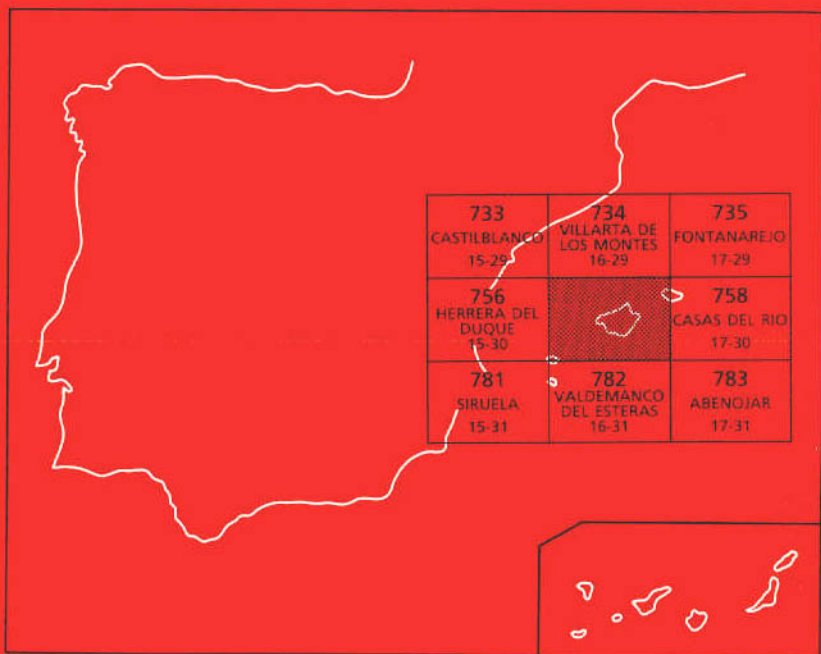




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



PUEBLA DE DON RODRIGO

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

PUEBLA DE DON RODRIGO

Primera edición

MADRID, 1989

Fotocomposición: RHEA Consultores, S.A.

Imprime: Gráficas MAWIJO, S.A.

Depósito legal: 16448-1989

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

La presente Hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. (CGS) durante 1986, bajo normas, dirección y supervisión del INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (I T G E).

HAN INTERVENIDO

CARTOGRAFIA GEOLOGICA

- A. Pineda Velasco (CGS).

SEDIMENTOLOGIA Y SECCIONES ESTRATIGRAFICAS

- A. Olivé Davó (CGS).
- J. M. Portero García (CGS).
- C. Dabrio (Univ. Salamanca).

TECTONICA

- M. Alvaro López (CGS).
- A. Pineda Velasco.

PETROGRAFIA

- M. J. Aguilar Tomás (CGS).

PALEONTOLOGIA

- J. C. Gutiérrez Marco (Univ. Compl. Madrid).
- I. Rábano (Univ. Compl. Madrid).

MEMORIA

- A. Pineda Velasco.
- J. M. Portero García.
- M. Alvaro López.

COORDINACION Y DIRECCION POR CGS

— 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).
- V. Monteserín López. (I T G E).

INDICE

	Pág.
0. INTRODUCCION	9
1. ESTATIGRAFIA	12
1.1. PRECAMBRICO. PROTEROZOICO SUPERIOR	13
1.1. 1. Grauvacas y pelitas (Facies Turbidíticas) (2) Rifeense superior-Vendiense	13
1.1. 2. Limolitas, pelitas, grauvucas y conglomerados . (Facies desorganizadas) (3). Rifeense superior - Vendiense	15
1.1. 3. Conglomerados y areniscas (4). Vendiense ..	16
1.1. 4. Areniscas y pelitas. Gonglomerados (5). Vendiense	16
1.2. ORDOVICICO	17
1.2. 1. Las series de Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía	18
1.2. 2. Conglomerados, areniscas gruesas y cuarcitas. Capas intermedias. Serie Púrpura (6). Ordovícico inferior ..	19
1.2. 3. Areniscas, cuarcitas y pizarras (7). Ordivícico inferior	21
	5

1.2. 4.	Ortoquarcitas. Facies Armoricana (8). Arenigien- se	22
1.2. 5.	Areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancias o Capas de Pochico (9). Arenigiense-Llanvirniense inferior	24
1.2. 6.	Pizarras con Neseuretus (10). Llanvirniense-Llandeiloense	25
1.2. 7.	Tufitas (11). Llanvirniense	28
1.2. 8.	Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Areniscas de los Rasos (12). Llanvirniense y Llandeiloense inferior	29
1.2. 9.	Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas. Serie de Transcisión (13). Llandeilo	32
1.2.10.	Cuarcitas. Cuarcitas Botella o de Cantera (14). Llandeilo superior-Caradoc inferior	33
1.2.11.	Pizarras (con alternancias pizarroso-cuarcíticas en el sinclinal de Herrera) Pizarras intermedias (y bancos mixtos en Herrera) (15). Caradociense Inferior	34
1.3.	ORDOVICICO SUPERIOR-SILURICO Y DEVONICO INFERIOR	35
1.3. 1.	Grauvacas con cantos dispersos. Cuarcitas. Pelitas con fragmentos y Cuarcitas con Criadero (16). Ashgillense superior-Llandoverly	36
1.3. 2.	Pizarras negras (Ampelitas) (17). Llandoverlyense superior-Wenlock	37
1.3. 3.	Pizarras, areniscas y cuarcitas (18). Silúrico superior-Devónico inferior	37
1.4.	LA SUCESION PALEOZOICA	37
1.5.	PLIOCENO INFERIOR	40
1.5. 1.	Conglomerados cuarcíticos con cemento ferruginoso (19). Plioceno inferior	41
1.5. 2.	Conglomeardos de cuarcitas, fangos edafizados y margas (20). Plioceno inferior	41
1.6.	PLIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO INFERIOR ..	42
1.6. 1.	Gravas, cantos y bloques de cuarcita, con matriz fangosa. Raña (21). Plioceno superior - Pleistoceno inferior	42
1.6. 2.	Gravas, cantos y bloques de cuarcita coluvial. Coluviones de «raña» (22). Plioceno superior - Pleistoceno inferior	43
1.6. 3.	Gravas y cantos de cuarcita. Conos de deyección	

	de o sobre raña (23). Plioceno superior - Pleistoceno inferior	43
1.7.	CUATERNARIO	43
1.7. 1.	Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcilla. Glacis coluviales y de vertiente (33). Pleistoceno	44
1.7. 2.	Gravas y cantos poligénicos y arenas. Terrazas del Guadiana (24, 25, 26, 27, 28, 29, 30 y 31)	44
1.7. 3.	Gravas y cantos poligénicos, arenas. Aluvial del Guadiana (40)	45
1.7. 4.	Gravas y cantos poligénicos. Terrazas y fondos de valle de los Arroyos (35 y 36). Pleistoceno medio. Holoceno	45
1.7. 5.	Gravas y cantos poligénicos, arenas. Cronos de deyección (32 y 37). Pleistoceno-Holoceno ...	45
1.7. 6.	Gravas, cantos y bloques de cuarcita. Coluviones (34). Pleistoceno	46
1.7. 7.	Gravas y cantos angulosos de cuarcita. Pedreras (38). Holoceno	46
1.7. 8.	Limos y arcillas con cantos poligénicos. Zonas endorreicas (39). Holoceno	47
2.	TECTONICA	47
2.1.	TECTONICA REGIONAL	47
2.2.	DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA	48
2.2. 1.	Los materiales	48
2.2. 2.	Las fases de deformación	49
2.2. 3.	Dominios estructurales	53
2.3.	CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	58
3.	GEOMORFOLOGÍA	60
3.1.	EVOLUCION MORFOGENETICA HASTA EL PLIOCENO SUPERIOR	60
3.2.	EL PAISAJE DEL PLIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO SUPERIOR	61
3.3.	EVOLUCION MORFOGENETICA DURANTE EL CUATERNARIO	62
3.4.	EL PAISAJE ACTUAL	62
4.	PETROLOGIA	63
4.1.	FILONES DE CUARZO (1)	63
5.	HISTORIA GEOLOGICA	64

6. GEOLOGICA ECONOMICA	70
6.1. MINERIA METALICA Y MINERALIZACIONES	70
6.2. ROCAS CANTERABLES. MINERALES INDUSTRIALES	71
6.3. HIDROGEOLOGIA	72
7. BIBLIOGRAFIA	72

0. INTRODUCCION

Geográficamente, la Hoja de Puebla de Don Rodrigo se sitúa en la parte noroccidental de la provincia de Ciudad Real en su zona limítrofe con la de Badajoz. Comprende parte de los términos municipales de Puebla de Don Rodrigo, Agudo, Saceruela, Valdemanco del Esteras y Arroba de los Montes (correspondientes a la provincia de Ciudad Real) y de Fuenlabrada de los Montes y Villarta de los Montes (pertenecientes a la de Badajoz).

El asentamiento humano se verifica con sólo dos poblaciones de pequeño tamaño (Puebla de D. Rodrigo y Arroba de los Montes) y en varios cortijos dispersos, cabeceras de explotaciones agrícolas o ganaderas. Se trata, pues de un área escasamente poblada. La carretera Nacional 430 de Valencia a Badajoz atraviesa la Hoja de SE a NO. Recientemente se han potenciado las comunicaciones NE-SO con la construcción de alguna nueva carretera (Puebla-Aroba) o mejora de las existentes (Puebla-Agudo).

El clima es de características continentales, con inviernos fríos y veranos muy calurosos, correspondiendo las más abundantes precipitaciones a la primavera y al otoño.

