limo de cuarzo.

En la parte inferior de la unidad se han determinado faunas de braquiópodos del Emsiense inferior (*Euryspirifer pellicoi* (VERN. y ARCH.), *Subcuspidella*, *Fascistropheodonta*, *Meganteris*, etc.) seguidos por calizas fosilíferas, cuyas asociaciones muestran caracteres mixtos entre el Emsiense inferior y el superior, determinándose, entre otros, los braquiópodos *Uncinulus frontecostatus* DREVERMANN, *Arduspirifer arduennensis* (SCHNUR.), *Brachyspirifer* cf. *carinatus* (SCHNUR.), *Acrospirifer* cf. *fallax* (GIEBEL), *Oligptycherynchus* gr. *pareti* (VERNEUIL), *Atrythyros* cf. *campomanesi* (VERN. y ARCH.), *Fascistropheodonta* sp., *Leptostrophella* sp., *Plicostropheodonta* etc. y los conodontos *Caudicriodus* cf. *celtibericus* (CARLS y GANDL.) y *Spathognathodus* cf. *steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER. Tras los episodios carbonatados la sucesión terri-gena contiene algunos braquiópodos emsienses (posiblemente del Emsiense superior), como *Xana* sp., *Eoschochertella*, *Meganteris* sp., *Plebejochonotes* sp. y *Euryspirifer* sp.

Tal y como señalan JULIVERT *et al* (1983) tanto en el Sinclinal de Herrera como en el de Almadén, y en general en todo el ámbito centro-ibérico falta el Devónico medio. El gap sedimentario está mejor precisado en Herrera que en Almadén ya que de acuerdo con los datos de PUSCHMANN (1970) las faunas del Devónico inferior y superior están separados tan sólo por 10 cm de pizarras azoicas en algunas zonas. La laguna sedimentaria no coincide con ningún cambio litológico apreciable según estos autores, aunque sí se observan diferencias de facies sedimentarias, comenzando el Frasnienense con sedimentos más profundos que los del Emsiense.

1.2.4.5. *Pizarras, cuarcitas y areniscas (27). Devónico superior (Frasniense inferior)*

Esta unidad comprende las Alternancias de Herrera, Pizarras de Valmayor inferiores y Serie arenosa de Valmayor de PUSCHMANN (1970).

Sobre la unidad antes descrita y sellando una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico medio y probablemente parte del inferior (Emsiense más superior, Eifeliense y Givetense) aparece una sucesión constituida en la base por 45 m de pizarras limolíticas verde oliva, con intercalaciones esporádicas centi-decimétricas de areniscas. A techo afloran 25 m de areniscas, areniscas cuarcíticas y cuarcitas blancas y pardas de grano fino a limolíticas formadas por granos subangulosos de cuarzo y matriz cristalina (15%) de caolinita-clorita, frecuentemente en agregados nodulosos. Presentan textura en esqueleto denso con contactos de presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Localmente se observan óxidos de hierro asociados a la matriz. Como accesorios se han determinado circón, turmalina y rutilo.

Las pizarras están finamente laminadas en secuencias milimétricas granodecrecientes presentando las areniscas *ripples* de oscilación y laminación paralela. El banco superior está formado por la amalgamación de bancos decimétricos arenosos con laminación paralela o de bajo ángulo, *hummocky* y erosiones a techo de los bancos localmente con *ripples* de oscilación. Existen algunos interestratos pizarrosos.

La unidad cartográfica constituye una megasecuencia «regresiva» desde facies de cuenca/talud a facies de plataforma en la que los aportes arenosos se deben a la acción de las tormentas, reconociéndose sedimentos cada vez más proximales en la parte superior.

Los datos paleontológicos concernientes a la base indican un Frasniente inferior: biozonas de *Apousiella almadenensis* y *Pradochonetes muelleri*. Correspondientes a la más antigua de ellas se han determinado: *A. almadenensis* PARDO y GARCIA-ALCALDE, *A. cf. dorlodoti* (RIGAUX), *Ripidiorhynchus cf. ferquensis* (GOSSELET) y *Cyrtina* sp. La segunda podría caracterizarse por la presencia de *Pradochonetes muelleri* PARDO y GARCIA ALCALDE, *Cyrtospirifer verneuili* (MURCHISON), *C. cf. schelonicus* NALIVKIN, *Ripidiorhynchus aff. kotalensis* BRICE, *R. aff. ferquensis* BRICE, *Productella subaculeata* (MURCHISON), *Douvillina* sp., *Neatrypa* sp. y *Schizophoria cf. striatula* (SCHLOTHEIM), entre otros.

La unidad arenosa de Valmayor o nivel cuarcítico superior del tramo puede ser referida también al Frasniente inferior de acuerdo con la presencia de los braquíópodos *Productella subaculeata* (MURCHISON), *Ripidiorhynchus cf. kotalensis* BRICE, *Douvillina* sp., *Cyrtospirifer* sp. y *Schizophoria* sp. y los bivalvos *Phestia* (?) *acuta* (MULLER), *Nuculites plani-*

forma (MULLER), *Ctenodonta robusterrilla* MULLER y *Carydium beushauseni* MULLER.

1.2.4.6. *Pizarras, areniscas y cuarcitas. Pizarras de Valmayor superiores (28). Devónico superior (Frasniense)*

Constituyen los materiales del núcleo del inclinal de Herrera del Duque y su estudio se ha realizado a partir de las secciones de Valmayor y Patuel-C. Sevilla.

La potencia medida es de unos 80 m si bien debe significarse que no se ha caracterizado el techo de la unidad, estimándose un espesor total aflorante del orden de 250 m.

Se trata de pizarras limolíticas gris-verosas con intercalaciones de niveles centimétricos de areniscas y cuarcitas. En ellos se observa grano-clasificación y laminación de *ripples* o paralela. Corresponden a depósitos de plataforma lutítica eventualmente situados en las proximidades del nivel de base del oleaje de tormentas.

Petrográficamente, los términos arenosos son limolitas de granos an-gulosos de cuarzo, con abundante moscovita alterada y matriz de sericitaclorita (alrededor del 30%), a veces con óxidos de hierro y otras con restos bioclásticos abundantes (25%), de tamaño rudita, recristalizados, referibles a moluscos, braquiópodos, y briozoos. La matriz clorítica de algunos niveles es «nodulosa» con concentraciones de óxidos de hierro debidas probablemente a bioturbación.

Este conjunto es muy poco fosilífero, pero aproximadamente a 20 m de la base hemos localizado unos niveles con abundantes lingüílidos y los braquiópodos articulados *Pradochonetes muelleri*? PARDO y GARCIA-ALCALDE; *Ripidiorhynchus* sp. y *Productella* sp. que permiten referir estos tramos al Frasniense. La edad del techo visible de la unidad es difícil de precisar, pero en cualquier caso su potencia total no parece lo suficientemente grande como para alcanzar los tramos ricos en nódulos con moluscos (bivalvos y goniatites) del límite Frasniense-Fameniense en el Sinclinal de Guadalmez y al sur del Batolito de los Pedroches. Estos tampoco se conocen en el Sinclinal de Almadén, por lo que es probable que las Pizarras de Valmayor superiores se extiendan, como mucho, al Frasniense superior en el Sinclinal de Herrera del Duque.

1.3. PLIOCENO Y PLIOCUATERNARIO

Lo han diferenciado dos conjuntos fundamentales de materiales pertenecientes al Plioceno y Pliocuaternario:

- Depósitos marginales de la Cuenca terciaria de la Serena y de depresiones internas.
- Raña.

Los materiales de la Raña son extensivos, situándose indiferentemente sobre el Plioceno inferior o directamente sobre el Paleozoico.

La edad de estas unidades cartográficas se establece en base a correlación con formaciones semejantes, bien datadas, situadas en el límite entre los Montes de Toledo y Campo de Calatrava (MOLINA, 1975).

1.3.1. Conglomerados de cuarcita, fangos edafizados (29). Plioceno inferior

Sus principales afloramientos se sitúan en la mitad occidental de la Hoja, al pie de la Sierra del Escorial, entre las carreteras de Talarrubias a García Sola y Talarrubias a Herrera. Constituyen el extremo nororiental de la Cuenca terciaria de Villanueva de la Serena.

También aparecen, con menor extensión al noreste de Fuenlabrada de los Montes, en el valle del Arroyo del Quejigal, llenando una pequeña depresión interna, semejante a las que existen frecuentemente en los Montes de Toledo.

Los materiales del Plioceno inferior suelen estar fosilizados por los de la Raña. Se depositan sobre una importante superficie de erosión previa, desarrollada sobre materiales precámbricos, o llenando paleorrelieves de sustrato paleozoico (Arroyo del Quejigal).

La superficie de erosión, antes citada, se conserva bien en la zona de Talarrubias, ascendiendo suavemente de oeste-suroeste a este-noreste entre 420 y 530 m.

La unidad tiene un espesor máximo del orden de 60 m.

Está constituida por conglomerados, sueltos con matriz arenosa, cantos de cuarcita, cuarzo y eventualmente arenisca, subredondeados a subangulosos, de tamaño máximo de 35 cm en cuarcita, que aumenta hacia el límite con los relieves de las sierras. Los conglomerados suelen tener potencias métricas y alternan con niveles decimétricos a métricos de fangos edafizados de tonos rojos y amarillentos, formados por limo-arcilla y arena con cantos dispersos.

No existen buenos cortes sobre el terreno, que permitan conocer sus características sedimentológicas, pero en Hojas adyacentes (15-29: Castilblanco y 16-30: La Puebla de D. Rodrigo) se ha podido establecer que se trata de depósitos de facies más o menos proximales de abanicos aluviales.

1.3.2. Gravas, cantos y bloques de cuarcita, arenas. Raña (30).

Gravas cantos y bloques de cuarcita. Coluvial (31).

Plioceno superior. Pleistoceno inferior

Estos materiales se sitúan sobre planicies elevadas, a veces con suave pendiente, cuyo topónimo local: «Raña» ha dado lugar al nombre de esta formación en los Montes de Toledo y sierras del norte y este de Extremadura. Es frecuente que la Raña (30) se adose a los relieves constituidos por las cuarcitas del Ordovícico inferior, existiendo una total continuidad con los coluviones de las vertientes que tienen morfología de glacis-coluvial y se diferencian de la Raña por poseer un mayor tamaño de grano y morfoscopia más angulosa. Se han diferenciado en la cartografía como coluviones (31) asociados a la Raña.

La Raña constituye un glacis de pie de monte que se desarrolla entre las cotas de 495 y 585 m en la Llanura extremeña (sur de la Hoja) y 590-610 m en las depresiones internas (Arroyo del Quejigal y zona del Zumajo).

Está constituida por gravas, cantos y bloques de cuarcita y cuarzo, con matriz arenosa. Los tamaños máximos oscilan entre 20 y 35 cm en cuarcita, y el tamaño medio entre 3 y 10 cm. La mosfocopia es subangulosa-subredondeada. Los tamaños medio y máximo y la angulosidad aumentan hacia el pie de los relieves. Es característica la presencia en superficie de cantos con pátina ferruginosa de 2 a 5 cm de diámetro. El espesor de la unidad varía entre 5 y 10 m.

En un corte existente en el cerro de La Cuerda, al sur de Garbayuela, se observa que la organización interna de los materiales es asimilable a la existente en los *braided* de gravas. La Raña (30) puede interpretarse pues como un conjunto de abanicos aluviales coalescentes formados por el apilamiento y migración lateral de canales *braided* cuya superficie al aire presenta una morfología de glacis de pie de monte.

Otro hecho de gran interés es la intensa y potente alteración existente en los materiales hercínicos situados por debajo, que es claramente visible en el citado cerro de La Cuerda y en la Mesa Larga (oeste de Garbayuela). Esta alteración puede alcanzar los 15 m de profundidad. Las grauvacas precámbricas están transformadas a arcillas y limos arenosos de tonos grises, violáceos, amarillentos y rojizos que sugieren una alteración en climas con una estación húmeda relativamente cálida.

Regionalmente sobre la Raña se sitúa un planosuelo que tiene como característica la existencia de un horizonte superficial del lavado, presencia de cantos con pátina ferruginosa y horizonte Bg (pseudogley) inundando horizontes prismáticos rojos (Bt).

MOLINA (1975) sitúa la Raña entre las dos superficies de erosión fundamentales de la Llanura Manchega atribuyéndole una edad Plioceno superior. PEREZ GONZALEZ (1979, 1981) establece que la edad de la

Raña se sitúa entre —2 y —2,5 millones de años, en el Villafranquienense superior próxima a límite Plio-Pleistoceno.

1.4.CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios existentes en la Hoja tienen escasa representación, a excepción hecha de los materiales de origen coluvial que tapizan las vertientes de las alineaciones cuarcíticas.

1.4.1. **Gravas y cantos poligénicos, arenas (Glacis) (32). Pleistoceno**

Existen depósitos con morfología de glacis de acumulación en las vertientes de los Arroyos del Vallejo de la Reguera (al sur de Herrera del Duque) y Arroyos del Quejigal y Zumajo (al este de Fuenlabrada de los Montes).

Están constituidos por gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, con matriz arenosa, subangulosos o subredondeados cuyo espesor no suele sobrepasar los 5 m.

Por su posición morfológica, elevados entre 10 y 20 m sobre el cauce actual de los arroyos se atribuyen al Pleistoceno.

1.4.2. **Gravas, cantos y bloques de cuarcita (coluviones)(33). Pleistoceno - Holoceno**

Se trata de depósitos de gravedad-vertiente, que adquieren una gran extensión superficial en toda la Hoja. Al objeto de no enmascarar la cartografía de las unidades paleozoicas se han representado sólo los más importantes, que normalmente se sitúan al pie de los relieves formados por la Cuarcita Armórica y la Cuarcita de Canteras.

Están formados por gravas, cantos y bloques angulosos de cuarcita con matriz limo-arenosa rojiza. Presentan espesores variables que pueden alcanzar valores del orden de la decena de metros. En otras ocasiones están formados por cantos y gravas rodadas de cuarcita cuando se sitúan en las vertientes de la Raña, o por grauvacas y pizarras en las laderas formadas por materiales precámbricos.

Suelen presentar un horizonte superior de potencia variable (desde unos decímetros a varios metros) de cantos angulosos cuya proporción disminuye hacia la base de las pendientes. Por debajo existe un horizonte textural rojo con pocos cantos que yace sobre un horizonte cárlico columnar o nodular de escaso desarrollo.

Regionalmente (MOLINA 1975) ha citado al menos dos etapas de formación de suelos rojos que dan lugar a la formación de secuencias complejas en los materiales coluviales.

El grado de rubefacción indica que se trata de suelos antiguos por lo que los materiales coluviales han debido comenzar a formarse en el Pleistoceno, correspondiendo sus horizontes más superficiales al Holoceno.

1.4.3. Gravas y cantes poligénicos (Terrazas) (34). Pleistoceno

Sólo se ha reconocido la existencia de depósitos con morfología de terrazas en las proximidades del cauce del Arroyo del Quejigal. Se sitúan entre 6 y 10 m por encima del nivel de los aluviones atribuyéndose al Pleistoceno superior.

Están formados por gravas y cantes poligénicos redondeados de cuarcita, cuarzo y pizarras con matriz de arena y limo. No existen cortes sobre el terreno que permitan precisar su espesor, que no debe sobrepassar los 4 metros.

1.4.4. Gravas y cantes poligénicos, arenas y limo-arcilla (Fondos de Valle y aluvial) (35). Pleistoceno superior-Holoceno

Forman los fondos de valle y llanuras aluviales de la red secundaria tributaria del río Guadiana.

Se trata de gravas y cantes poligénicos, de naturaleza variable según el sustrato geológico sobre el que discurren los arroyos. Normalmente predominan las cuarcitas y cuarzos redondeados siendo también frecuentes las pizarras y eventualmente, al sur de la Hoja, las grauvacas. Presentan una alta proporción de matriz de arena y limo-arcilla.

Es frecuente observar que la incisión reciente de los arroyos ha sobreexcavado estos materiales, quedando colgados unos pocos metros sobre el nivel actual del *talweg*. Lo anteriormente expuesto y la desconexión de los fondos de valle con la llanura de inundación holocena del río Guadiana indican que probablemente hayan comenzado a funcionar en el Pleistoceno más superior.

1.4.5. Gravas y cantes poligénicos. Arenas (conos de deyección) (36) Holoceno

Se han separado en la cartografía algunos pequeños conos de deyección situados en la confluencia del Arroyo de Valmayor con los ba-

rrancos laterales al mismo. La litología de los cantes y gravas está en función de la existente en las cuencas de recepción siendo normalmente, cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas devónicas, englobadas en matriz arenosa y limo-arcillosa.

1.4.6. Gravas, cantes y bloques angulosos de cuarcita (Pedreras) (37). Holoceno

Se trata de acumulaciones de gravas, cantes y bloques, muy heterométricos y angulosos de cuarcita que no presentan apenas matriz. Se sitúan en las vertientes de los cerros coronados por la Cuarcita Armoricana, normalmente en las cabeceras de los arroyos.

La génesis de estos materiales está en relación con fenómenos periglaciares, por movilización en las cuencas de recepción de los barrancos, de los gelifractos formados a expensas del diaclasado que presenta la Cuarcita Armoricana.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

La Hoja de Herrera del Duque está situada en la rama meridional de la zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972). En la zonación clásica de LOTZE (1945) pertenece a la Zona Luso-occidental-Alcudiense.

Los materiales más antiguos que constituyen esta región son de edad Precámbrica. Sobre ellos se dispone discordantemente el Ordovícico. El resto de la sucesión paleozoica alcanza hasta el Devónico superior, que ha quedado conservado en algunas estructuras sinclinales (Sinclinales de Almadén y Herrera del Duque).

La estructura principal es de edad hercínica, aunque durante el Precámbrico superior y el Cámbrico tuvieron lugar etapas de diastrofismo que se manifiestan actualmente como discordancias en el registro estratigráfico. La estructura regional consiste en pliegues de dirección NO-SE a E-O con recorridos kilométricos afectados en mayor o menor grado por deformaciones tardías. Hacia el sector oriental de la región el cuadro estructural varía, dominando un diseño de interferencia de domos y cubetas. Varios sistemas de fracturas, la mayor parte de origen tardihercínico, completan el marco estructural. Los materiales precámbricos y paleozoicos no han experimentado metamorfismo regional, manteniéndose en ambiente de anquizona.

Las intrusiones de granitoides tardihercínicas son prácticamente inexistentes, aunque en el Paleozoico inferior sí se conoce actividad magmática de carácter efusivo.

Los trabajos de índole estructural centrados específicamente en la Hoja de Herrera del Duque son prácticamente inexistentes. Sin embargo, desde el punto de vista regional esta zona está situada entre las Tesis Doctorales de MORENO (1977) y de ROIZ (1979). Ambos trabajos constituyen la base del conocimiento estructural que se tiene actualmente de este segmento del Macizo Ibérico. Con posterioridad VEGAS y ROIZ (1979) y JULIVERT *et al* (1983) perfilan e integran regionalmente las conclusiones obtenidas en estas tesis.

La ejecución de la cartografía geológica del Plan MAGNA de la mayor parte de las Hojas de esta región por los equipos de IBERGESA, C.G.S. y Minas de Almadén ha supuesto, finalmente, un notable avance en su conocimiento estructural.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja de Herrera del Duque está controlada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la pila sedimentaria y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado a este segmento de la Cadena Hercínica. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

2.2.1. Los materiales

Los materiales más antiguos son de edad precámbrica, y constituyen una potente sucesión (pizarras y grauvacas), que se comportan de manera homogénea frente a la deformación. La ausencia de marcadores dificulta el establecimiento de su estructura interna.

Discordante sobre el Precámbrico se dispone una serie de más de 2.000 metros de materiales paleozoicos que se han deformado fundamentalmente mediante plegamiento. El estilo y la geometría de los pliegues varía en la vertical en función de la constitución litológica. Hay varios tramos cuarcíticos, como la Cuarcita Armoricana, la Cuarcita de Canteras, la de Criadero y la Cuarcita siegeniense, en los que predominan las capas competentes estratificadas en niveles centimétricos a métricos. Se deforman mediante plegamiento concéntrico, con deslizamiento de capa sobre capa (*flexural-slip*), como atestiguan las microestructuras (estriás y desplazamientos) de los interbancos. La amplitud y longitud de

onda de los pliegues está condicionada por el espesor de las capas. El nivel de Cuarcita Armoricana, de unos 300 metros de potencia condiciona fuertemente toda la estructura del resto del Paleozoico, constituyendo el «esqueleto» estructural de la región.

Las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico inferior, «Pochico» y las alternancias del Llandeilo del Silúrico y del Devónico son series estratificadas («multilayers») que se caracterizan por un plegamiento disarmonioso controlado por el espesor de los bancos y el contraste de viscosidad entre las litologías. Los pliegues suelen ser de tipo concéntrico con mayor o menor grado de aplastamiento. Aparece esquistosidad en los niveles pizarrosos y en las charnelas de las capas competentes. Los tramos pizarrosos (Precámbrico - «Pizarras de *Neseuretus*» amplitas del Silúrico, etc.) tienen un comportamiento incompetente. Aunque persiste el plegamiento concéntrico inicial, predomina el aplastamiento, con tendencia al plegamiento similar. La esquistosidad puede estar generalizada.

Desde el punto de vista de la fracturación los niveles cuarcíticos han tenido un comportamiento más frágil, y son los que actualmente muestran mejor los resultados de las diferentes etapas de fracturación. Los niveles pizarrosos, por su mayor ductilidad, con frecuencia observan la deformación de manera continua, amortiguando las fallas. El mapa geológico y los esquemas tectónicos reflejan esta situación, con escasas fracturas en el Precámbrico y en los niveles pizarrosos paleozoicos.

2.2.2. Las fases de deformación

La estructura actual de los materiales de la Hoja de Herrera es el resultado de la superposición de varias fases de deformación que tuvieron lugar entre el Precámbrico y el Carbonífero.

Deformaciones prehercínicas. La existencia de deformaciones anteriores al plegamiento hercínico ha sido puesta de manifiesto por todos los autores que han trabajado en este sector de la zona Luso occidental-Alcudiense (BOUYX, 1970; MORENO, 1977; ROIZ, 1979, etc.). En la Hoja estudiada los materiales precámbrios tienen una estructura caracterizada por orientaciones y estilo propios, y diferentes de los que muestran los materiales paleozoicos. Las direcciones de estratificación, pliegues y esquistosidad del Precámbrico pueden aparecer cruzadas con respecto a las direcciones de la Cuarcita Armoricana. Asimismo los pliegues menores muestran mayor apretamiento que los del Paleozoico.

La monotonía de las series precámbrijas no posibilita la reconstrucción precisa de su estructura interna. Sin embargo en la zona de Fuenlabrada y en la esquina SE de la Hoja la serie Vendienense superior se dispo-

ne discordantemente sobre los materiales del Vendiente inferior-Rifeense. Ello implica la existencia de una fase de deformación intraprecámbrica. En las figuras n.º 6, 7, 8, se muestra un esquema con la disposición de la estratificación y la esquistosidad en los materiales precámbricos. En todo el sector SO de la Hoja las direcciones de ambas se cortan con gran ángulo, y existen además pliegues cortados por la esquistosidad hercínica. Este fenómeno ya ha sido descrito en otros puntos de la región.

Los *movimientos sárdicos*, son los responsables de la marcada discordancia que separa los materiales ordovícicos de su sustrato. La S. Púrpura se apoya sobre el Vendiente superior o el Vendiente - Rifeense y regionalmente puede descansar sobre el Cámbrico inferior. Los materiales precámbricos con frecuencia muestran una «tectónica serpenteante», que indica que tenían una fuerte inclinación previa al depósito del Ordovícico inferior, aunque esta inclinación no siempre es atribuible exclusivamente a la etapa de movimientos sárdicos, ya que en numerosos puntos la discordancia sárdica se superpone a la discordancia intraprecámbrica.

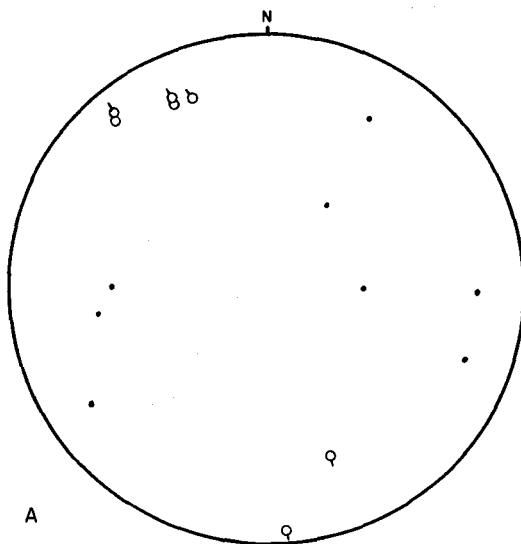
Los depósitos de la S. Púrpura se caracterizan por presentar una gran variación de espesores, pudiendo incluso faltar, como sucede en varios puntos del sinclinal de Herrera, donde la Cuarcita Armoricana se apoya directamente sobre el Precámbrico.