El relieve de la Hoja es moderado y generalizadamente montañoso, con varias sierras cuarcíticas de orientaciones ONO-ESE y también NE-

SO de 800-870 m de altitud promedio. Entre éstas, y particularmente en las partes centrales y nororientales, hay abundantes zonas planas (a veces, extensas) con unos 600 m de altitud media, correspondientes a la superficie de Raña. La red hidrográfica actual, organizada en torno a dos cursos principales (el Guadiana, al NE, y el río Agudo afluente suyo, por intermedio del Zújar, al SO) se presenta encajada en la superficie de la Raña (420 y 520 m sobre el nivel del mar respectivamente para ambos cursos).

La vegetación es de tipo mediterráneo y su distribución se encuentra modificada por la mano del hombre. Las zonas bajas y planas presentan una vegetación típicamente herbácea (esteparia), con encinares muy discontinuos. En las sierras predomina el matorral de jaras, madroños, etc., con alcornos dispersos. Además, en las partes norte y noreste (las de relieve más culminante y abrupto) hay algunas manchas de elementos quejigos (quejigas y robles) en la ladera, y extensas repoblaciones de pinos.

La actividad económica, fundamentalmente agrícola y ganadera, está también condicionada por esa distribución paisajística y del relieve. En las superficies de Rañas hay cultivos de cereales, y de olivo en las laderas próximas a las poblaciones. Dado el encajamiento generalizado de la red hidrográfica actual, los depósitos cuaternarios sólo son importantes en el Valle del Guadiana, y es ahí donde hay una cierta agricultura de regadío. Finalmente, el ganado ovino y caprino, fundamentalmente, aprovecha áreas planas de dehesas o laderas de sierras, respectivamente y sólo en algunas fincas montañosas hay una actividad exclusivamente cinegética de caza mayor.

La Hoja de Puebla de Don Rodrigo se localiza en un tramo montañoso del Valle del Guadiana, nexo orográfico de unión entre los Montes de Toledo (al norte) y las estribaciones de Sierra Morena (al sur).

Geológicamente se ubica en la parte meridional de la Zona Centroeuropea (JULIVERT *et al.* 1972) (equivalente a la zona Lusitano oriental - Alcúdice de LOTZE, 1956-1960) del Macizo Ibérico. La zona en cuestión se caracteriza por presentar afloramientos pizarroso-grauváquicos, de edad Precámbrico superior, cubiertos directamente por un Ordovícico inferior detrítico (fundamentalmente cuarcítico), al que siguen diversas formaciones cuarcíticas y pizarrosas, con algunas intercalaciones volcánicas hasta el Devónico, que sólo se conserva en contadas estructuras sinclinales. Todos estos materiales se encuentran plegados y fracturados, en un estado muy bajo de metamorfismo regional.

Tradicionalmente, en estas regiones se viene utilizando como elemento de referencia en la determinación de las estructuras tectónicas la disposición de la «Cuarcita Armoricana» que es, por su extraordinaria continuidad y buena definición como elemento principal constructor del relieve

ve, la formación más apropiada para esta finalidad. Así, se vienen considerando como zonas sinclinales las correspondientes a los materiales situados por encima de este nivel guía, y como zonas anticlinales los afloramientos de materiales inferiores, estratigráficamente, a este nivel.

En la parte meridional de la zona Centroibérica, desde la Alta Extremadura hasta la región Castellano-Manchega se asiste a un cambio progresivo en el estilo tectónico. Así pues, en la provincia de Cáceres, las áreas anticlinales de Precámbrico dominan en extensión sobre las sinclinales paleozoicas, siendo frecuentes los granitos hercínicos. En la zona limítrofe Badajoz-Ciudad Real, ambas áreas de afloramiento son equidimensionales, no conociéndose plutonismo (lo cual pudiera ser debido a una inmersión generalizada hacia el ESE en los ejes de plegamiento hercínicos). Más hacia el E, antes de desaparecer bajo el Terciario de La Mancha, los pliegues hercínicos sufren incurvamientos generalizados, adoptando frecuentemente direcciones NE-SO y definiendo, a veces, estructuras en «cubetas» y «domos».

La Hoja de Puebla de Don Rodrigo participa de las características de las dos últimas regiones descritas. En su mitad septentrional está atravesada por el Sinclinal del mismo nombre y en el ángulo SO finaliza, desde el Oeste, el Sinclinal de Herrera del Duque. La correspondiente zona anticlinal entre ambos muestra una complejidad creciente hacia el este, adoptando las estructuras en la parte meridional frecuentes direcciones NE-SO.

Sobre estos materiales hercínicos se disponen, en zonas concretas sedimentos arcillo-arenosos, conglomeráticos y margosos, atribuibles al Plioceno inferior, y sobre ellos, de forma generalizada, la superficie de Raña (Plioceno superior). Originalmente, de ella sólo emergerían los relieves más duros, cuarcíticos. Debíó cubrir grandes extensiones al oeste de la presente Hoja. Aquí está parcialmente dismantelada debido al encajamiento (hasta 80-180 m más bajo) de la red hidrográfica actual. Las formas morfológicas de enlace entre ambas vienen definidas por diversas generaciones de glaciares coluviales. Terrazas en los principales cauces fluviales y depósitos de ladera, cuaternarios, completan el cuadro de materiales aquí presentes.

Los estudios geológicos de esta región, comienzan a mediados del siglo pasado. Ya en este siglo GOMEZ DE LLARENA (1916) realiza un trabajo sobre los Montes de Toledo. En la zona de Almadén destaca el estudio geológico de ALMELA *et al.* (1962). A mediados de siglo, LOTZE y discípulos realizan diversos trabajos de estratigrafía regional peninsular del Precámbrico y Cámbrico, cuyos resultados (LOTZE, 1956 a 1966) conciernen a la región considerada. Las observaciones más notables por su novedad o interés fueron la mención de las discordancias anteordovícicas denominadas por este autor, fase toledánica y fase ibérica; RANS-

WEILLER (1967) realiza un mapa geológico de Extremadura oriental que es posteriormente aprovechado para el 200.000 n.º 60 (Villanueva de la Serena) del IGME (1971). Otros trabajos, de índole fisiográfica son los de HERNANDEZ-PACHECO (1947) y F. MINGARRO (1958).

En la década de los 70 destacan sobre todo los trabajos de BOUYX (1970) sobre las formaciones anteordovícicas de un gran área al sur de la Hoja; SAN JOSE (1969, 1980) sobre la geología de la zona NE y centro del 200.000 n.º 60 (IGME, 1971); TAMAIN (1972) sobre la geología de la Sierra Morena Oriental, en especial sobre la estratigrafía del Ordovícico y Silúrico y sobre algunos aspectos tectónicos del Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo. MORENO (1974, 1977) y HERRANZ *et al.* (1977) sobre las formaciones anteordovícicas de los Montes de Toledo y conjunto de la Meseta Meridional. Otros trabajos dignos de mención, realizados sobre áreas próximas son los de VEGAS (1971) y VEGAS y ROIZ (1979), sobre geología regional; GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971) y CAPOTE *et al.* (1977) sobre aspectos estratigráficos y, sobre todo, tectónicos del E de la provincia de Cáceres; SAN JOSE *et al.* (1974), GIL CID *et al.* (1976) y MARTIN ESCORZA (1976, 1977) sobre estratigrafía del Precámbrico y Paleozoico de los Montes de Toledo y Villuercas. Los estudios paleontológicos se realizan sobre todo por GIL CID (1970, 1971 y 1972) en el Ordovícico de los Montes de Toledo. Aparecen también algunos trabajos sobre materiales terciarios de áreas próximas (Campo de Calatrava y SO de los Montes de Toledo, MOLINA, 1975 y GEHRENKEMPER 1978).

Recientemente destaca el trabajo de ROIZ (1979) sobre las estructuras y sedimentación hercínica en Ciudad Real y Puertollano; el de GUTIERREZ-MARCO *et al.* (1985), bioestratigráfico sobre el Llanvir. - Llandeilo; y sobre todo la realización de las diversas Hojas 1:50.000 (plan MAGNA) en áreas limítrofes: En las Villuercas y Montes de Toledo suroccidentales por el equipo IGME-IBERGESA (J. M. BARON, C. GIL SERRANO, J. GOMEZ, M. INSUA, A. MARTIN-SERRANO, V. MONTESERIN, F. NOZAL y E. PILES); en los Campos de Calatrava por IGME-CGS (A. PEREZ GONZALEZ, J. M. PORTERO, E. PILES y J. I. RAMIREZ), y, al sur, en el área de Almadén por IGME-MAYASA-CGS (J. FERNANDEZ CARRASCO, S. LORENZO, A. MARTINEZ RIUS, J. M. MOLINA, J. VERGES y A. VIDAL FUNES).

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Puebla de Don Rodrigo se encuentran representados materiales sedimentarios, prácticamente anquimetamórficos, de edades comprendidas entre el Precámbrico superior y el Devónico inferior. En el Precámbrico superior pueden distinguirse dos unidades litoestratigráficas separadas por una discordancia. El Paleozoico se dispone discor-

dante sobre cualquiera de ambas unidades precámbricas, dependiendo de los lugares y comienza con depósitos del Ordovícico inferior; falta por tanto el Cámbrico, lo cual es un rasgo característico de esta zona del Macizo Ibérico. Una discontinuidad estratigráfica de menor amplitud que la anterior y no tan extensa regionalmente se localiza en el Ordovícico superior. Por lo demás, y salvo las discordancias y lagunas estratigráficas citadas, las diversas unidades litoestratigráficas muestran sucesión continua que, aunque en la presente Hoja sólo se haya conservado hasta el Devónico inferior, en zonas próximas (Hoja 15-30: Herrera del Duque, al oeste) llega al menos hasta el Devónico superior. Salvo algunas intercalaciones volcanosedimentarias discontinuas en el Ordovícico medio, las formaciones ígneas están notablemente ausentes en el ámbito de la Hoja.