La existencia de pliegues sárdicos es conocida en la región (ver en especial, MORENO, 1977). La interpretación de estos pliegues, así como la paleogeografía del Ordovícico inferior basal sugieren un control por fracturas de zócalo en ambiente distensivo.

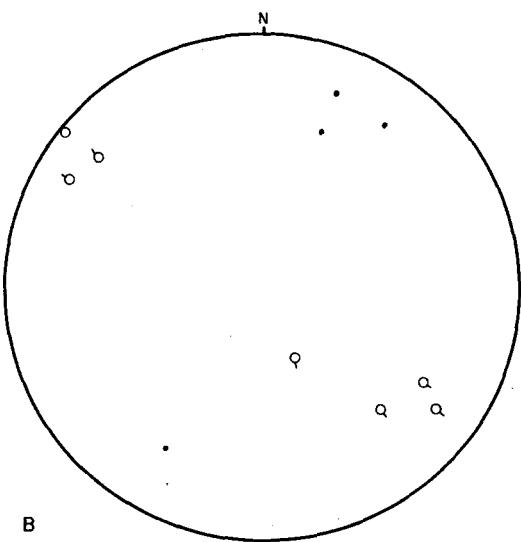
Deformaciones hercínicas. La deformación hercínica es la principal responsable de la estructura de la Hoja. Afecta por primera vez a los materiales paleozoicos y se sobreimpone a las estructuras prehercínicas.

La Primera Fase Hercínica es la principal. Es una fase compresiva que origina pliegues, esquistosidad y fallas.

Los pliegues regionales tienen ejes de dirección NO-SE a ONO-ESE, con inmersiones de 0º a 30º en ambos sentidos. Los planos axiales son subverticales o buzando hasta 30º hacia el norte o el sur, aunque en conjunto parece haber una tendencia a la vergencia sur. Sin embargo esta geometría está frecuentemente modificada por las deformaciones posteriores. En los materiales paleozoicos constituidos por cuarcitas o por alternancias los pliegues son abiertos, angulosos, con flancos rectos y charnelas agudas. Los ángulos entre flancos varían entre 40º y 80º. En los materiales precámbricos y en los niveles pizarrosos los pliegues suelen ser más apretados. En el primer caso predominan los tipo 1B de RAM-SAY, y 1C (pliegues concéntricos a pliegues concéntricos aplastados). En el segundo predominan los tipos 1C, observándose localmente pliegues de clase 2.

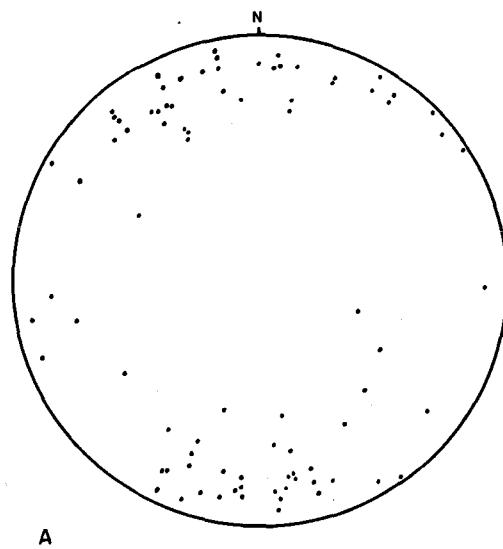


A

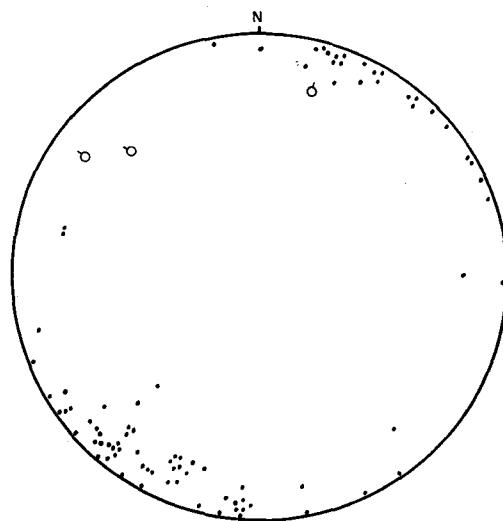


B

Fig. 6. A: Proyección equiáreal de los polos de la esquistosidad S en el Precámbrico del Anticlinorio de Ibor. Los círculos son pliegues que afectan a la esquistosidad en Fuenlabrada. B: Proyección equiáreal de los polos de la esquistosidad (puntos) y ejes de pliegues en el Paleozoico del Sinclinorio de Herrera.



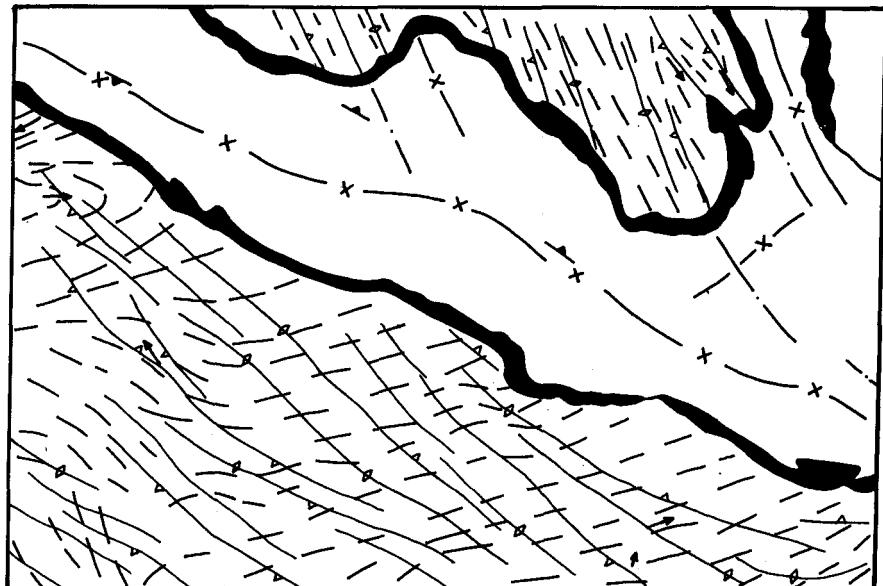
A



B

Fig. 7. A: Proyección equiárea de los polos de la estratificación del Precámbrico del Anticlinorio de Agudo. B: Proyección equiárea de los polos de la esquistosidad (puntos) del Precámbrico del Anticlinorio de Agudo, y de pliegues (círculos).

Fig. 8. Disposición de la estratificación y la esquistosidad en los materiales precámbricos.



- Pliegues en el Precámbrico.
- X— Pliegues en el Paleozoico.
- — Trazo de los capos en el Precámbrico.
- } Trazo de la esquistosidad en el Precámbrico.
- ↓ Esquistosidad en el Paleozoico.

La esquistosidad se desarrolla cuando la composición litológica lo permite. Suele aparecer en los materiales precámbrios, en las alternancias y en los niveles pizarrosos. Es una esquistosidad de plano axial, con orientación primaria NO-SE a ONO-ESE y buzamiento de 60° a 90°. También puede aparecer reorientada por la segunda fase. En los niveles pizarrosos (Precámbrio, Pizarras de Neseuretus, etc.) es una pizarrosidad (*slaty cleavage*) que puede obliterar la estratificación. En los niveles más competentes presenta refracción y se manifiesta como una esquistosidad de fractura espaciada (*spaced cleavage*), que generalmente se inicia en la charnela de los pliegues. Con frecuencia presenta disposición abanico.

Otras estructuras atribuibles a la primera fase de plegamiento hercínico son las fallas inversas y cabalgamientos que se desarrollan en los flancos cortos de algunos pliegues. Son fallas de dirección NO-SE a E-O, con buzamiento hacia el norte. Finalmente algunas fallas paralelas a los ejes de los pliegues de esta fase son interpretables como fracturas de relajación posteriores al plegamiento.

La Segunda Fase de deformación hercínica se caracteriza regionalmente por presentar estructuras y direcciones variables de unos puntos a otros de este segmento de la Cadena, manifestándose bien como una fase de plegamiento homoaixial y retrovergente con respecto a la primera, bien como una fase oblicua, y finalmente, como una fase de plegamiento ortogonal y de fracturación. Esta variabilidad espacial posiblemente se deba a la manifestación en cobertura de la reactivación de desgarres de zócalo durante la segunda compresión hercínica. ROIZ (1979) propone un modelo de este tipo para explicar la estructura del sector situado al este de la Hoja de Herrera.

En esta Hoja tiene menos importancia que la anterior. Se caracteriza principalmente por las modificaciones que produce en las estructuras de primera fase. Sus manifestaciones parecen estar controladas en cierta medida por las estructuras y dispositivos sárdicos, como pone de manifiesto MORENO (1977) para el sector situado al NO de esta zona (este autor denomina fase 3 a esta fase).

En el borde septentrional de la Hoja produce macropliegues de rumbo NNO-SSE, que interfieren las estructuras ONO-ESE de primera fase. Localmente pliega a la esquistosidad S_1 , aunque generalmente su efecto es un apretamiento de las estructuras preexistentes. En la parte oriental del Sinclinal de Herrera se manifiesta como una fase retrovergente, produciendo la verticalización o inversión hacia el norte de las estructuras de primera fase.

Finalmente hacia el este del sinclinal produce algunos pliegues cruzados, y posiblemente fallas inversas E-O a ENE-OSO vergentes hacia el norte. En sectores más orientales, fuera ya del marco de la Hoja de

Herrera, se manifiesta claramente como una fase de plegamiento transversal a las estructuras de primera fase.

La fracturación tardihercínica afecta a todas las estructuras de plegamiento anteriores. Se caracteriza por generar dos familias principales de desgarres, NO-SE dextrales y NE-SO sinestrales, ambas y especialmente las segundas, con una importante componente vertical. La familia que tiene un desarrollo más importante es la NO-SE.

Durante esta etapa de fracturación las fallas existentes experimentaron una reactivación. Además en muchos casos al analizar la fracturación es frecuente encontrar fallas que muestran un movimiento contradictorio con el de la familia a la que pertenecen. Sin duda ello es debido a las sucesivas reactivaciones que han experimentado durante el Mesozoico y el Terciario, y que no es posible reconstruir debido a la ausencia de registro estratigráfico.

2.2.3. Dominios estructurales

Desde un punto de vista descriptivo se han diferenciado cuatro dominios estructurales en la Hoja de Herrera del Duque. En la figura n.º 9 se muestra su distribución, mientras que en la n.º 10 se presenta un esquema estructural de la Hoja. La información sobre la geometría de las estructuras se completa con los cortes estructurales que acompañan al mapa geológico.

De NE a SO, los dominios estructurales son:

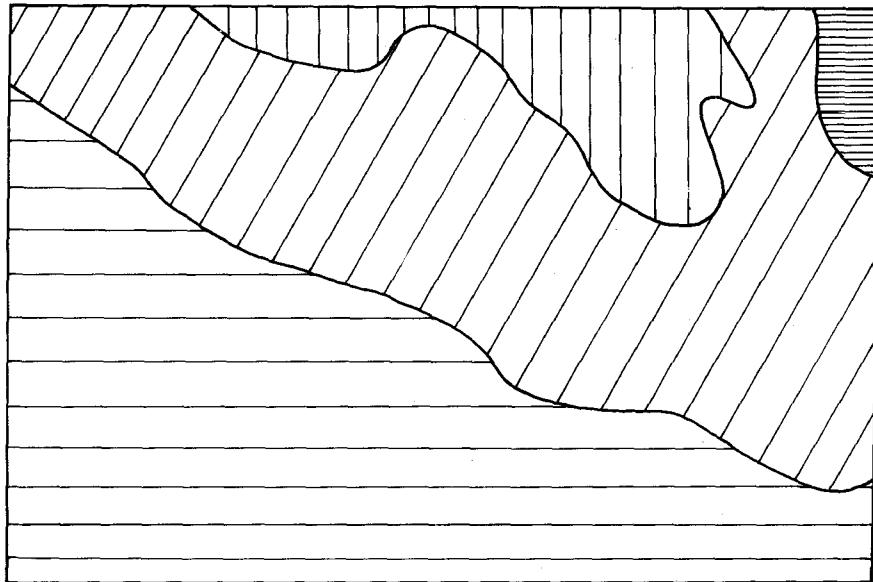
- El Anticlinal de Guadalemar.
- El Anticlinorio de Ibor.
- El Sinclinorio de Herrera del Duque.
- El Sinclinorio de Agudo.

El Sinclinorio de Herrera del Duque es la estructura más notable de la Hoja. Se trata de un sinclinorio de primera fase hercínica que ocupa la mayor parte del sector central y septentrional.

Su dirección es ONO-ESE, con variaciones locales, y está constituido por materiales paleozoicos, desde el Ordovícico al Devónico superior. Los niveles duros de la Cuarcita Armoricana delinean perfectamente su contorno.

Aunque inicialmente debió de tratarse de una estructura con plano axial subvertical o vergente hacia el sur en la actualidad esta geometría ha sido modificada por la segunda fase de deformación. Por ello el flanco sur aparece frecuentemente verticalizado e incluso llega a aparecer invertido. Este fenómeno se aprecia claramente en la cerrada del Pantano de García Sola, donde la Cuarcita Armoricana presenta pliegues menores con una clara vergencia hacia el norte, situación que se mantiene hasta el nivel de las «Pizarras con *Neseuretus*».

Fig. 9. Dominios estructurales de la hoja de Herrera del Duque.



Anticlinorio de Ibor.



Sinclinorio de Herrera del Duque.

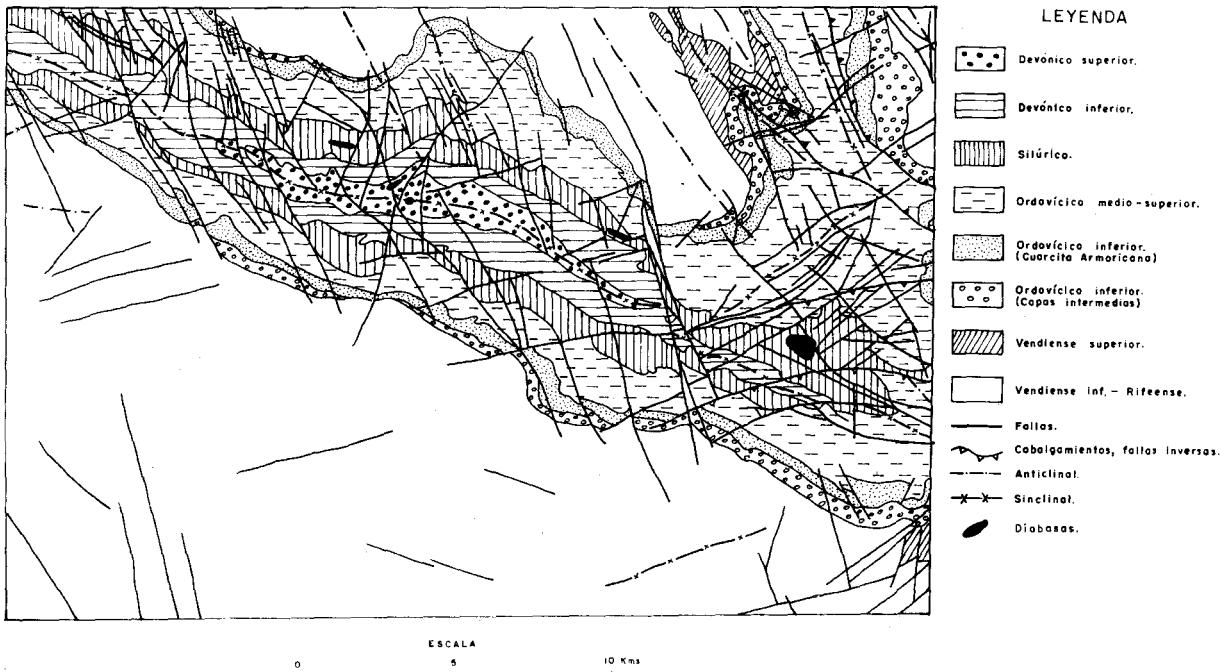


Anticlinorio de Agudo.



Anticlinorio de Guadalemar

Fig. 10. Mapa tectónico de la hoja 756, Herrera del Duque.



El flanco septentrional presenta una estructura algo más complicada, pues está afectado por pliegues de segunda fase. La Cuarcita Armoricana describe un cierre periclinal, el del Anticlinorio de Ibor, y de oeste a este se distinguen la Antiforma de La Consolación, la Sinforma de Herrera y la Antiforma de Fuenlabrada, de dirección NNO-SEE. Hacia el este todavía aparece la Sinforma del Morro Tejedores, que aloja materiales ordovícicos, y está afectada por dos fallas inversas de rumbo NO-SE y vergencia sur, que se prolonga en la Hoja de La Puebla en el flanco corto del Anticinal de Guadalemar.

El núcleo del sinclinorio tiene una estructura de plegamiento relativamente sencilla, alojando toda la sucesión paleozoica hasta el Devónico. En general no hay repliegues de gran escala.

Los pliegues menores que se desarrollan en los materiales devónicos del nucleo, de dirección NO-SE y vergencia hacia el sur con frecuencia presentan disarmonías y esquistosidad de plano axial. El desarrollo de la esquistosidad no es homogéneo, y está controlado por la composición litológica.

La extremidad oriental del sinclinorio adopta una disposición en cubeta transversal a la estructura general, por efecto de la interferencia de la segunda fase. En esta zona existen también dos fallas de dirección E-O a ENE-OSO, interpretadas como inversas y cabalgantes hacia el norte.

La fracturación es uno de los rasgos distintivos de este dominio. A diferencia de los dominios precámbrios, la densidad de fracturas en el sinclinorio de Herrera es elevada, posiblemente por un comportamiento más frágil de los materiales paleozoicos, y sin duda porque los contrastes litológicos permiten su detección.

Las fallas más importantes y más abundantes son las de rumbo NO-SE a NNO-ESE, que han actuado fundamentalmente como desgarres dexterales, originando a veces bandas de cizallamiento relativamente amplios.

El Anticlinorio de Ibor. Está situado en la parte septentrional de la Hoja, y queda delimitado por el nivel de la Cuarcita Armoricana del flanco norte del Sinclinorio de Herrera. En realidad este dominio corresponde al cierre meridional de esta estructura regional.

En el anticlinorio afloran materiales precámbrios que son recubiertos discordantemente por los niveles detriticos de la S. Púrpura o Cuarcita Armoricana cuando aquélla falta. A su vez el Vendienense superior es discordante sobre el Vendienense inferior - Rifeense. La estructura de este dominio se caracteriza por varios antiformes y sinformes de segunda fase sobreimpuestos a los pliegues de primera fase hercínica y a los pliegues precámbrios.

Los materiales precámbrios presentan pliegues con esquistosidad de rumbo NO-SE, atribuibles a la primera fase hercínica. La orientación oblicua de las estructuras de primera fase con respecto a las del Paleo-

zoico se interpreta como preconfigurada por la orientación de las estructuras prehercínicas de los materiales precámbricos. La primera fase apreta los pliegues preexistentes y genera esquistosidad. La segunda fase hercínica repliega el conjunto con pliegues de gran radio, que como puso de manifiesto MORENO (1977) en sectores más septentrionales, lleva dirección NNO-SSE cuando actúa sobre estructuras sárdicas de esta dirección.

El Vendienense superior, que aflora en las inmediaciones de Fuenlabrada alojado en un sinclinal de segundo orden, presenta la misma estructuración que el Paleozoico. En esta zona, pero afectando a materiales rifeenses se ha observado en algún punto la esquistosidad de primera fase hercínica plagada según ejes 320-340, con 10°20° de inmersión al norte, durante la segunda fase.

El anticlinal de Guadalemar aparece parcialmente en la esquina NE de la Hoja. Regionalmente es un anticlinal de rumbo NNO-SSE a ONO-ESE con materiales precámbricos en el núcleo, que cabalgan sobre el Paleozoico del flanco sur mediante fallas inversas en relevo. La geometría del bloque cabalgado, la Sinforma del Morro Tejedores, sugiere también una componente de desgarre para estas fallas, posiblemente por reactivación posterior.

El Anticinal de Agudo. Este dominio ocupa toda la mitad suroccidental de la Hoja. En ella sólo aflora una parte de esta gran estructura. A escala regional es un gran anticlinorio ocupado por materiales precámbricos, de rumbo NO-SE que hacia el SE sufre una inflexión en las Hojas de La Puebla de Don Rodrigo y Valdemanco de Esteras, adoptando entonces una dirección NE-SO por efecto de la segunda fase hercínica. La estructura interna de este dominio no es manifiesta, al menos en la Hoja de Herrera del Duque, debido a la ausencia de marcadores en la serie del Vendienense inferior-Rifeense. Únicamente en la esquina SE de la Hoja hay un pequeño retazo de materiales del Vendienense superior que se apoyan discordantemente sobre el conjunto precámbrico inferior.

A partir de las medidas realizadas se ha hecho una interpretación de las direcciones de la estratificación y la esquistosidad en este dominio (Figura 10). La estratificación muestra una disposición general NE-SO a E-O, que choca claramente con la dirección del plegamiento hercínico del Paleozoico. Esta geometría es atribuible pues a la deformación prehercínica, y en nuestra opinión a la fase de plegamiento intraprecámbrica mejor que a los movimientos sárdicos. También hay pliegues de rumbo E-O a ENE-OSO y NNE-SSO que son cortados por la esquistosidad hercínica de primera fase. La reconstrucción de la disposición original de esta esquistosidad muestra que ella se dispone con rumbo NO-SE y subvertical, como en los materiales paleozoicos. Esta diferencia con el dominio del Anticlinorio de Ibor se debería a que en el de Agudo la

disposición previa de la estratificación del Precámbrico no favoreció que fuera reutilizada para el plegamiento, y el acortamiento de primera fase hercínica se manifiesta por el desarrollo de esquistosidad, y no de plegamiento, que debería efectuarse según el rumbo de capas ya plegadas.

No obstante cuando la orientación de los materiales precámbricos era favorable localmente sí se desarrollan en ellas pliegues de primera fase hercínica, como los existentes en la carretera de Fuenlabrada a Talarrubias, a la altura del Arroyo de la Jara, donde tienen un rumbo 310, con 20° de inmersión al NE, y llevan asociada una pizarrosidad (*slaty cleavage*) de plano axial que transpone fuertemente a las grauvacas precámbricas.

2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

La deformación más antigua reconocible en el marco de la Hoja de Herrera del Duque es de edad intraprecámbrica, y está señalada por la discordancia del Vendiente superior sobre el Vendiente inferior-Rifeense. Correspondría a la denominada discordancia Oretánica por SAN JOSE (1984), quien la identifica en el Anticlinorio de Navalpino, donde propone una fase de deformación sinesquistosa que afecta a un conjunto correlacionable con niveles datados como Rifeense mediante microfauna. Para el conjunto situado por encima de la discordancia propone una edad Vendiente medio-superior.

Aunque no existe registro estratigráfico en la Hoja, regionalmente existe una discordancia entre el Cámbrico inferior-Precámbrico («Nivel de Fuentes») y el conjunto superior del Precámbrico. Esta discordancia está bien documentada en el sector de los Montes de Toledo, al norte de la Hoja estudiada. SAN JOSE (1984) la atribuye a la fase Cadómica s.l.

El diastrofismo sárdico sí ha quedado registrado en la Hoja. Las capas basales del Ordovícico son discordantes sobre diferentes niveles precámbricos. Hacia el norte de esta zona pasan a apoyarse sobre el Cámbrico inferior. Tremadoc y Cámbrico inferior son pues las edades límites para este evento tectónico, posiblemente de carácter extensional, siendo su edad más probable Cámbrico superior. Es notoria la coincidencia temporal de este suceso con la actividad ígnea en las zonas internas de la Cadena (intrusiones de ortoneises).

Los criterios estratigráficos disponibles en la Hoja tampoco son suficientes para datar con precisión las deformaciones hercínicas, siendo necesario tener en cuenta los datos regionales. En el Sinclinorio de Herrera del Duque hay registrado una discontinuidad sedimentaria importante entre el Devónico inferior y el superior. Esta discontinuidad marca además el paso de una sedimentación de plataforma somera a otra de tipo turbi-

dítico. Los sedimentos turbidíticos de edad Devónico superior-Carbonífero son considerados como facies «flysch», esto es sedimentos sinorogénicos, en el conjunto de la Cadena Hercínica. Esta discontinuidad probablemente marca el comienzo de la deformación hercínica, que tendría lugar en el Devónico medio. Esta fase, generadora de estructuras en las zonas internas del orógeno, se manifestaría en esta zona como una discontinuidad estratigráfica.