Los materiales precámbricos afloran en diversas estructuras anticlinales. La sucesión paleozoica más completa está conservada únicamente en el Sinclinal de Herrera del Duque, mientras que en el de Puebla de Don Rodrigo llega sólo hasta el Caradoc.

Todos los materiales citados integran el zócalo hercínico de la Hoja. Sobre ellas, discordantemente, se disponen diversas formaciones de escasa potencia y edad plio-cuaternaria, ligadas a los diversos ciclos erosivos a que ha sido sometido ese zócalo.

1.1. PRECAMBRICO. PROTEROZOICO SUPERIOR

Los materiales atribuibles a esta edad integran dos unidades litoestratigráficas separadas por una discordancia. La inferior está formada fundamentalmente por grauvacas y pelitas, en facies turbidíticas (2 en la leyenda del mapa), que pasan lateralmente a facies desorganizadas (3). Son correlacionables con el Grupo Domo Extremeño (Proyecto Hespérica ALMADEN-IGME) o Grupo inferior (Alcudiense inferior) de SAN JOSE (1984)

La unidad superior una poco potente formación basal conglomerático-areniscosa (4), a la que siguen areniscas y pelitas (5), siendo, por tanto, un conjunto más variado, litológicamente que el anterior. Es asimilable al Grupo Il Ibor-Navalpino (P. Hespérica ALMADEN-IGME) o Grupo Intermedio-Alcudiense superior (SAN JOSE, 1984).

Morfológicamente, las unidades precámbricas originan áreas depiadas, a veces parcial a totalmente recubiertas por la Raña.

1.1.1. Grauvacas y pelitas (facies turbidíticas) (2). Rifeense superior-vendiense

Se trata de una monótona formación en la que ambos términos litológicos (de característico color verde oliva, pardo por alteración meteórica)

alternan decimétrica o más raramente, métricamente. Las diversas características sedimentológicas observadas sugieren que se trata de facies turbidíticas depositadas en ambientes de talud y abanico submarino.

Esta formación aflora en varias áreas anticlinales de la Hoja, aunque las mejores exposiciones se encuentran al NO (área del Zumajo) y SO (río Agudo).

En zonas próximas (Hoja 15-31: Siruela) se observan megasecuencias negativo-positivas (*thickening/thinning up*), de 7-9 m de potencia, formadas por secuencias incompletas de BOUMA, con el intervalo grano-clasificado (A) muy desarrollado, intervalo de laminación paralela (B) reducido y un intervalo lutítico bien desarrollado. El intervalo C, con *ripples*, sólo se encuentra en algunas zonas que se interpretan como de plataforma distal, donde el intervalo B es muy delgado y el C con *climbing-ripples* está muy desarrollado, así como los D y E (GARCIA SANSEGUNDO *et al*, 1982).

En diversos puntos del NO de la Hoja se han observado paraconglomerados de espesor métrico (no diferenciados en cartografía) intercalados en esta formación. El localizado en el Anticlinal de Valtriguero, así como el situado 3,2 km al NNO, de las Casas del Zumajo está constituido por cantos dispersos en una matriz grauváquica dominante. En el situado próximo al P. K. 141,700 de la C.^a Ciudad Real-Badajoz (2,5 km al SSE de las mencionadas Casas), la proporción de cantos es muy superior a la de matriz. En todos los casos, los cantos son bastantes redondeados, de cuarzo y lidita de tamaño centimétrico, y más raramente de grauvaca de tamaño decimétrico (Valtriguero). Sedimentológicamente, estos conglomerados pueden interpretarse como canales turbidíticos con sedimentación de materiales de la plataforma.

Petrográficamente las grauvacas están originadas por transformación diagenética de arcosas líticas. Son rocas generalmente de grano medio formadas por granos subangulosos de cuarzo, abundantes feldespatos (15-20%) alterados (plagioclasas dominantes, trazas de feld.k albitizados), moscovita y biotita en paso a epimatriz, y una cantidad variable de fragmentos de rocas (silex, cuarcitas, areniscas, pizarras y pórfidos?), de los cuales algunos están en paso a epimatriz, que es clorítica en proporción variable del 15 al 30%. La textura es de granos con contactos tangenciales, con orientación paralela, y niveles en que la matriz está parcialmente silicificada. Como accesorios destacan: turmalina, opacos y óxidos de hierro.

Hay variaciones al microscopio de grauvacas limolíticas, a veces con bandeados lutíticos, y también niveles microconglomeráticos de composición similar a las anteriormente descritas, en que se aprecia como la mayor parte de los granos de cuarzo son policristalinos. Los términos más

pelíticos no suelen tener diferencias mineralógicas con las grauvacas; hay, no obstante, una mejor recristalización y disposición en bandas de los filosilicatos.

Esta formación pizarroso-grauváquica es correlacionable con las Pizarras de Alcudia inferiores de BOUYX (1970) o «Alcudiense» inferior y, en parte, con el Complejo Esquisto-grauváquico de amplias zonas centro-noroccidentales de la Península. Por su posición estratigráfica regional se admite para ella una edad Rifeense superior-Vendiense.

Muestra, característicamente, un plegamiento de ejes verticales o sub-verticales. En cuanto a su potencia, se han proporcionando en áreas próximas (donde aflora más ampliamente) espesores del orden de 2.000-3.000 m (Hoja 16-28: Villarta de los Montes, situada al norte) e incluso de 6.000 m (BOUYX, 1970). Estos espesores deben considerarse mínimos puesto que en ninguna parte de la Zona Centroibérica aflora su base.

1.1.2. **Limolitas, pelitas, grauvacas y conglomerados (Facies desorganizadas) (3). Rifeense superior - Vendiense**

Sus afloramientos se localizan en las proximidades de las Casas del Zumajo (NO de la Hoja), interpretándose como un paso lateral, o intercalación en la formación pizarroso-grauváquica. Se trata de los mismos materiales que constituyen ésta, pero con estratificación caótica o no bien caracterizada.

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. 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. Los tramos desorganizados se correlacionan en paso lateral vertical con turbiditas normales y *slumps* pelíticos.

Esta serie desorganizada constituida por *slumps*, *debris flows* y *mud flows* estaría situada en una zona de talud, debiéndose la superposición de los diferentes eventos a inestabilidad gravitacional o tectónica.

En el ángulo noroccidental de la Hoja y hacia el NNO existen, con cierta profusión, más ejemplos de estas facies desorganizadas. Puesto que de esa dirección hay importantes accidentes, de alcance regional,

que afectan a las estructuras hercínicas, queda planteado que dichos accidentes hayan funcionado ya en el Precámbrico superior, inestabilizando la sedimentación.

1.1.3. Conglomerados y areniscas (4). Vendiense

Esta formación constituye la base discordante, de la unidad superior precámbrica. Está bien caracterizada en la parte suroccidental de la Hoja donde, en algunos puntos, su estratificación N65E/45NO contrasta con la de la formación pizarrosa-grauváquica infrayacente (N20E/vertical) materializando la discordancia, aunque falten algunos metros de afloramiento entre ambas. Morfológicamente, origina un pequeño resalte. La unidad está constituida por areniscas pardas, de grano grueso, duras y silíceas, con cantos centimétricos redondeados, dispersos, de cuarto, lidita y grauvaca. Se estratifica en bancos de potencia decimétrica a métrica, en alguno de los cuales la proporción de cantos respecto de la de arena es muy superior dando lugar a verdaderos conglomerados. Posee un espesor máximo de 15-20 m y tiende a acuñarse lateralmente. En relación con la superficie de discordancia puede haber, quizá, una cierta rubefacción de los materiales infrayacentes.

1.1.4. Areniscas y pelitas. Conglomerados (5). Vendiense

En la parte suroccidental de la Hoja, esta unidad se dispone concordantemente sobre la formación conglomerático-areniscosa descrita, dando lugar a unos 100 m mínimos de serie hasta los niveles cuarcítico-areniscosos del Ordovícico basal discordante.

En su parte baja es pelítica (pelitas grises o verdosas) con intercalaciones, de potencia decimétrica, de bancos grauváquicos gris-verdosos, más feldespáticos que los de la formación precámbrica inferior. En su parte media aparece algún banco conglomerático de potencia métrica (diferenciado en cartografía), muy similar a los de la base (4) a veces con morfología de canal. Hacia arriba aparecen pizarras blandas con intercalaciones de potencia decimétrica, de areniscas claras de tendencia cuarcítica (hasta 70% de cuarzo con fragmentos de roca y de «pórfidos», e incluso de cantos blandos centimétricos). Algunas de estas litologías superiores se encuentran rubefactadas, debido a la proximidad de la base de glaciares cuaternarios.

En la parte suroriental de la Hoja, en una zona muy recubierta por la Raña, se encuentran litologías similares en algunos escasos afloramientos (pelitas blandas, verdosas, areniscas claras cuarcíticas, a veces

microconglomeráticas). Estos materiales constituyen la terminación nor-oriental del Domo del Esteras y se encuentran limitadas cartográficamente al norte por el Ordovícico basal discordante con conglomerados de los Cerros del Grajo, Torneros y Vicejo. Su posible discordancia sobre la formación pizarroso-grauváquica inferior (2) debe encontrarse en la vecina Hoja de Valdemanco del Esteras (16-31) situada al sur.

Las series descritas no muestran un replegamiento tan acusado como la formación turbidítica (2) y en comparación con ella representan facies más someras, de plataforma. Por sus características litológicas, así como por posición estratigráfica con correlacionables con las «Pizarras de Alcudia superiores» o «Alcudiense superior» (BOUYX, 1970), con el «Vendiense» de las Villuercas y Montes de Toledo occidentales. Al igual que ellas, su edad debe ser Vendiense superior.