El Devónico superior de los Sinclinales de Herrera y de Almadén están afectados por las estructuras de la primera fase hercínica identificada en esta región. En la última localidad citada al Estefaniense es además claramente postectónico, y la granodiorita de Fontanosa, postfase-1 ha sido datada en 302 ± 7 m.a., esto es Westfaliense superior (SAUPE, 1973). La edad de la deformación principal hercínica está situada pues entre el Devónico superior y el Westfaliense superior. Sobre la edad de la segunda fase de deformación hercínica no existen datos que permitan precisarla.

Además de una serie de fallas cuyo origen es claramente singenético con la deformación variscica hay otras fracturas posteriores al plegamiento, clásicamente atribuidas a la fracturación tardihercínica. Por sus relaciones con la sedimentación permocarbonífera y con los granitoides tardihercínicos se les atribuye una génesis durante el Estefaniense y el Pérmico inferior. Originadas como fallas de desgarre sin embargo fueron reactivadas durante el Pérmico superior y el Triás, y como bien se ha documentado en áreas alpinas, durante el Mesozoico y el Terciario, actuando como fallas normales en épocas de tectónica extensional, y como fallas inversas y desgarres en régimen de compresión. En la zona estudiada no es posible documentar estas reactivaciones, pero la geometría contradictoria que presentan a veces avala esta hipótesis.

3. GEOMORFOLOGIA

En la Hoja existe un claro contraste topográfico entre las alineaciones serranas constituidas por la Cuarcita Armoricana o «Piedra del Risco» y las llanuras implantadas sobre los materiales precámbricos (Llanuras de la Serena y Fuenlabrada). Se caracteriza por un relieve apalachiano con áreas sinclinales colgadas.

Pueden diferenciarse varios dominios geomorfológicos relacionados directamente con las unidades morfoestructurales definidas por las grandes estructuras hercínicas (Anticlinorio de Agudo-Valdemanco, Sinclínario de Herrera, Anticlinorio de Ibor-Guadalupe y Anticlinorio de Guadalemar) y por los materiales postorogénicos.

Estos dominios son:

- Sierras cuarcíticas.
- Llanuras y depresiones sobre materiales precámbricos.
- Depresión sinclinal o Val complejo de Herrera del Duque.
- Plataformas de la Raña y relieves sobre materiales terciarios.

3.1. LAS SIERRAS CUARCITICAS

La Cuarcita Armoricana es el principal elemento constructor del relieve actual. Las directrices del mismo son estructurales, aunque no exactamente hercínicas, pues el rejuego de fallas tardías produce desplazamientos y condiciona la red de drenaje. Estos relieves, formados por barras rocosas de cuarcitas, se sitúan en los flancos de las estructuras mayores y sirven de límite entre las demás unidades o dominios morfoestructurales. Presentan direcciones dominantes ONO-ESE que pasan a E-O y N-S en la terminación periclinal del Anticlinal de Ibor.

Las altas superficies de erosión no están presentes en la Hoja, habiéndose reconocido en sectores próximos (Hoja 15-29: Castilblanco).

No existe una isoaltitud de cumbres tan clara como la de otros sectores en los Montes de Toledo. Normalmente se sitúan entre 710 y 845 metros descendiendo suavemente hacia el valle del Guadiana (Quejigo: 845 m, Cerro Milano: 825 m, Algibe de Fuenlabrada: 798 m, Castillo: 793 m, Chamorro: 772 m, Santa Catalina: 773 m, Ronquilla: 756 m y Cerro Pajonal: 709 m). La incisión de este río y sus afluentes ha sido muy importante, existiendo diferencias de cotas entre los cauces y los vértices más elevados de 530 m.

Las vertientes de la sierras cuarcíticas presentan pendientes acusadas entre el 25 y 35% y perfil cóncavo. Están relativamente estabilizadas y tapizadas por depósitos coluviales y de glacis coluviales antiguos (Pleistocenos). Tan sólo existen procesos activos en relación con pequeños barrancos y con las pedreras o canchales situados en las cabeceras de los mismos.

3.2. LLANURAS Y DEPRESIONES SOBRE MATERIALES PRECAMBRICOS

Se sitúan en los núcleos de los Anticlinorios de Agudo-Valdemanco al sur de la Hoja (Llanura de la Serena), Ibor-Guadalupe, al norte (Llanura de Fuenlabrada) y Guadalemar (Depresión de Guadalemar). Dan lugar a zonas deprimidas con relieve suavemente alomado, y escasa o nula cobertura edáfica, circundadas por las Sierras cuarcíticas. Los afluentes del Guadiana: Agudo, Siruela, Guadalemar y Pelochejo se encajan pro-

fundamente en la llanura alomada. Su llanura de inundación es discontinua, de escasa anchura y se encuentra frecuentemente colgada sobre el *talweg* actual, en donde aflora el sustrato grauváquico pizarroso dando lugar a microrrelieves en «dientes de perro».

Se reconoce la existencia de una antigua superficie de erosión, que se sitúa entre las cotas de 530-420 m en la Llanura de la Serena y 520-480 m en la de Fuenlabrada, descendiendo suavemente hacia el Guadiana. Está fosilizada por los sedimentos del Plioceno inferior, aunque es probable que su construcción se haya iniciado en tiempos más antiguos (Paleógeno superior-Mioceno inferior) en relación con etapas de intensa alteración química. Esta superficie de erosión es la principal constructora de las llanuras que nos ocupan; la incisión cuaternaria da origen al relieve alomado que se observa actualmente.

3.3. LA DEPRESION SINCLINAL O VAL COMPLEJO DE HERRERA DEL DUQUE

Se trata de un área deprimida con numerosos relieves internos y limitada por las Sierras cuarcíticas. Su orientación preferente es ONO-ESE, coincidente con las directrices principales, pasando hacia el este a NNO-SSO, como consecuencia del giro que sufren las estructuras al ser afectadas por fases hercínicas posteriores.

Se caracteriza por la ausencia de llanuras y por presentar un modelo básicamente estructural a base de barras rocosas formadas por los niveles cuarcíticos resistentes de la sucesión paleozoica. (Cuarcitas de Cantera, de Criadero y del Siegeniense) que alternan con tramos « blandos» pizarrosos (Pizarras con *Neseuretus*, Pizarras Intermedias, ampelitas, etc.). Así se definen una serie de seis sierras internas en la depresión, subparalelas a los relieves de la Cuarcita Armoricana y una depresión central formada por los materiales pizarrosos del Devónico superior, situados en el núcleo del sinclínorio. El número de sierras internas es eventualmente de cinco; tres al norte de la depresión central y dos al sur debido al mayor buzamiento local del flanco meridional constituyendo las cuarcitas de Cantera y Criadero una sola alineación de cerros. Este esquema morfológico se ve complicado por la fracturación que rompe y desplaza las hileras de cerros y por la aparición de cierres pericliniales sinclinales locales.

En conjunto la depresión constituye un val complejo colgado sobre los anticlinales que da lugar a un relieve típicamente apalachiano. La red fluvial actual presenta características propias. El Guadalemar es un río consecuente con las estructuras debidas a la segunda fase hercínica mientras que se reconoce como obsecuente frente a las direcciones es-

tructurales ONO-ESE. El Arroyo de Valmayor discurre consecuentemente por el núcleo devónico del sinclinal. El Guadiana cruza el sinclinal aprovechando las mayores fracturas tardihercinicas. Es un río obsecuente que se encaja en profundas hoces en la cuarcita armoricana, como sucede en el Puerto de la Peña, lugar elegido para la cerrada del Embalse de García de Sola.

3.4. LAS PLATAFORMAS DE LA RAÑA Y RELIEVES SOBRE MATERIALES TERCARIOS

Estas unidades geomorfológicas están bien representadas en la Llanura de la Serena, extremo norte del Val de Herrera y Depresión de Gualdeamar.

Las plataformas de la Raña tienen morfología de glacis de pie de monte suavemente inclinados hacia el eje de las depresiones. Están tapizadas por depósitos de gravas cuarcíticas que coronan los relieves alomados con desarrollo local de cárcavas implantados sobre los fangos y conglomerados del Plioceno inferior. En la Llanura de la Serena descienden hacia el OSO desde 580 a 495 metros con pendientes del orden del 1%. Tienen un acusado perfil cóncavo en las zonas de enlace con las Sierras cuarcíticas que están tapizadas por glacis coluviales sincrónicos con del depósito de las rañas.

Es característica la presencia de una potente alteración preraña que afecta a los materiales sobre los que reposa, muy patente en los Montes de Toledo y Extremadura.

3.5. EVOLUCION DEL RELIEVE

MUÑOZ (1976) indica que las superficies de cumbres son testigos de lo que se podría definir como un «sistema de superficies estructurales derivadas» resultantes del arrasamiento de los niveles superiores, blandos y plásticos de la serie sedimentaria hasta alcanzar las duras y muy fracturadas cuarcitas arenigenses en las zonas de charnela de los anticlinorios. Por tanto, para este autor, la isoaltitud de los conjuntos montañosos de los Montes de Toledo no sería testigo del estadio final de un ciclo erosivo, sino de un momento en el continuo y complejo proceso morfogenético que los viene afectando desde su levantamiento orogénico. Este momento es aquél en el que la erosión pasa de actuar de una litología homogénea y blanda a otra litología dura bajo la que se encuentran niveles menos resistentes. Es decir, cuando debido a factores estructu-

rales la acción erosiva pasa de un simple arrasamiento a iniciar el desmantelamiento de los anticlinorios.

Sin embargo la idea más generalizada es que la «superficie de cumbres» corresponde a un nivel de arrasamiento antiguo. (Finicretácico o Paleógeno), cuya degradación en época alpina genera el relieve apalachense que caracteriza gran parte de los Montes de Toledo y Domo Extremeño, en el que el papel de la alteración que afecta al sustrato paleozoico jugó un papel fundamental.

Así, durante el Paleógeno y Mioceno inferior la región se vio sometida a intensos procesos de alteración química en condiciones de tipo tropical estacional (MOLINA *et al.*, 1985), formándose los relieves residuales o *inselbergs*, en las cuarcitas del Ordovícico inferior, a cuyos pies se acumularon localmente corazas ferralíticas. La alteración de los materiales pizarrosos precámbricos y paleozoicos alcanzó varias decenas de metros de profundidad, dando lugar a materiales fácilmente erosionables, que fueron desmantelados durante el Mioceno y sobre todo el Plioceno inferior produciéndose el relleno de las principales cuencas endorreicas y de pequeñas cuencas intramontañosas.

Con anterioridad al depósito de las Rañas se produce una nueva etapa de alteración química que se traduce en una intensa meteorización del sustrato, que en muchas zonas se suma a las alteraciones precedentes. Los abanicos aluviales que conforman las Rañas, se depositan sobre dicha superficie alterada, colmatando las depresiones existentes entre los relieves. Este proceso da origen a formas extensas de glacis de pie de monte. La incisión cuaternaria, en particular la del río Guadiana y afluentes, disecta la superficie de la Raña de manera que el paisaje que puede observarse por encima del nivel de estas plataformas en muchas zonas presenta una geomorfología heredada de etapas anteriores, con retoques mínimos (pedreras): es el paisaje del Pliocuaternario. Por debajo del nivel de rañas el paisaje es enteramente cuaternario con predominio de los procesos denudativos.

4. PETROLOGÍA

Se han separado en la cartografía los afloramientos de rocas subvolcánicas (metadiabasas y diabasas de composición basáltica) y diques de cuarzo.

4.1. ROCAS SUBVOLCANICAS

Las metadiabasas (1) se sitúan en el extremo suroccidental de la Hoja, atravesando materiales del precámbrico. Son rocas prehercínicas, afec-

tadas por la esquistosidad principal, probablemente relacionadas con cualquiera de los vulcanismos precámbricos, cámbricos, llanvirnienses, o silúrico-devónicos. Microscópicamente tienen textura holocrystalina, diábasea, muy modificada por alteración, fracturación y deformación tectónica. Están formadas por plagioclásas frecuentemente con el interior totalmente alterado a sericit-saussurita-epidota, bordes albitizados y coronas de reacción de feldespato potásico asociadas a epidota cristalina. Hay fenocristales de clinopiroxeno en gran parte alterados con neoformación de hornblenda, actinolita-tremolita aciculares, cloritas, epidota y abundante esfena. Hay fracturas llenas por cuarzo-albita-clorita-epidota muy modificadas tectónicamente, con deformación de cristales y formación de mosaicos que producen una intensa alteración (hidrotermal?) de los componentes primarios de la roca con formación de agregados de epidota-esfena-clorita-anfíboles, en los que solamente de manera accidental aparecen reliquias inalteradas. Como accesorios hay biotita y sulfuros.

Las diabasas (2) se presentan en afloramientos de contornos subelípticos o subcirculares que perforan los materiales del Silúrico y Devónico en el Sinclinal de Herrera del Duque. La edad es tardihercínica o Pérmica. Se trata de rocas con textura granular holocrystalina entre diabásica y ofítica, con fenocristales de plagioclásas antiperíticas irregularmente alteradas a epidota, saussurita y carbonatos; clinopiroxenos sustituidos por epidota y clorita; reliquias de biotita muy transformadas a clorita y opacos finos, olivino transformado en clorita, serpentina y carbonatos. En general todos los máficos están además irregularmente ferruginizados. Hay cristales de ilmenita transformados en leucoxeno. Muy localmente se observa alguna amígdala rellena de cuarzo; son pues rocas de composición basáltica muy alteradas, con texturas desde criptocrystalinas a holocrystalinas diabásicas.

4.2. ROCAS FILONIANAS

Los filones de cuarzo (3) cartografiados se asocian a fracturas de dirección NE-SO a ENE-OSO, tienen potencia métrica y se sitúan en el Precámbrico del extremo oeste de la Hoja. Suelen mostrar estructuras de relleno centrípeto, emplazándose en fracturas tardihercínicas.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se da una visión muy generalizada de la evolución geológica del sector, teniendo en cuenta la información obtenida en la

realización de Hojas próximas del plan MAGNA y la derivada de la bibliografía existente.

La sucesión del Precámbrico superior y Cámbrico inferior presenta variaciones apreciables en las diferentes estructuras en que aflora, pero en conjunto pueden separarse tres grupos deposicionales o unidades tectosedimentarias limitados por discordancias (HERRANZ *et al* 1977, SAN JOSE, 1984 y Grupo de trabajo MAYASA - IGME com. pers.).

- Grupo inferior del Domo Extremeño o «Alcudiense inferior» Rifeense superior - Vendienense inferior.
 - Discordancia Oretánica.
- Grupo intermedio de Ibor - Navalpino o «Alcudiense superior» de edad Vendienense medio-superior.
 - Discordancia Cadomiense.
- Grupo superior de Valdelacasa o «Pusiense» y Series del Cámbrico inferior (Azorejo, Navalucillos, etc.) Vendienense superior-Cámbrico inferior.
 - Discordancia Sárdica.

En el área ocupada por las Hojas de Castilblanco, Herrera del Duque, Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río la sedimentación del Grupo inferior se realiza en ambientes de talud-cuenca con desarrollo de facies desorganizadas y facies turbíticas de abanicos submarinos profundos, situándose las facies más distales hacia el norte. Estos materiales son posteriormente deformados depositándose el grupo intermedio discordante sobre los materiales anteriores, en ambientes de plataforma mixta terrígeno-carbonatada abierta hacia el este-sureste, mientras que en el Anticlinal de Valdelacasa (Hoja de Puente del Arzobispo) hay sedimentación de facies turbíticas: Fm Estomiza o Series del Villar del Pedroso y río Uso probablemente equivalentes de las series de Fontejo y Valdehorno del Anticlinal de Ibor (SAN JOSE, 1984). Las deformaciones previas al depósito de la serie suprayacente, son de menor intensidad que las anteriores, si bien se detecta una discordancia angular entre los Grupos intermedio y superior. La sedimentación de este último comienza localmente con el depósito de megaturbiditas, relacionadas con eventos sísmicos (Nivel de Fuentes), continuando en un dominio de talud-plataforma, sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, que pasa a facies más someras de plataforma terrígena y carbonatada durante el Cámbrico inferior (Formaciones Areniscas del Azorejo y Calizas de los Navalucillos o de la Estrella). SAN JOSE (1984) señala para el conjunto Precámbrico superior - Cámbrico inferior, la existencia de una o varias cuencas con bordes activos cuyo relleno comienza por turbiditas y culmina con facies extensivas de plataforma somera, con varias reactivaciones que dan lugar a las discordancias citadas. Propone un modelo de ciclos sucesivos de fracturación-colmatación extensión de facies so-

meras, con predominio de movimientos en la vertical y episodios compresivos previos a cada etapa de fracturación distensiva, cada vez menos intensos a lo largo del tiempo, de los que el más importante es la fase de deformación sellada por la discordancia Oretánica.

Se tiene evidencia de que la sedimentación continuó durante el Cámbrico inferior en los Montes de Toledo (Formaciones Soleras y Cortijos del Marianense y Bilbilitense más inferior). Posteriormente y hasta la discordancia de la base del Ordovícico tuvo lugar un intervalo (Cámbrico medio y superior) sin sedimentación o con sedimentación hasta un nivel desconocido, seguido de la erosión vinculada a los movimientos de la fase sárdica. Esta fase tectónica dio lugar a la formación de amplios pliegues de direcciones variables y sin desarrollo de esquistosidad en la Hoja de Espinoso del Rey (16-27). Dicha fase se relaciona normalmente con una tectónica de carácter extensional acompañada de movimientos diferenciales de bloques corticales, si bien algunos autores abogan por una tectónica compresiva en relación con antiguas zonas de desgarre seguida de fracturación en régimen distensivo. El vulcanismo fisural subaéreo y explosivo de composición dacítica detectado en las proximidades de la discordancia entre la Formación Cortijos y Serie Púrpura en la Hoja 18-29 (Malagón) (ROIZ 1979) estaría ligado a las primeras etapas de fracturación sárdica. Por otra parte la edad de estas deformaciones está comprendida entre el Cámbrico inferior y el Tremadoc, siendo la más probable Cámbrico superior notablemente coincidente con la actividad ígnea en las zonas internas de la cadena (intrusiones de ortogneises).

El desmantelamiento de las estructuras generadas durante esta etapa da lugar a vacíos erosionales de diferente intensidad. Así los materiales del Ordovícico inferior se sitúan sobre diferentes términos del Cámbrico inferior y Precámbrico superior según zonas. En el área estudiada la laguna estratigráfica de mayor amplitud se da en el sector ocupado por las Hojas de Castilblanco, Herrera, Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río, en las que las Capas intermedias o Serie Púrpura yacen sobre materiales del Rifeense y Vendiente.

La sedimentación de las Capas intermedias (Hunnebergiense?-Arenig.) se realiza sobre un paleorrelieve, probablemente controlado por la tectónica sárdica cuyas directrices fundamentales son ONO-ESE a NO-SE, como lo demuestran la existencia de áreas sin sedimentación con acuñamiento de la serie sobre el paleorrelieve (Herrera del Duque) las direcciones de corriente paralelas y transversales al mismo y las variaciones de espesor y facies.

En conjunto hay una elevación relativa del nivel del mar que produce una megasecuencia transgresiva con *onlapping* sobre el paleorrelieve y aumento de la profundidad.

De muro a techo se pasa de barras arenosas y microconglomeráti-

cas más o menos litorales (Piedrabuena, Casas del Río, Puebla de Don Rodrigo, Castilblanco, Anchuras, Espinoso del Rey y Puente del Arzobispo) e incluso fluviales o costeras (Herrera del Duque, sector sur de Castilblanco y oeste de la Puebla) a facies de plataforma marina somera próximas al nivel de base del oleaje de tempestad.

En los sectores donde faltan las capas intermedias (Herrera del Duque) las Cuarcitas Armoricanas del Arenig yacen directamente sobre el Precámbrico mediante discordancia angular. Sin embargo en las demás zonas la concordancia entre las dos series del Ordovícico inferior es total. La «discordancia Ibérica» de LOTZE (1956) tiene pues el significado de una disconformidad o ruptura sedimentaria.

Lo más destacable de la Cuarcita Armicana es su gran extensión superficial que desborda los márgenes de sedimentación de las Capas intermedias, la constancia de las facies, su ordenación en megasecuencias *coarsening upwards*, así como su paso hacia arriba a sedimentos de plataforma dominada por el oleaje. (Alternancias de Pochico del Arenig.-Llanvirn.). La extensión y constancia de las facies está relacionada con el carácter transgresivo de la unidad en el contexto de un margen de cuenca extensivo. Las facies arenosas corresponden a barras depositadas en una plataforma somera por acción de corrientes inducidas por las mareas, vientos y oleajes. Se forman pues relativamente cerca de la costa y se desplazan hacia el continente a medida que asciende el nivel del mar. Las megasecuencias *coarsening up* deben relacionarse con progradaciones de las zonas arenosas de la plataforma sobre zonas más internas en períodos de gran aporte siliciclástico quizá relacionado con disminuciones de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar. Este dispositivo supone una cierta heterocronía de la Cuarcita Armicana y el diacronismo del límite entre ésta y las Alternancias de Pochico que representarían emplazamientos más distales en los que el agente dominante de transporte y sedimentación son las tormentas.

En el Ordovícico medio y superior pueden reconocerse una serie de unidades tectosedimentarias definidas mediante ciclos «regresivos» o megasecuencias de somerización por avance y progradación de las áreas sublitorales arenosas sobre la plataforma lutítica. Comienzan con depósitos de plataforma abierta y fondo anóxico evolucionando hacia facies arenosas sedimentadas por la acción de corriente inducida por las tormentas, que en el techo de las secuencias son más proximales con respecto a los campos de barras de mar somero de cuya destrucción proceden. El primer ciclo se desarrolla durante el Llanvirniense y Llandeilo inferior (Pizarras con *Neseuretus* y Areniscas de los Ratos). El segundo tiene una edad Llandeilo inferior-superior a Caradoc inferior (Pizarras Guindo o Botella, Serie de Transición y Cuarcitas Botella o de Cantera). El tercero es más complejo y consta de dos subciclos, el inferior tiene

edad Caradoc (Pizarras intermedias o de Cantera y Bancos mixtos) y el superior se desarrolla durante el Caradoc superior-Ashgill, inferior (parte superior pizarrosa de los Bancos mixtos y Caliza de Urbana) (ver 1.4.). El límite entre estas unidades tectosedimentarias o megasecuencias es neto y la evolución de somerización paulatina lo que implica hundimientos de la cuenca o ascensos del nivel del mar relativamente rápidos. Durante el Ordovícico medio y superior existe actividad volcánica con emisión de productos básicos de composición basáltica que se intercalan en las facies más profundas, frecuentemente en la base de las secuencias (vulcanismos del Llanvirn, inferior en las Hojas de Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río y del Caradoc inferior en la Hoja de Ciudad Real). Resulta sugestivo relacionar los ascensos relativos del nivel del mar con etapas de estiramiento cortical acompañadas de la salida de productos volcánicos basálticos fisurales.

En las Hojas de Piedrabuena y Casas del Río faltan los materiales paleozoicos situados por encima de los Bancos mixtos del Caradoc superior como consecuencia de los procesos erosivos posthercinos (Mesozoicos y Terciarios). Sin embargo en el sector centro-meridional del Campo de Calatrava (Hoja de Ciudad Real), en la región de Almadén y Sierra Morena Oriental se reconoce la existencia de los depósitos que constituyen el subciclo Caradoc superior-Ashgill, y que culminan con la Caliza de Urbana. Este subciclo presenta ciertas peculiaridades al producirse un cambio importante en la sedimentación debido a la ralentización de los aportes terrígenos y desarrollo de una comunidad biológica capaz de fijar los carbonatos. En su techo se sitúa una importante disconformidad de edad intraashgillense (próxima al límite Ordovícico-Silúrico) detectable en numerosos puntos de la Zona Centroibérica y Sistema Ibérico.

Esta disconformidad se manifiesta como una discordancia erosiva en las áreas Sinclinales de Herrera del Duque y Guadarranque (Hoja de Herrera, Castilblanco y Puebla de Don Rodrigo) siendo la responsable de la laguna estratigráfica o vacío erosional que afecta a gran parte del Caradoc medio y superior y Ashgill inferior.

La sedimentación durante el Ordovícico más superior (Ashgill superior) y Silúrico inferior (Pelitas con fragmentos y Cuarcita de Criadero) constituye un ciclo «regresivo» con avance y progradación de las facies arenosas sublitorales redistribuidas por tempestades sobre sedimentos de plataforma y talud locales. Este ciclo está precedido por la erosión de la plataforma ordovícica debida a un descenso relativo del nivel del mar relacionado con las glaciaciones del límite Ordovícico-Silúrico que es coetánea o precede a una etapa de extensión cortical con fracturación de la plataforma y vulcanismo básico asociado, a la que sigue una elevación relativa del nivel del mar. La transgresión es relativamente rápida,

depositándose las Pelitas con fragmentos en los taludes locales. Las Pizarras de la Chavera o del Castellar de la región de Almadén, deben representar las facies de talud/cuenca para estos tiempos.