Finalmente, no debe descartarse la existencia de posibles y pequeños isleos de «Alcudiense superior» en otros puntos:

- Inmediatamente al oeste de Arroba de los Montes, junto al pueblo (NE de la Hoja).
- SO del Cerro del Guijo (al norte de P. K. 12 de C.^a Puebla Agudo; sur de la Hoja).

Aunque estos lugares aparecen cartográficamente representados como Formación turbidítica (2), la presencia de algún apuntamiento arenisco de tendencia cuarcítica, unido a la escasez de afloramientos debido al amplio desarrollo superficial de glaciares, coluviones y rañas hacen aconsejable esta puntualización.

1.2. ORDOVICICO

Se dispone discordante sobre los materiales precámbricos. Comienza con materiales arenisco-pizarrosos (7) atribuibles al Ordovícico inferior, frecuentemente con conglomerados basales o en la parte baja (6), a los que sigue la Cuarcita Armoricana de edad Arenig (8), con facies de barras; encima hay alternancias arenisco-pizarrosas (Arenig-Llanvirn) (9) y después de las típicas Pizarras negro-azuladas de *Neseuretus* (Llanvirn-Llandeilo) (10), con intercalaciones de tufitas (11) y de alternancias arenisco-pizarrosas (12). A las pizarras mencionadas suceden alternancias arenisco-pizarrosas (Llandeilo) (13) y que culminan con una barra cuarcítica (tránsito Llandeilo-Caradoc) (14), a la que sigue una nueva formación pizarrosa (Caradoc inferior) (15).

Para su estudio estratigráfico-sedimentológico se han levantado las columnas de Zumajo (Ordovícico inferior), Carretera de Arroba (Arenig-Llanvirn) El Buen Agua y Río Guadiana (Llanvirn), Río Guadiana 2 y Trampal del Perro (Llandeilo) y Arroyo de Valdelobillos (Llandeilo-Caradoc).

1.2.1. Las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía

Regionalmente el Ordovícico inferior se sitúa mediante discordancia angular sobre 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 norte 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 a los 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* (ROUAULT) y abundantes *Skolithos* sp. Siguiendo a los mismos autores, la Cuarcita Armoricana 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 Cuarcita 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 porque conducir a sospechar la asignación de estos materiales al Tremadoc. Según este tipo de planteamiento, 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 de 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 contiene extensos hiporelieves de *C. goldfussi* (ROUAULT) y *C. furcifera* D'ORBIGNY, mientras que en niveles superiores hemos detectado una lumaquela ferruginosa de espesor centimétrico con braquiópodos inarticulados de aspecto arenigense (*Lingulepis* sp.), así como raros trilobites, *Ogyginus armoricanus* (TROMELIN y LEBESCONTE). La existencia 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.

1.2.2. Conglomerados, areniscas gruesas y cuarcitas. Capas intermedias, Serie Púrpura (6). Ordovícico inferior

Los niveles de areniscas y cuarcitas de grano grueso, no muy compactas, masivas, rojizas o blancas, con hiladas de cantos, que a veces por su alta y constante proporción definen bancadas conglomeráticas de espesor métrico, son típicos aunque no constantes de la parte basal del Ordovícico. Los conglomerados no son estrictamente basales, sino que están precedidos por alternancias de areniscas más o menos gruesas y lutitas. Sus cantos están muy bien redondeados y alcanzan tamaños

centi a decimétricos (3-5 cm como más frecuentes) siendo de cuarzo y de cuarcita dominante y apareciendo ocasionalmente alguno de lidita. Su espesor puede superar excepcionalmente los 120 metros (sur del Cerro del Grajo en el sureste de la Hoja), aunque los valores más frecuentes son del orden de 25-40 m.

Al microscopio, las areniscas y cuarcitas microconglomeráticas están formadas por granos subredondeados de cuarzo policristalino y una importante proporción de fragmentos de rocas (cuarcitas, sílex, pizarras, areniscas sericíticas) en matriz de sericita muy recristalizada y orientada, en la que a veces se reconocen «nódulos» señalando un origen a partir de feldespatos y/o fragmentos de rocas lábiles. Presentan silicificación y ferruginización irregulares (movilización de óxidos de hierro de carácter detrítico). Muestran texturas de granos en contactos tangenciales, o con interpenetraciones por presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios (texturas «cuarcíticas»). Hay circón como accesorio en algún nivel.

Esta formación areniscoso-conglomerática no se depositó en algunas zonas, como por ejemplo en casi todo el cuadrante suroccidental de la Hoja, y en algunas partes septentrionales (flanco noreste del Anticlinal de Valtriguero, y oeste de Arroba). Aún con las debidas reservas derivadas de la falta de afloramientos en los sinclinales, parece que esta formación suele no existir cuando es más delgada la serie areniscoso-cuarcítico-pizarrosa (7) suprayacente.

La ausencia de buenos afloramientos, derivada de la importancia de los recubrimientos y del carácter mecánico que frecuentemente presenta el contacto basal del Ordovícico con las series del Precámbrico, impide un estudio sedimentológico detallado de la unidad. Sin embargo podemos indicar los siguientes hechos:

- En el sector ocupado por el Anticlinal de Guadalemar (extremo noroccidental del Anticlinorio de Sierra del Castillejo) los conglomerados se sitúan por debajo de facies canalizadas sedimentadas en una zona fluvio marina o marina somera con importantes aportes fluviales, en cuyo contexto deben ser interpretados.
- En el resto de los afloramientos del Anticlinorio del Castillejo y del Anticlinorio de Navalpino, presenta laminación cruzada de megarriples y estratificación cruzada de gran escala con morfología de barras. Deben corresponder a barras submarinas depositadas en una plataforma somera, en la que las corrientes redistribuían los materiales aportados por los aparatos fluviales costeros.

La edad de estos conglomerados es Ordovícico inferior. Se sitúan en la base de las Capas intermedias datadas tentativamente como Hunnebergiense (?) - Arenig (ver 1.2.1.).

1.2.3. Areniscas, cuarcitas y pizarras (7). Ordovícico inferior

Sucede mediante un cambio gradual rápido que, en parte, debe ser cambio lateral, a la formación antes descrita. Otras veces descansa directamente encima del Precámbrico.

Morfológicamente da lugar a sierras alomadas que contrastan con las adyacentes más quebradas y vigorosas de Cuarcita Armoricana.

Consta de una alternancia de cuarcitas, areniscas micáceas y pizarras. Las cuarcitas son de tonalidades blancas, pardas y violáceas. Se presentan en bancos de unos 5-20 cm de espesor medio (0,5 m máximo), con bioturbación importante e icnofósiles frecuentes. Una facies muy característica es la constituida por cuarcitas lajeadas con teñidos rojizos y abundantes *Skolithus*. Las pizarras y areniscas micáceas, con tonos rojizos y violáceos o verdosos por alteración, se disponen en bancos de 5-30 cm.

Los mayores espesores se alcanzan en el noroeste (más de 500 m al NE de Casas del Zumajo) y en el sureste (más de 700 metros en un área muy recubierta por la Raña). La menor potencia se localiza en el ángulo suroeste de la Hoja donde no sobrepasa los 200-300 metros.

El paso a la Cuarcita Armoricana es relativamente rápido y, en parte, gradual.

Al microscopio, las areniscas y cuarcitas son niveles de arenitas de grano variable entre arena muy fina y gruesa, subangulosos a subangulosos-subredondeados, formados por granos de cuarzo y una proporción variable de fragmentos de roca (cuarcitas, pizarras, areniscas, limolitas y sílex) y de óxidos de hierro de carácter detrítico (posible ferruginización de rocas volcánicas), con matriz cristalina de sericita, en la que se reconocen parcialmente su procedencia de feldespatos y/o fragmentos de rocas lábiles alterados (nódulos de sericita) y a veces con nódulos cloríticos. Es frecuente que los fragmentos de pizarras y limolitas estén muy ferruginizados. La textura dominante es la de esqueleto denso (modificado por alteración y orientación diagenético/esquistosa) de granos con contactos tangenciales (areniscas) o interpenetración por presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios (cuarcitas). Localmente se observa algún microfiloncillo de cuarzo muy distorsionado por efecto de la esquistosidad y también microbandeados de acumulación de óxidos de hierro. Hay circón como mineral accesorio.

En el Anticlinal de Guadalemar se ha levantado la columna de Zumajo (x: 500.050 y: 507.575) en las que se han estudiado los 80 metros inferiores de la unidad. En la base aparecen canales de espesor decimétrico y base ligeramente erosiva rellenos por arena gruesa con cantos blandos pizarrosos rubefactados, a la que se superponen areniscas cuarcíticas con laminación cruzada y *ripples*. Pasan gradualmente hacia arriba

a areniscas cuarcíticas decimétricas que se amalgaman en bancos métricos y contienen laminación paralela o cruzada de bajo ángulo, cicatrices erosivas (techos erosionados) y a veces *ripples* sobreimpuestos. Siguen areniscas con *ripples* (a veces *flaser*) que pasan a cuarcitas con laminación de bajo ángulo y bioturbación horizontal a techo de los bancos. Así, para este sector y para la zona Sinclinal de Herrera del Duque, comprendida en la Hoja, se tiene en la base de la unidad una secuencia transgresiva que comienza con sedimentos fluviales en una zona costera, indicando las paleocorrientes aportes de procedencia suroeste, retrabajados en dirección NO-SE, que son enterrados luego por sedimentos costeros y pasan hacia arriba a facies marinas someras.

La presencia de facies fluvio marinas y costeras basales sólo se reconoce con seguridad en el extremo occidental de la Hoja. Es posible que estén presentes bajo los conglomerados (6) existentes en los Anticlinorios de la Sierra del Castillejo y Navalpino, si bien este hecho no ha podido ser confirmado. De cualquier forma la serie intermedia se acuña hacia el oeste y suroeste (Hoja de Herrera del Duque: 15-30 y borde suoriental de la de Castilblanco: 15-29), pasándose localmente a facies más arcillosas, que nos indican la existencia de un borde de cuenca poco activo.

La sucesión de la Serie Púrpura en el resto de la Hoja donde presenta mayores espesores, comienza normalmente por barras arenosas más o menos litorales, a las que siguen facies más claramente marinas depositadas en aguas someras cerca del nivel de base del oleaje y afectadas periódicamente por el oleaje de tempestad. En conjunto hay una elevación relativa del nivel del mar que produce una megasecuencia transgresiva.

La variabilidad de facies y espesores y su distribución indican que la sedimentación de la unidad se realizó, a escala regional, sobre un paleorrelieve controlado por la tectónica sárdica.

A estos materiales se les atribuye una edad Ordovícico inferior probablemente Hunnebergiense (?) - Arenig (ver 1.2.1.).

1.2.4. Ortocuarzitas. Facies Armoricana (8). Arenigiense

Es el elemento fundamental constructor del relieve, originando las más importantes sierras y las mayores cotas topográficas, y formando alineaciones de cumbres que se siguen a lo largo de muchos kilómetros. Esta formación muestra una amplia distribución en el Macizo Ibérico y puede paralelizarse por todas sus características a su homónima del Macizo Armoricano (Francia), de donde de manera informal ha sido tomado el nombre.

Las ortocuarцитas muy puras, blancas, de grano generalmente fino, son la litología característica. Aparecen estratificadas en bancos de potencia hasta métrica. Normalmente se encuentran muy diaclasadas, de forma que en pequeños afloramientos es difícil discernir la superficie primitiva de estratificación. Entre los bancos pueden aparecer pequeñas intercalaciones de cuarcita muy lajeadas.

Al microscopio, son cuarcitas de grano fino a medio, formadas por cuarzo, en granos probablemente redondeados, con contactos interpenetrados por intensa presión-solución con alargamiento por movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. En algún nivel hay una pequeña proporción de matriz cristalina poropelicular de sericita y pigmentos ferruginosos. Como accesorios constantes, hay circón, turmalina y rutilo.

Regionalmente, y al sur sobre todo, suelen distinguirse dos tramos o barras cuarcíticas de 200-300 m de espesor individual separados por una depresión intermedia constituida por areniscas en bancos finos con laminación paralela y oblicua con *Cruziana* y *Tigillites*, alternando con pizarras arenosas y micáceas en bancos decimétricos de unos 40-50 m de potencia (BOUYX, 1970). En la Hoja de Puebla de Don Rodrigo no se individualiza el tramo intermedio, apareciendo el conjunto de la formación como una única barra cuarcítica de 350-450 m de espesor, cuyos mínimos parecen localizarse en la mitad suroccidental de la Hoja.

Las cuarcitas se ordenan en megasecuencias estrato y grano crecientes de espesor decamétrico que a veces están separadas por niveles decimétricos de areniscas lajeadas con laminación de *ripples*, alternantes con limolitas.

Los bancos suelen presentar laminación cruzada de gran escala a la que ocasionalmente se superponen *megaripples* con estratificación cruzada de pequeña o mediana talla. Es frecuente que los techos de las barras estén bioturbados por *Skolithos*.

Se interpretan como barras depositadas en un medio marino somero, movidas por la acción de corrientes difíciles de precisar: mareales, corrientes inducidas por los vientos, el oleaje, etc.

Hacia la parte alta de la sucesión se hace patente la acción del retrabajado del oleaje en forma de laminación paralela y *ripples* de oscilación. En la hoz del Guadiana situada al noroeste de Puebla de Don Rodrigo, en el techo de la unidad aparecen niveles métricos de brechas monogénicas de cantos y matriz de composición similar a las cuarcitas del resto de la serie. Presentan bases irregulares, algo erosivas y se intercalan entre barras como estratificación cruzada que rellenan «superficies de reactivación» erosivas. Su origen debe estar en relación con la destrucción de las barras arenosas, algo litificadas, por la acción del oleaje de tempestad. Esto implicaría la existencia de períodos sin sedimentación en esta zona con crecimiento y migración episódico de las barras.

En toda la Cadena Hercínica la edad de esta facies se considera Arenigiense (ver 1.2.1.).

1.2.5. Areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancias o Capas de Pochico (9). Arenigiense - Llanvirniense inferior

Concordante con la Cuarcita Armoricana se dispone una serie alternante de areniscas, cuarcitas y pizarras, asimilable en todas sus características litológicas y de posición estratigráfica a las «Capas Pochico» de Sierra Morena Oriental definidas por TAMAIN (1972). Su observación no es fácil, debido a que morfológicamente suele formar una hombrera adosada a las Sierras de Cuarcita Armoricana, frecuentemente coronada por restos de la Raña y, por tanto, se encuentra muy cubierta por los derrubios de ambas.

Los bancos cuarcíticos, de color gris o blanquecinos, de 0,1-0,5 m de potencia alternan con tramos de areniscas lajeadas micáceas, amarillentas, o de pizarras grises micáceas, de espesor similar. Hacia el muro hay un mayor predominio de materiales cuarcíticos, y hacia el techo las areniscas pizarrosas van adquiriendo mayor desarrollo; no obstante, en varios lugares aparecen coronando la sucesión o intercaladas en ella, una serie de niveles cuarcíticos gris-blanquecinos, de potencia métrica, que resaltan débilmente en el paisaje.

En la parte nororiental de la Hoja, sobre todo en el Valle del Arroyo de Vallecristo (primer sinclinal inmediatamente al OSO de Arroba de los Montes), las «Capas Pochico» contienen, en su mitad inferior, un tramo blando de más de 50 metros de espesor constituido por pizarras bandeadas blanco-rojizas por alteración.

Las «Capas de Pochico» se presentan en todo el ámbito de la Hoja como una formación de espesor comprendido entre 150 y 200 m, salvo en la mencionada zona del OSO de Arroba, donde debe sobrepasar los 300 m.

Al microscopio, las litologías de la alternancia de Pochico son, en general, arenitas finas y limolitas formadas por granos angulosos de cuarzo, láminas de moscovita, matriz de sericita, textura en esqueleto denso con contactos interpenetrados por presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios, confiriendo a las rocas el carácter de cuarcitas. Hay una proporción irregular de óxidos de hierro, unas veces de carácter detrítico y otras en clara relación con fracturas de cuarzo que producen simultáneamente, silicificación irregular, de los niveles afectados. Son muy abundantes los minerales pesados, circón, turmalina, rutilo y opacos, que suelen concentrarse en microbandas sedimentarias enriquecidas en óxidos de hierro, muy características. En algunos niveles

el referido microbandedado está modificado por esquistosidad oblicua. En otros hay una ligera proporción de cloritas hinchadas.

El paso a las Pizarras con *Neseuretus* suprayacentes es gradual y rápido, reconociéndose la presencia de costras ferruginosas y niveles de concentración de minerales pesados en muchos sectores próximos del ámbito centro-ibérico.

Para su estudio se ha levantado la columna de Carretera de Arroba (x: 523.650 y: 501.325) en donde la unidad tiene un espesor próximo a los 200 metros.

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

- a) Limolitas laminadas con niveles ferruginosos que intercalan capas decimétricas con *ripples* de oscilación.
- b) Areniscas con *ripples* de oscilación. A veces bioturbación horizontal a techo de los bancos.
- c) Areniscas cuarcíticas y areniscas micáceas lajeadas con *Skolithos*, laminación paralela o de bajo ángulo, *ripples* de oscilación y bioturbación horizontal a techo de las capas.
- d) Areniscas cuarcíticas y areniscas micáceas con *hummocky cross stratification* (H.C.S.).
- e) Bancos formados por la amalgación de capas decimétricas de cuarcitas con laminación paralela o de bajo ángulo, H.C.S. erosiones a techo de capas tapizadas a veces por *ripples* de oscilación.

No se observa una ordenación secuencial clara, aunque a veces hay tendencias de orden decamétrico, constituidas en la base por todos o alguno de los términos a, b, c, d coronados por la asociación e.

Se interpretan como materiales depositados en una plataforma de escasa pendiente y profundidad, en la que el agente dominante de transporte y sedimentación son las corrientes y el oleaje inducidos por tormentas. Las facies descritas ilustran una sucesión de energía creciente del oleaje, desde zonas de sedimentación lutítica a las más agitadas donde el sedimento es removido en cada tempestad y sólo pueden depositarse las fracciones más gruesas.

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.

En el techo de esta unidad debe estar contenido el límite entre el Arenig y Llanvirn. (ver 1.2.1.).