La sedimentación continúa durante el Silúrico y Devónico del área de Almadén, en ambientes de talud y plataforma abierta que evolucionarían a facies más someras, produciéndose en estos tiempos la mayor actividad volcánica prehercínica de la región. Se trata de un vulcanismo de carácter explosivo y composición basáltica que alcanza su máxima intensidad en el Silúrico y Devónico inferior. En el Devónico Superior continúa la actividad de este vulcanismo sinsedimentario evolucionando hacia términos más alcalinos y ácidos.

En el Sinclinal de Herrera del Duque (Hojas de Herrera, Castilblanco y La Puebla de Don Rodrigo) no existe vulcanismo de esta edad si bien los sedimentos incluyen fracciones finas asimilables a materiales volcánicos resedimentados.

El depósito de las ampelitas del Llandoveryense superior - Wenlock superior, alternancias del Wenlock superior-Gediniense y «Cuarcita de base del Gediniense superior-Siegeniense del Sinclinal de Herrera constituye en conjunto otra megasecuencia de somerización, semejante a las descritas para el Ordovícico originada a partir de elevación relativamente brusca del nivel del mar relacionada con tectónica extensiva y vulcanismo básico.

Durante el resto del Devónico inferior los primeros movimientos hercínicos originan importantes variaciones sedimentarias en el tiempo y en el espacio, reconociéndose al menos dos ciclos de paso gradual de facies de cuenca y talud a bordes distales de una plataforma carbonatada con aportes siliciclásticos (plataforma mixta). El primero de ellos Siegeniense superior-Emsiense inferior (Pizarras del Risquillo con intercalaciones calcáreas y cuarcitas de Rivas). El segundo abarca parte del «Emsiense inferior» y la totalidad del superior. Está afectado en su techo por una discontinuidad estratigráfica y es incompleto (Pizarras de Herrera con lentejones calcáreos).

La laguna estratigráfica mesodevónica debe relacionarse con la primera fase hercínica importante. Esta fase da lugar a plegamiento en las zonas internas de la cadena.

La sedimentación Frasnicense se realiza en ambientes de cuenca/talud que evoluciona, en algunos tramos, a facies de plataforma dominadas por el oleaje de tempestad (Serie arenosa de Valmayor o Capas de Panda).

La deformación hercínica se produce en dos fases que dan lugar a pliegues, fallas y esquistosidad (ver 2.2.2.). La primera de ellas es la principal y su edad debe estar comprendida entre el Devónico superior y Westfaliense superior, no existiendo por el momento datos que permitan datar la segunda (ver 2.3.).

La intrusión de granitos y la fracturación tardihercínica se producen

en el Carbonífero superior (Westfaliense superior-Estefaniense) y Pérmico inferior.

Durante el Mesozoico y gran parte del Paleógeno se desarrollaron en la región diversos ciclos morfogenéticos, relacionados con las etapas de fracturación tensional mesozoicas y las fases compresivas alpinas que reactivaron las fracturas hercínicas y tardihercínicas. Lo más probable es que en la zona no existiera sedimentación correlativa con estos eventos estando toda ella sometida a erosión.

En el Paleógeno termina de construirse la «superficie de erosión de cumbres», característica de los Montes de Toledo, que es posteriormente degradada en el Oligoceno superior-Mioceno inferior en condiciones de clima tropical estacional. Así se formaron relieves residuales o «inselbergs» en las cuarcitas (en cuyas vertientes se acumularon localmente corazas ferralíticas) y potentes alteraciones del sustrato pizarroso-grauváquico hercínico. Las alteritas y relieves residuales son erosionados durante el Mioceno, produciéndose el relleno continental de las cuencas mayores (Guadiana, Tajo, etc.) y generándose una superficie de erosión, visible en las Hojas de Castilblanco y Herrera por exhumación cuaternaria. Esta superficie de erosión es fosilizada progresivamente desde las cuencas mayores hacia los marcos montuosos (Montes de Toledo) por la sedimentación expansiva del ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior, rellenándose las depresiones intramontañosas internas por materiales aluviales fundamentalmente pliocenos.

Los procesos morfogenéticos y sedimentarios del Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno inferior son sincrónicos con la actividad volcánica existente más al este, en el Campo de Calatrava, que alcanza su mayor intensidad durante las etapas de fracturación distensiva del Plioceno medio y superior o Fases Iberomanchegas I y II (ver memoria de la Hoja 18-30 Piedrabuena).

La sedimentación de los abanicos aluviales que constituyen las Rañas tiene lugar en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Villafranquense medio-superior), dando lugar a extensas formas de glacis de pie de monte. Con anterioridad se produce una superficie de alteración, debida a una nueva etapa de alteración química con meteorización del sustrato.

La sucesión cuaternaria disecta la superficie de la Raña dando lugar a la formación de terrazas y glacis coluviales pleistocenos bien representados en el valle del río Guadiana.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Por lo que respecta a minerales metálicos no existen en la Hoja explotaciones activas.

Hay indicios de mineralizaciones filonianas con galena, blenda y calcopirita al norte de Garbayuela. Están en relación con delgados diques de cuarzo asociados a fracturas ENE-OSO que afectan al Precámbrico del anticlinal de Agudo-Valdemanco.

También se observan indicios de hierro y manganeso en fisuras, o pequeñas masas que impregnán la Cuarcita Armoricana o en filones de cuarzo relacionados con fracturas tardihercínicas.

Existen importantes concentraciones de minerales pesados (rutilo, circon, etc.) en algunos bancos situados a techo de las Alternancias de Pochico, en su tránsito a las pizarras del Llanvirn. Estas concentraciones tienen una gran extensión en toda la cadena hercínica, reconociéndose en el Macizo Armoricano (Francia), Sierra de San Pedro (Cáceres) y Despeñaperros (Jaén). Su interés económico en la actualidad es escaso o nulo por las dificultades de extracción pese a su potencialidad en titanio, zinc y radiactivos (uranio, thorio) presentes en la red del circón.

Como rocas canterables se explotan las arcillas cerámicas procedentes de la alteración de ampolitas silílicas y diabasas al norte del Cerro de los Jabalines (PK 12,5 de la Carretera de Herrera del Duque a Puebla de Alcocer).

En la parte alta de Pochico o inferior de las pizarras de *Neseuretus* hay acumulaciones de bivalvos y areniscas verdosas seudonodulares que presentan indicios de fosfatos (colofana).

Algunos coluviones de cantos cuarcíticos han sido objeto de explotación local para su empleo como áridos en el firme de carretera y pistas forestales.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Las posibilidades hidrogeológicas de la Hoja son escasas debido a la impermeabilidad generalizada que presenta la serie estratigráfica. Sólo se esperan pequeños caudales en las zonas de intensa fracturación del Precámbrico y Paleozoico.

Los sedimentos cuaternarios, con cierta porosidad intergranular tienen mejores condiciones limitadas por la pequeña extensión de los afloramientos. En la base de los coluviones cuarcíticos existen algunos manantiales y captaciones que proporcionan caudales poco importantes utilizados para riegos locales.

7. BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neogeno de la Meseta

- Sur Española». *Trab. Neogeno-Cuaternario 5, Miscelánea Neogena*, pp. 7-29.
- ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). *I. Congr. Hispano-Luso-Americanos de G. Económica*. T. I, Sec. 1, Geolog.: 3-14.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; G. LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; M. CATALAN, J.R. y MARTINEZ GARCIA, E. (1973). Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica 6*, pp. 29-48.
- ALIA MEDINA, M. (1945). Notas morfológicas de la región Toledana. *Rev. Las Ciencias*, t. 10, pp. 95-113.
- (1963). Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.* 6, pp. 247-262.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C. y QUINTEIRO, J. (1962). Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. IGME* 73, pp. 195-327.
- AMOR, J.M. y ORTEGA, E. (in litt). Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la Hoja n.º 17-32 (Tirteafuera). IGME.
- ARBEY, F. y TAMAIN, G. (1971). «Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). *C.R. Ac. Sc. Paris* (Ser. D), 272, pp. 1.721-1.723.
- ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973). Les chevauchements intraalcudiens de la Ribera de Riofrío (Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo de Tamizjar (Cabezarrubias), dans le sud de la Meseta Iberique. *C.R. Acad Sc. Paris*, T. 227, pp. 1.291-1.294.
- BARD, J.P. (1965). Introduction a la géologie de la Chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Gel. Dyn.* 2.ª Ser, 7 (4), pp. 323-337.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972). Le Precambrien de la Meseta Iberique. *Serv. Geol. Maroc*, 236: pp.315-335.
- BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo* T. 11, pp. 35-54.
- BLATRIX, P. y BURG, J.P. (1981). «40 Ar-39 Ar from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny». *N. Jb. Miner. Mh.* pp. 470-478. Stuttgart.
- BOCHMANN, H.G. (1956). «Stratigraphie und Tektonik der Zentralen Extremadura im Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien). *Dis. Math. Natur. Fak. Münster*, pp. 1-195.
- BOUYX, E. (1962). La edad de los esquistos de Alcudia. *Not y Com. IGME* n.º 66, pp. 197-200.

- (1963). Extension des terrains ante-ordoviciennes au sud de Ciudad Real. Espagne Meridionale). *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. pp. 339-341.
- (1967). Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense inferior de la provincia de Ciudad Real. *Notas y Comunicaciones IGME* 99-100, pp. 177-180.
- BOUYX, E. (1970). «Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mém. Inst. Geol. Min.* 73, pp. 1-263.
- BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966). Precisions sur la limite Arenig.-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Fr.* 263, serie D, pp. 321-323.
- BRASIER, M.D.; PEREJON, A. y SAN JOSE, M.A. (1979). «Discovery of an important fossiliferous Precambrian - Cambrian sequence in Spain». *Estudios Geol.* vol. 35, pp. 379-383.
- BRENCHLEY, P.; ROMANO, M. y GUTIERREZ, J.C. (1985). Proximal and distal Hummocky Cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. *Can. J. of Petro. Geology* (en prensa).
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.ºJ.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif». *Estudios Geol.* 33 (4): pp. 343-355.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.ºJ. (1975). Las series anteordovícas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* 86, 6: 581-596.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* 82, pp. 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971). Los materiales preordovícos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.* 27 pp: 171-175.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal* n.º 8, pp. 193-206.
- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. *Bol. Geol. Min.* 83 (2); pp. 174-180.
- CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6, pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en évidence de niveaux carbonatés intestratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- COULLAUT, L.L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J. y AGUILAR, M.J. (1978). Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la Hoja 16-32 (Almadén). *IGME*.

- DIEZ BALDA, M.A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al sur de Salamanca. *Estudios Geol.* vol. 36, pp. 131-138.
- DIEZ BALDA, M.ªA.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; GONZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbrios al sur de Salamanca. *Studia Geologica* 12, pp. 91-108.
- EGOZQUE, J. y MALLADA, L. (1876). Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol. España*. Madrid.
- ENRIQUE, J.E.; BASTIDA, J. y NOZAL, F. (1982). Mineralogía de arcillas cerámicas del Llanedo de Luciana (C. Real, España). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía* 5, pp. 195-208.
- FAURE, P.P. (1978). Les gres a rutile et ripcon du massif armoricain. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. 2 tomos, pp. 293.
- FERNANDEZ CARRASCO, J.; GARCIA PORTERO, J.; ORTEGA GIRO-NES, E. y SANCHEZ VIZCAINO, J. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la Hoja 17-31. Abenojar. *IGME*.
- FERNANDEZ CARRASCO, J. y MOLINA, J. (1982). Mapa Geológico de España. 1:50.000 2.ª serie MAGNA Memoria de la Hoja n.º 782 (Valdemanco de Esteras). *IGME*.
- FONTBOTE, J.M. y JULIVERT, M. (1974). The Precambrian of the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference de Liblice (1972), pp. 175-183.
- GARCIA ABAD, F.J. y MARTIN SERRANO, A. (1980). «Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.* 36; pp. 391-401.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963). La existencia de pliegues en el Complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geol. Hispánica* 5, 5; pp. 105-108.
- GARCIA SAN SEGUNDO, J.; LORENZO, S. y VAZQUEZ, J. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª serie MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 781. (Siruela). *IGME*.
- GARZON-HEYDT, G.; GONZALEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Studia Geologica*, 10; pp. 7-16.
- GEHRENKEMPEP, I. (1978). «Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien». Institutes fur Physische Geographie der Freien Universität Berlin. Helf, 29, pp. 68-69.
- GIL CID, M.D. (1970). Contribución al estudio de la fauna del ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). *Estudios Geol.* 26, pp. 285-295.
- (1971). Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 317-226.