1.2.6. Pizarras con *Neseuretus* (10). Llanvirniense-Llandeiloense

Las «Capas de Pochico» pasan gradual pero rápidamente, probablemente con indentaciones debidas a cambios laterales de facies entre am-

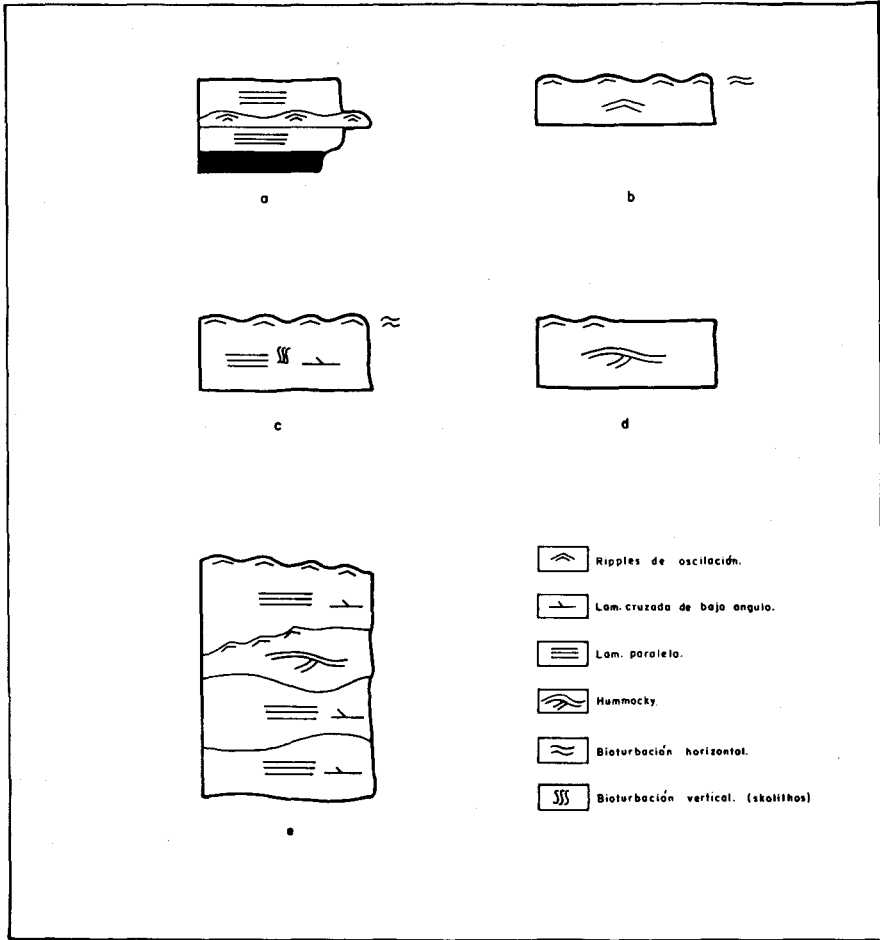


Fig. 1. Principios facies y asociaciones en las Alternancias de Pochico.

bos, a un conjunto de pizarras oscuras, negras en fresco, más o menos micáceas, que está afectado muy penetrativamente por la esquistosidad hercínica, siendo por tanto muy difícil distinguir la superficie de estratificación original. Esta formación pizarrosa origina áreas deprimidas, acar-cavadas a veces, y es muy típica de la Zona Centroibérica meridional, siendo célebre ya desde mediados del siglo pasado, debido a las faunas del Llanvirn. y Llandeilo que ha proporcionado. Estas faunas se presentan en acumulaciones «lumaquélicas» de espesor decimétrico, ricas en óxidos de hierro (probablemente pirita, originalmente), o bien como ejemplares más aislados, asociados muchas veces a facies de nódulos samítico-lutíticos de tamaño centi a decimétrico. Uno de los individuos más frecuentes en estas faunas son los Trilobites del género *Neseuretus* que ha dado nombre a la formación.

Las Pizarras de *Neseuretus*, intercalan en su parte baja tramos de tufitas (11), y en la alta de alternancias arenisco-cuarcítico-pizarrosas (12). Estas últimas son muy potentes y continuas en regiones situadas más al SE de la presente Hoja (Sierra Morena Oriental), donde los tramos de Pizarras de *Neseuretus*, infra o suprayacentes han recibido los nombres de «Pizarras del Río» y «Pizarras Guindo o Botella» respectivamente (TAMAIN, 1972).

Es difícil calcular la potencia de esta formación, que en algunos puntos se ha visto claramente replegada. Según se puede deducir de los cortes geológicos realizados, puede alcanzar los 500 m en el Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo. En el de Herrera su espesor parece inferior.

Al microscopio muchas muestras pizarrosas son limolitas formadas por granos subangulosos de cuarzo y una notable proporción de moscovita (10-25%) y biotita (hasta 50%), esta última en avanzado estado de alteración a cloritas hinchadas, y matriz clorítica. Hay texturas locales de presión-solución y frecuentes microbandedados modificados por esquistosidad marcada por movilización de óxidos de hierro. Hay circón, turmalina y rutilo como accesorios.

Otras litologías, concentradas en la base de la unidad, corresponden a arenitas de grano fino formadas por granos subangulosos-subredondeados de cuarzo, fragmentos de rocas volcánicas alterados a cloritas, óxidos de hierro, o de aspecto vítreo, en epimatriz clorítica derivada de productos volcánicos finos. La textura es de esqueleto denso o quebrado por la matriz, desarrollándose, en el primer caso, contactos de presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Normalmente se observa orientación paralela de los granos y como minerales detríticos accesorios, circón, turmalina y opacos. Localmente las arenitas, de composición similar a las anteriores, tienen una epimatriz criptocristalina amorfa que pudiera ser colofana y una pequeña proporción de fragmentos de la misma naturaleza.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta, más profundos que los materiales arenosos infra, suprayacentes o intercalados, en el sentido de que quedan esencialmente por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas. La presencia de pirita, restos orgánicos bien conservados, y la ausencia de bioturbación indican condiciones reductoras en el fondo (euxínicas) que inhibió la acción de la epi e icnofauna.

Las pizarras situadas por debajo de las Areniscas de los Rasos (12) han proporcionado faunas del Llanvirn. inferior: *Placoparia (P.) cambriensis* (HICKS), *Bathycheilus castilianus* HAMMAN, *Neseuretus N. avus* HAMMAN, *Retamaspis melendezi* HAMMAN, *Didymograptus cf. artus* ELLES y WOOD y *Mornothis noctilio* (SHARPE) y del Llanvirn. superior: *Neseuretus (N.) tristani* (BRONG.), *Ectillaenus* sp., *Cacemia riberói* (SHARPE), *Coxiconcha britannica* (ROUAULT) y *Clathrospira bussacensis* (SHARPE).

Las pizarras situadas por encima (Pizarras Guindo o Botella) contienen fósiles del Dobrotiviense (Llandeilo) superior, entre los que destacan los tribolites *Placoparia (Coplacoparia) borni* HAMMAN, *Panderia beaumonti* (ROUAULT), *Zeliszkeia (Z.) torrubiae* (VERNEUIL y BARRANDE), *Plaesiacomia oehlerti* (KERFONE) y braquiópodos como *Heterorthis kerfornei* MELOU, *Aegiromena mariana* DROT y *Eorhipidomella musculosa* (MELOU).

1.2.7. Tufitas (11). Llanvirniense

Aparecen a unos 50 m de la base de las Pizarras con *Neseuretus*, y por encima de faunas con graptolitos del Llanvirn. inferior (yacimientos del P. K. 172,800 de la C.^a Ciudad Real-Badajoz, al SE de la Puebla de Don Rodrigo). Su extensión cartográfica dentro de la Hoja queda limitada a la parte oriental del Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo. Pueden alcanzar los 80-100 m de espesor en los afloramientos situados inmediatamente al norte del río Guadiana.

Constituyen bancos de espesor métrico a decamétrico, de color pardo-rojizo en afloramiento y pueden contener intercalaciones decimétricas pizarrosas. En fresco aparecen como rocas fragmentarias, constituidas por clastos gris verdosos centimétricos generalmente en los bancos mayores, a milimétricos en los menores, cementados por carbonato. Las venas, de carbonato-cuarzo son frecuentes, sobre todo en los primeros.

Al microscopio se muestran formadas por granos redondeados de cuarzo detrítico, tamaño arena fina-media y fragmentos de rocas volcánicas de tamaño arena gruesa o mayores (texturas vítreas, vesiculares) alterados a ceolitas, cloritas y carbonatos, en matriz cripto a microcristalina orientada de clorita-ceolitas-carbonatos con óxidos de hierro. Los niveles de grano más fino son criptocristalinos, con limo de cuarzo y nodu-

lillos dispersos de composición similar a la matriz, correspondiendo a tufitas cineríticas.

El volcanismo parece ser básico, a juzgar por la falta de cuarzo en las alteritas de los clastos volcánicos, lo que establecería una correlación con niveles de materiales lávicos predominantemente basálticos, situados en Hojas próximas en similar posición estratigráfica, y que en la presente no se han localizado.

Asociadas a estas facies puede haber bancos de cuarcitas verdosas de potencia decimétrica, observables tanto en los afloramientos del mencionado P. K. 172,800, como en los de más al oeste (SW de la Casa de la Celadilla, y otras). Más al norte, en el área del Carrizal (6,8 km al ESE, de Puebla de Don Rodrigo), aparecen algunos bancos de potencia decimétrica de rocas grises o negras, más o menos pseudonodulares constituidas, al microscopio, por clastos de tamaño hasta centimétrico de rocas volcánicas, pizarras y algo de cuarzo. Estas particulares litologías, pueden o no asociarse con las tufitas descritas; aparecen a su misma altura estratigráfica (por lo que es posible un cierto tipo de relación genética) habiéndose englobado conjuntamente en la cartografía dentro del tramo tuffítico (11). Característicamente, muestra una cierta proporción de material, criptocristalino al microscopio, que bien pudiera tratarse de colofana.

En la columna de El Buen Agua (x: 526.275, y: 494.050) aparecen pizarras con estratificación lenticular de material piroclástico y bancos métricos formados por la amalgamación de capas decimétricas de tufitas, con proporción variable de material piroclástico, y cuarcitas con clastos volcánicos que presentan laminación paralela o de bajo ángulo y *ripples* a techo. Se trata de materiales piroclásticos con mayor o menor proporción de fragmentos de la roca de caja, retrabajados por la acción de corrientes inducidas probablemente por la explosión volcánica y sedimentados en una plataforma abierta.

La edad de estos materiales es Llanvirniense inferior.

1.2.8. Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Areniscas de los Rasos (12). Llanvirniense y Llandeiloense inferior

Esta formación equivale a las «Cuarcitas inferiores» de Sierra Morena Oriental (TAMAIN, 1972), Alternancias del Caño de las Flores o Areniscas de los Rasos.

Se trata de una intercalación muy continua en el Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo, donde alcanza un espesor de 60 m y peor representada (más discontinua) en el de Herrera. Su techo suele localizarse, como máximo, a unos 75 m del de la unidad pizarrosa (10).

Consta de areniscas y cuarcitas de colores crema o verdosos, generalmente micáceas, estratificadas en bancos centimétricos o decimétricos alternando con pizarras gris-negras, más o menos micáceas que a su vez intercalan niveles centimétricos y milimétricos de areniscas y limolitas.

Al microscopio, las areniscas aparecen formadas por granos subangulosos de cuarzo (55-65%), plagioclasas (10-15%), matriz clorítica (15%) y cemento ferruginoso (10-15%); se observan contactos de presión solución entre los granos y, como accesorios, circón, turmalina y rutilo. Las limolitas son similares a la de la serie inferior (10) pero, en general, tienen escasa proporción de micas, y menor contenido en matriz clorítica, por lo que la mayor parte de los niveles tienen textura cuarcítica por desarrollo de contactos de presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Son muy frecuentes los microbandedados entre cuarcitas limolíticas y lutitas cloríticas y micáceas. Ocasionalmente se observan agregados de carbonatos y óxidos de hierro de posible alteración de aquéllos.

Inmediatamente al suroeste de las Hoces del Guadiana, 7 km al NO de Puebla de Don Rodrigo, y sólo en este lugar con seguridad, aflora una intercalación de materiales similares a los descritos, de 30 m de potencia máxima, pero cuyo muro se localiza a unos 100 m del de las Pizarras de Neseuretus. Hay que señalar, que en esta transversal también aparecen estratigráficamente más arriba las «Areniscas de Los Rasos» antes descritas.

Se han estudiado en las columnas de Río Guadiana (x: 512.675, y: 504.375) y Río Guadiana 2 (x: 516.800, y: 503.650), en las que se han reconocido las siguientes asociaciones de facies (fig. 2):

- a) Pizarras.
- b) Areniscas finas formadas por *ripples* de oscilación y limolitas con *flaser* y *linsen*. Niveles de potencia centimétrica ocasionalmente de 1 ó 2 decímetros. Bioturbación.
- c) Capas centi-decimétricas de areniscas finas con laminación paralela o de bajo ángulo y *ripples* de oscilación a techo.
- d) Areniscas finas de potencia decimétrica con H.C.S.
- e) Bancos métricos formados por la amalgamación de capas decimétricas de areniscas cuarcíticas con laminación paralela o de bajo ángulo, H.C.S., erosiones y compensaciones.

Con dificultad se observan tendencias métricas estrato y grano crecientes (CU) (*thickening and coarsening up*) formadas por otras menores decimétricas de energía y tamaño de grano decreciente (*finning up*).

Se interpretan como materiales depositados por corrientes y oleaje inducidos por las tormentas en una plataforma de escasa pendiente y profundidad en condiciones muy semejantes a las indicadas para las Al-

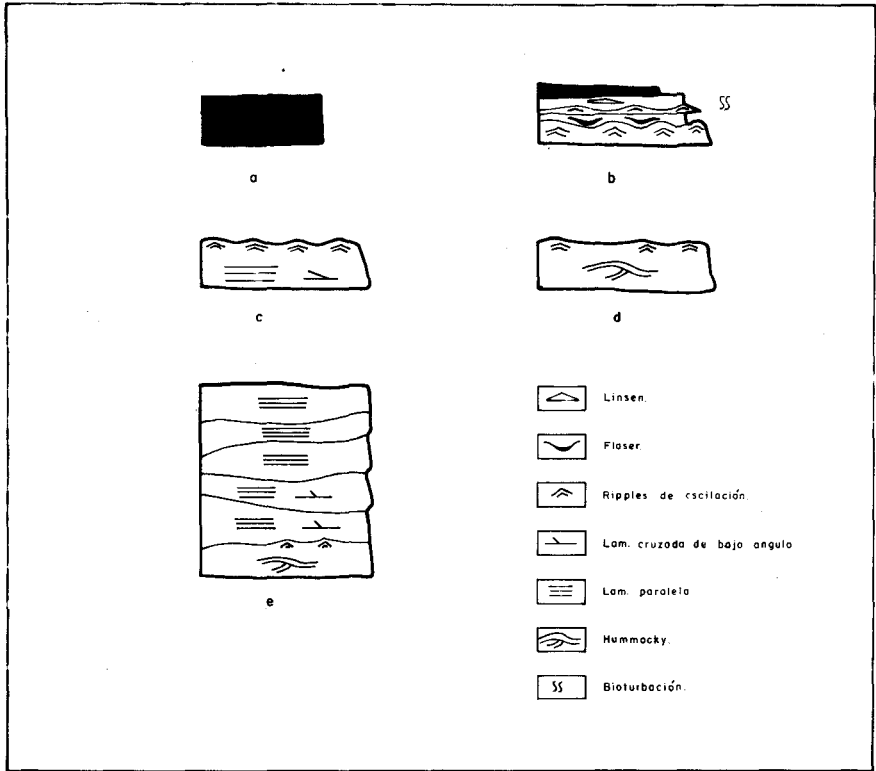


Fig. 2. Facies y asociaciones en las Areniscas de los Rasos (Sección de Río Guadiana 1).

ternancias de Pochico (1.2.5.). Las secuencias CU pueden estar relacionadas con transporte y depósito de arena en barras bajas sobre la plataforma, o podrían tratarse de progradaciones del *shoreface* sobre la zona de transición al *offshore*, en el caso que la unidad estuviera lateralmente relacionada con ambientes costeros. En este sentido BRENCHLEY *et al.* (1985) sitúan una línea de costa muy próxima al sur y sureste de la zona estudiada.

Aunque en la Hoja no se han encontrado fósiles, en otros sectores del ámbito Centro-ibérico, esta unidad ha proporcionado, casi invariablemente faunas del Dobrotiviense (Llandeilo) inferior. GUTIERREZ MARCO *et al.* (1984).

1.2.9. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas. Serie de Transición (13). Llandeilo

Esta formación sucede concordantemente a la de las Pizarras infrafrayacentes (10). Está compuesta por areniscas lajeadas verdosas y micáceas, alternando centimétrica-decimétricamente con pizarras finamente laminadas, pasando hacia arriba a una mayor abundancia de bancos más cuarcíticos (5-15 cm de potencia) y pizarras como las de la formación infrafrayacente, similares en cuanto a contenido faunístico. Estas observaciones se refieren sobre todo al Sinclinal de Puebla donde alcanza más de 300 m de espesor. En el Sinclinal de Herrera, los coluviones apenas permiten su afloramiento, a pesar de lo cual parece bastante menos potente: 50-75 m.

Al microscopio, los materiales samíticos son cuarcitas finas, limolíticas formadas por granos subangulosos de cuarzo, con moscovita, biotita en fase avanzada de cloritización y matrización, óxidos de hierro de carácter detrítico y en alguna muestra, plagioclasas alteradas (10%), con matriz de clorita y desarrollo de cemento de cuarzo en crecimientos secundarios por movilización de presión-solución. Los granos se ordenan con orientación paralela, y son apreciables microbandeados de acumulación de matriz y micas alteradas. En algunos niveles se aprecia esquistosidad subconcordante con el bandeo sedimentario, a veces, deformado por crenulación. Como minerales accesorios hay circón, turmalina y rutilo. En un nivel se ha visto una fracción (10%) de bioclastos ferruginizados, posiblemente Braquiópodos.

Las facies y asociaciones más frecuentes son: pizarras negras, pizarras con niveles lumaquéllicos (braquiópodos, trilobites, etc.), areniscas cuarcíticas con laminación paralela y *ripples* de oscilación y pizarras bioturbadas (potencia centi - decimétrica) y por último areniscas cuarcíticas con hummocky.

Se trata de depósitos de plataforma abierta sedimentados en la vecindad del nivel de base medio del oleaje de tempestades, que aportan y depositan niveles terrígenos en posición distal con respecto a las áreas de aporte de arena. Las pizarras lumaquéllicas se corresponden con *lags* conchíferos de tormenta en zonas distales de la plataforma o en zonas sin aporte arenoso por «efecto de trampa» intermedio.

Esta unidad ha proporcionado fósiles de Llandeilo superior (Dobrotviense) semejantes a los citados en las pizarras Guindo y Botella (1.2.6.).

1.2.10. **Cuarcitas. Cuarcitas Botella o de Cantera (14). Llandeilo superior - Caradoc inferior**

Dentro de los Sinclinales de Puebla y de Herrera constituye, después de la Cuarcita Armoricana, el segundo resalte morfológico importante. Equivale a las Cuarcitas Botella de Sierra Morena Oriental (TAMAIN, 1972) o a las Cuarcitas de Cantera del Sinclinal de Almadén (Ciudad Real) (ALMELA *et al.* 1962).

Está formado por cuarcitas blancas en fresco pero característicamente teñidas por óxidos de hierro, que les confieren un típico color amarillento o marrón claro. Normalmente son de grano fino y aparecen bien estratificadas, en bancos de 0,5-1 m de espesor. Contienen algunos lechos de cantos blandos centimétricos, la potencia media estimada es del orden de 150 m llegando a los 200 metros en la columna del Arroyo de Valdelobillos (x: 514.975, y: 504.000).

Petrográficamente, se trata de rocas similares a las del tramo anterior (13), en las que se aprecia un contenido variable de granos de feldespato potásico (hasta 15%) alterados y ferruginizados, plagioclasas (desde trazas al 5%) alteradas a sericita, óxidos de hierro provenientes de la alteración de feldespatos y cloritas, moscovita y biotita cloritizada, en escasa matriz cristalina de sericita. La textura es de esqueleto denso con granos orientados, con contactos de presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Localmente se observan fracturas rellenas de cuarzo distorsionado y roto por esquistosidad.

En el Barranco de Valdelobillos representan facies más proximales y con mayor disponibilidad de arena que las capas de Transición infrayacentes. Se trata de cuerpos sedimentarios con morfología de barra visible, formadas por la acción del oleaje de tormentas que apilan arenas con HCS y laminación paralela dispuestas en secuencias FU amalgamadas.

Considerando el conjunto Pizarras/Transición/Cantera se tiene una megasecuencia regresiva con aumento del tamaño de grano, espesor de capas y energía ambiental. Se suponen relacionadas con la progradada-

ción 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 (*foreshore* sobre *shoreface* y *offshore*) pero no puede descartarse esta posibilidad a causa de las limitaciones del afloramiento.

Los datos existentes en la vecina Hoja de Herrera del Duque (15-30) y las consideraciones expuestas en diversos trabajos (ROBARDET *et al.* 1980; GUTIERREZ MARCO *et al.* 1984) permiten considerar la Cuarcita de Cantera como esencialmente Llandeilo superior, si bien se puede estimar que su depósito pudo concluir cerca del límite Llandeilo-Caradoc o, eventualmente, a poco de iniciarse esta última época.

1.2.11. **Pizarras (con alternancias pizarroso-cuarcíticas en el Sinclinal de Herrera) Pizarras intermedias (y bancos mixtos en Herrera) (15) Caradociense inferior**

Esta formación sucede concordantemente a las cuarcitas de Cantera. El tránsito entre ambas unidades es muy rápido, a base de unos pocos metros en los que alternan cuarcitas y pizarras.

En el Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo se encuentran, en su base, pizarras gris-negras micáceas, con nódulos carbonatados centimétricos y Braquiópodos. A unos 40-50 m del muro hay un pequeño resalte morfológico que corresponde a una intercalación cuarcítico-arenisco-pizarrosa de unos metros de potencia. Siguen pizarras como las basales sin nódulos, que hacia arriba, y constituyendo las capas más altas conservadas en este sinclinal, se hacen más masivas y samíticas, tomando color verdoso. Esta descripción procede del Arroyo de Valdelobillos y afluentes (7 km al NO de Puebla de Don Rodrigo). El espesor de la serie puede estimarse en unos 250-300 m.

En la terminación oriental del Sinclinal de Herrera del Duque, en el ámbito de la Hoja, encima de la cuarcita (14) se encuentran más de 100 m de pizarras verdosas, masivas, y luego unos 150 m de alternancias cuarcítico-arenisco-pizarrosas estratificadas en capas de espesor decimétrico muy regulares.

El tramo pizarroso basal se correlaciona con las «Pizarras intermedias» del área de Almadén (ALMELA *et al.* 1962) o las «Pizarras Cantera» de Sierra Morena Oriental (TAMAIN, 1972), de edad Caradoc inferior. Es algo más problemático que las alternancias superiores en el Sinclinal de Herrera (y no digamos ya el pequeño resalte del de Puebla) pueden representar los «Bancos Mixtos» de edad Caradoc medio-superior de S.^a

Morena Oriental (TAMAIN, 1972). Otra alternativa es considerar que todo el tramo cartografiado representa las «Pizarras intermedias» muy potentes y con alternancias samítico-pizarrosas importantes en algunos lugares.

Al microscopio, hay pizarras formadas por sericita poco cristalina, con limo de cuarzo y óxidos de hierro dispersos y carbonatos de origen bioclástico. Presentan diferenciaciones por contenido en micas y microbandas de acumulación de óxidos de hierro, así como orientación esquistosa marcada por movilización y concentración de los óxidos de hierro. En las pizarras se observan nódulos que corresponden a biomicritas (de dolomita y dolomita ferrosa) con limo de cuarzo y óxidos de hierro, a dolomías finas ricas en arcilla criptocristalina, óxidos de hierro, micas y cuarzo accesorios, y a sideritas finas con arcilla y materia orgánica intercristalinas. Algún nivel de cuarcitas está constituido por granos angulosos de cuarzo de tamaño limo y arena muy fina, con feldespato potásico y plagioclasas (10%) muy alteradas y cemento de carbonatos, en zonas con óxidos de hierro. Contactos locales de presión-solución y circón, turmalina y rutilo como minerales accesorios.

Las pizarras intermedias se interpretan como depósitos de plataforma abierta lutítica no muy profunda. Los bancos mixtos se asimilan regionalmente a facies de tempestitas sedimentadas en las proximidades del nivel de base medio del oleaje de tormenta. Ambas unidades formarían en conjunto una megasecuencia «regresiva», más o menos compleja que culminaría con la sedimentación de la Caliza de Urbana durante el Ashgillense inferior. Esta megasecuencia se ve truncada por la discordancia existente en la base de las Pelitas con Fragmentos, descrita en el apartado siguiente, faltando en esta zona los términos altos del Caradoc (Bancos mixtos superiores y Caliza de Urbana).

Las pizarras intermedias han proporcionado a 35 metros de su base, en la zona del Barranco de Valdelobillos, Trilobites: *Dysplanus (Zetillae-nus) ibericus* HAMMAN, *Ashaphina*, Braquiópodos: *Aegiromena*, *Gelidort-his*, Briozoos y Ortoceráticos del Caradoc, correlacionables con la biozona de *Svobodaina armoricana* BABIN y MELOU (Soudleyense - Marsbrookense).

1.3. ORDOVICICO SUPERIOR - SILURICO Y DEVONICO INFERIOR

Las formaciones de estas edades sólo se hallan presentes en el Sinclinal de Herrera del Duque. Afloran en un corto tramo catográfico (3,5 km de estructuras, según longitud), muy cubiertas por coluviones y glaciares coluviales.

1.3.1. **Grauvacas con cantos dispersos. Cuarцитas. Pelitas con fragmentos y cuarcitas de criadero (16). Ashgillense superior - Llandoveryense**

Sobre las alternancias superiores del tramo cartográfico anterior aparecen unos 100-130 m de grauvacas grises masivas con cantos decimétricos esporádicos de pizarra, areniscas, e incluso de material carbonático, entre las que se intercalan bancos cuarcíticos de espesor decamétrico. El último de éstos se sitúa a techo del conjunto y posee colores oscuros, típicos de la «Cuarcita del Criadero» de Almadén (ALMELA *et al.* 1962), equivalente a las «Cuarцитas superiores» de Sierra Morena Oriental (TAMAIN, 1972).

En la vecina Hoja de Herrera del Duque (15-30) se ha considerado que la base de este tramo cartográfico representa una «discordancia» puesto que se dispone sobre las «Pizarras Intermedias» (Caradoc Inferior) muy delgadas, faltando formaciones características del Caradoc superior y Ashgillense inferior de gran parte de la Zona Centro-ibérica: Bancos Mixtos y Caliza Urbana. En la Hoja la discordancia puede quedar bien probada por la presencia de cantos carbonáticos, procedentes posiblemente de la «Caliza Urbana».

La interpretación de estas unidades debe realizarse en un contexto de fracturación de la plataforma con extensión cortical que marca el inicio del vulcanismo de Ordovícico terminal-Silúrico, asociada o precedida por una bajada relativa del nivel del 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.

Las Cuarцитas de Criadero se depositan bajo la acción del oleaje de tempestad, uniformizado este sector de la cuenca y excediendo los límites de las áreas de sedimentación de las Pelitas con fragmentos, que dada su génesis son bastante locales.

Tentativamente podemos resumir 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/Vulcanismo y aparición de una secuencia regresiva por programación de las áreas sublitorales hacia la cuenca (extensión de las Cuarцитas de Criadero).

Los datos obtenidos en la vecina Hoja de Herrera del Duque (15-30)

indican una edad Ashgillense-Llandovery para las Pelitas con fragmentos y Llandovery inferior medio para la Cuarcita de Criadero.

1.3.2. **Pizarras negras (Ampelitas) (17). Llandoveryense superior-Wenlock**

Se trata de una formación de muy difícil observación dentro de la Hoja, que se superpone concordantemente al último nivel cuarcítico del tramo anterior. Consta de unos 50 m de pizarras blandas, negras, ricas en materia orgánica y pirita.

Se interpretan como materiales depositados en una plataforma abierta lutítica con fondo anóxico.

En el corte del Vallejo de la Reguera situado en la Hoja de Herrera del Duque se han encontrado abundantes Graptolitos que indican una edad Llandoveryense superior - Wenlock superior.

1.3.3. **Pizarras, areniscas y cuarcitas (18). Silúrico superior - Devónico inferior**

Estos materiales se sitúan concordantes sobre las ampelitas. Están constituidos por una alternancia decimétrica de pizarras más o menos arenosas y areniscas. Es característico el cambio de tonalidad de la serie que pasa del gris oscuro en las ampelitas al verde oliva en las lutitas de esta unidad y que en gran parte es debido a la presencia de material volcánico fino (cinerítico) incorporado a los sedimentos. En la Hoja de Puebla se conservan unos 100-150 m de estas alternancias que cuando están completas (Herrera del Duque) sobrepasan los 400 metros de espesor.