- GIL CID, M.D. (1972). Sobre algunos Asaphidea (Trilobites) del Ordovíci-
co de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28., pp. 98-101.
- (1972). Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 143-153.
- 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. Portugal*, 60, pp. 17-31.
- GIL, I.; JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J. (1983). La evolución de la Cordi-
llera Herciniana en el tiempo. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, IGME, pp. 607-612.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F. y PEREZ LLORENTE, F. (1984). Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo. *I. Congr. Esp. Geol. Segovia*. Tomo II, pp. 27-47.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916). «Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. del Mus. Nac. Cienci. Nat. (Serie Geol)* 15, pp. 5-74.
- GUMIEL MARTINEZ, P. (1983). Metalogenia de los yacimientos de anti-
monio de la Península Ibérica. *Tecniterrae* n.º 54, pp. 6-120.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 177-180.
- GUTIERREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B. y SMITH, A.B. (1984). Los Equinodermos (Cystoideos, Homalozoa, Sterelleoridea, Cri-
noidea) del Paleozoico inferior de Montes de Toledo y Sierra Morena (España). Partes I-III. *Est. Geol.* V. 40, pp. 421-453.
- GUTIERREZ MARCO, J.C.; RABANO, I.; PRIETO, M. y MARTIN, J. (1984). Estudio bioestratigráfico del Llavirn. y Llandeilo (Dobrotivense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica* 9; pp. 287-319.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Palaontologische-ökologische und lithofazie-
lle untersuchungen des Asghill-kalkes (Jungodovizium) in Spanien. *Arb. Palaont. Inst. Wurzburg* 3, pp. 1-139.
- (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Parte II. The lower Ordovician sequence of Celtiberia *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 160 (1); pp. 138-148.
- HAMMAN, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senck. Leth.* 44 (1-5); pp. 1-151.
- (1976). The Ordovician of the Iberian Peninsula in: The Ordovician System (M.G. Basset Edit). *Proc. Pal. Ass. Symp. Birmingham*. (1974). pp. 387-409.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982). The Ordovician

- System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Pub. Internat. Un. Geol. Sci.* 11, pp. 1-47.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1968). Movimientos Caledónicos (fases Salairica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena Occidental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 66; pp. 21-28.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. IGME* 17; pp. 167.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A. y VILAS, L. (1977). «Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel. *Estudios Geol.* 33 (4); pp. 327-342.
- IGME (1971-1972). Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas n.º 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).
- JULIVERT, M. (1983). La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. *Libro Jubilar J.M. Ríos.* IGME, pp. 593-601.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, L.S. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:100.000 *IGME.*
- JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. *Libro Jubilar J.M. Ríos* IGME. pp. 612-631.
- JULIVERT, M.; MARTINEZ, F.J. y RIBEIRO, A. (1980). The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *Mem. B.R.G.M.* n.º 108. Coll C 6 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sedimentaires post-Hercyniens, pp. 132-158.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geol. Asturica*, 18, pp. 57-61.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J.M. Ríos.* IGME, pp. 192-246.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J.M. Ríos.* IGME, pp. 265-311.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MARTINEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. *Libro Jubilar J.M. Ríos.* IGME, pp. 477-490.
- KELCH, H. (1958). Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich du westlichen Sierra de San Pedro. *Diss. Math. Naturw. Fak. Univ. Munster in Referaten Meft*, 134 pp. 30-31.
- LIÑAN, E.; PALACIOS, F. y PEREJON, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain *Geol. Mag.* 121 (3); pp. 221-228.
- LOPEZ DIAZ, F. (1985-1986). Estudio geológico de la terminación sures-

- te del Anticinal de Villarta-Navalpino. El yacimiento de Fontanarejo. Informe interno ALMADEN IGME.
- LOTZE, F. (1956). Das Prakambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Palaont.* 8, pp. 373-380.
- (1958). «Zur Stratigraphie des Apanischem Kambriums Geologie, 7 (3-6) 727-750. Traducción J. Gómez de Llarena. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, pp. 131-164.
- (1960). «El Precámbrico en España». *Not. y Com. IGME*, vol. 60, pp. 227-239. Trad. J. G. Llarena.
- (1966). Prakambrium Spaniens. *Zbl. Geol. Paleont. Teil 1* (5); pp. 989-1.006.
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. T 1. Stratigraphie. *Abh. Akad. Wiss. Lit. Math. Naturw* 6, pp. 285-498. Trad. en *Memorias IGME*, n.º 75, pp. 1-256 (1970).
- MACHENS, E. (1954). Stratigraphie und Tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-173.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974). Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo sur-orientales (Urda-Fuente el Fresno). Tesis Doctoral. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976). «Las Capas de Transicón. Cámbrico Inferior y otras series preordovícias (Cámbrico Superior) en Los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas». *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 591-613.
- (1977). Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo; consecuencias geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 57-80.
- MERTEN, R (1955). Tektonik des granit und sediment-gesteine in der Montes de Toledo und den augrenzenden Gelieten. *Disch. Geol. Gess.* 105, pp. 1-572.
- (1955). Stratigraphie und tektonik der Nordestlichen Montes de Toledo (Spanien). *Dis. Math. Natur. Fac. Univ. Munster*, 109, pp. 59.
- MINGARRO MARTIN, F. (1959). Significado genético del Guadiana entre Cíjara y Alarcos. *Estudios Geológicos* 15, pp. 283-291.
- MOLINA, E. (1974). Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (C. Real). Tesis Doctoral. Fac. Ciencias U.C. Madrid, pp. 347.
- (1975). Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trab. Neogeno-Cuaternario* 3, pp. 1-106.
- MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A. y AGUIRRE, E. (1972). Observaciones geológicas del Campo de Calatrava. *Est. Geol.* V. 27, pp. 3-11.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M. y JORDA,

- J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño. *Studia Geol. Salmant.* n.º 20, pp. 115-126.
- MONTESERIN, V. (1981). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 2.ª serie MAGNA. Memoria de la Hoja, n.º 682 (Sevilleja de la Jara). IGME.
- (1985). Estudio geológico del flanco noroeste del Anticinal de Valdelacasa. Precámbrico-Cámbrico de las hojas 654 (P. del Arzobispo) y 655 (Los Navalmorales). Informe interno ALMADEN. IGME.
- MONTESERIN, V. y PEREZ ROJAS, A. (1984). Mapa Geológico de España. 1:50.000 2.ª serie MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 653 (Valdeverdeja). IGME.
- MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.* 85, 4, pp. 396-400.
-) (1975). Olistostromas fangoconglomerados y «slumps folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticinal de Valdelacasa (prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31, pp. 246-260.
- (1977). Estudio Geológico de los Montes de Toledo, occidentales Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticinal de Valdelacasa y el valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Estudia Geologica* 12, pp. 123-136.
- MORENO, F. y GOMEZ PEREZ, J. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n.º 683 (Espinoso del Rey). IGME.
- MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). *Estudios Geol.* vol. 32; pp. 47-52.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Asturica* 20 (1), pp. 8-16.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976). «Los Montes de Toledo». *Rev. de Geografía de la Universidad de Oviedo*. Instituto J.S. Elcano (C.S.I.C.).
- MUTTI, E. (1985). Turbidite system and relations to depositional sequences in: Provenance of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C: *Mathematical and Physical sciences*. Vol. 148; pp. 65-93.
- NOZAL, F. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª Serie MAGNA. Memoria de las Hojas n.º 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quiteria). IGME.
- (1985). Estudio Geológico de la terminación sureste del Anticinal de Ibor (Hojas de Castilblanco y Herrera del Duque). Informe interno ALMADEN-IGME.

- NOZAL, F. e INSUA, M. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000 2.^a serie MAGNA. Memoria de las Hojas n.^o 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo) /GME.
- NOZAL, F. y GARCIA CASQUERO, J.L. (1985: in litt). Discordancia intra-precámbrica en la terminación sureste del Anticinal de Ibor.
- ORTEGA, E. y G. LODEIRO, F. (1983: in litt). La discordancia intraalcu- diense en el dominio meridional de la zona Centro-Ibérica. *Brev. Geol. Asturica*.
- PARGA, J.R. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. y Minero* 82, 3-4, pp. 234-238.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precam- brian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.* 61, 1, pp. 44-68.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la sub- meseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neogeno-Cuaternario* n.^o 9, pp. 23-36.
- (1981). Neogeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relacio- nes con la cuenca del Tajo. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, pp. 1-787.
- PIEREN, A. (1985). Estudio estratigráfico de los materiales anteordovíci- cos del Anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleo- zoicos del Sinclinal de Herrera del Duque. Tesis de Licenciatura. Dpto. Estratigrafía U.C. Madrid, pp. 1-221.
- PORTERO, J.M.; RAMIREZ MERINO, J.I.; ANCOECHEA, E. y PEREZ GONZALEZ, A. (1985). Mapa Geológico de España 1:50.000 2.^a Serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n.^o 784 (Ciudad Real). /GME (en prensa).
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Hildeberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbin- sel Z. *Deutsch. Geol. Ges.* 120 (1968), pp. 107-118.
- (1970). Das Palaeozoikum der nordlischen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3), pp. 309-329.
- RAMIREZ y RAMIREZ, E. (1955). «El límite Cámbrico-Silúrico en el bor- de noroccidental de los Montes de Toledo» *Not. y Com. del IGME* vol. 40, pp. 53-87.
- (1965). «El Sinclinal del Guadarranque (Cáceres). *Estudios Geol.* vol. 11, pp. 409-436.
- RANSWEILLER, M. (1968). Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-100.

- REDLIN, K. (1956). Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-192.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARIS, F. (1980). «El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica». *Studia Geologica* 16, pp. 103-121.
- ROIZ, J.M. (1979). La estructura y la sedimentación hercíniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano. *Tesis Univer. Complutense Madrid*, pp. 1-254.
- SAN JOSE LANCHA, M.A. DE (1969). Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de S. Pablo de los Montes (Toledo). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 1, pp. 335-345.
- (1984). Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (prov. de C. Real y Badajoz. España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 9, pp. 81-117.
- (1983). El Complejo sedimentario pelítico grauváquico. *Libro Jubilar J.M. Ríos*. IGME, pp. 91-100.
- SAN JOSE DE LANCHA, M.A. DE; 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, 1, pp. 21-31.
- SAUPE, F. (1971). La serie ordoviciense et Silurienne d'Almaden (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.* 73, pp. 355-365. Brest.
- SAUPE, F. (1973). La Geologie du gisement de mercure D'Almaden. *Sciences de la Terre*. Mem. n.º 29, pp. 1-342.
- SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974). Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen, Halbinsel Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). *Zbl. Geol. Paläont.* Teil 1, Jh. 1974, 1-2, pp. 72-124.
- TAMAIN, G. (1971). L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa Place dans la province méditerranéenne. *Mém. B.R.G.M.* 73, pp. 403-416. Brest.
- (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). *These Univ. Paris-Sud (Orsay)* 3, pp. 1-870.
- (1975). El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). *T.I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 1, pp. 437-464.
- TEIXEIRA, C. (1955). Os Conglomerados do Complexo xisto-grauváquico antesisilúrico. Sua importância geológica e paleogeográfica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, n.º 35, pp. 5-19.
- TEJERO, R. (1976). Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres). *Tesis de Licenciatura. Facultad de Geología. Univ. Complutense de Madrid*.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1983). El Silúrico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J.M. Ríos* IGME, pp. 246-265.

- VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geológicos*. vol. 24, pp. 85-89.
- (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcudia y en las sierras de Cáceres y N. de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 414-425.
- VEGAS, R. (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min.* 85 (2): pp. 157-170.
- (1975). Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rundsch.* v. 64, n.º 1, pp. 266-278.
- VEGAS, R. y ROIZ, J.M. (1979). «La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental-Alcudiana). *Tecniterrae* 23, pp. 1-5.
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977). «Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series "pre-arenig" de España Central». *Studia Geologica* 12, pp. 207-215.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A. y PELAEZ, J.R. (1981). El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el Sector Centro Meridional del Macizo Ibérico. *R. Acad. C. Ex. Fis. Nat. Programa Int. Correl. Geol.* pp. 76-93.
- VILAS, L.; PELAEZ, J.R. y ARCHE, A. (1979). «El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor». Zona de la Calera (Cáceres). *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.)* 77, pp. 141-152.
- WALTER, R. (1977). Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien. *Münster. Forsch. Z. Geol. U. Paläont.* 42, pp. 1-55.
- WEGGEN, K. (1955). «Stratigraphie und Tektonik der Südlichen Montes de Toledo (Spanien)». *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster.* pp. 103.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID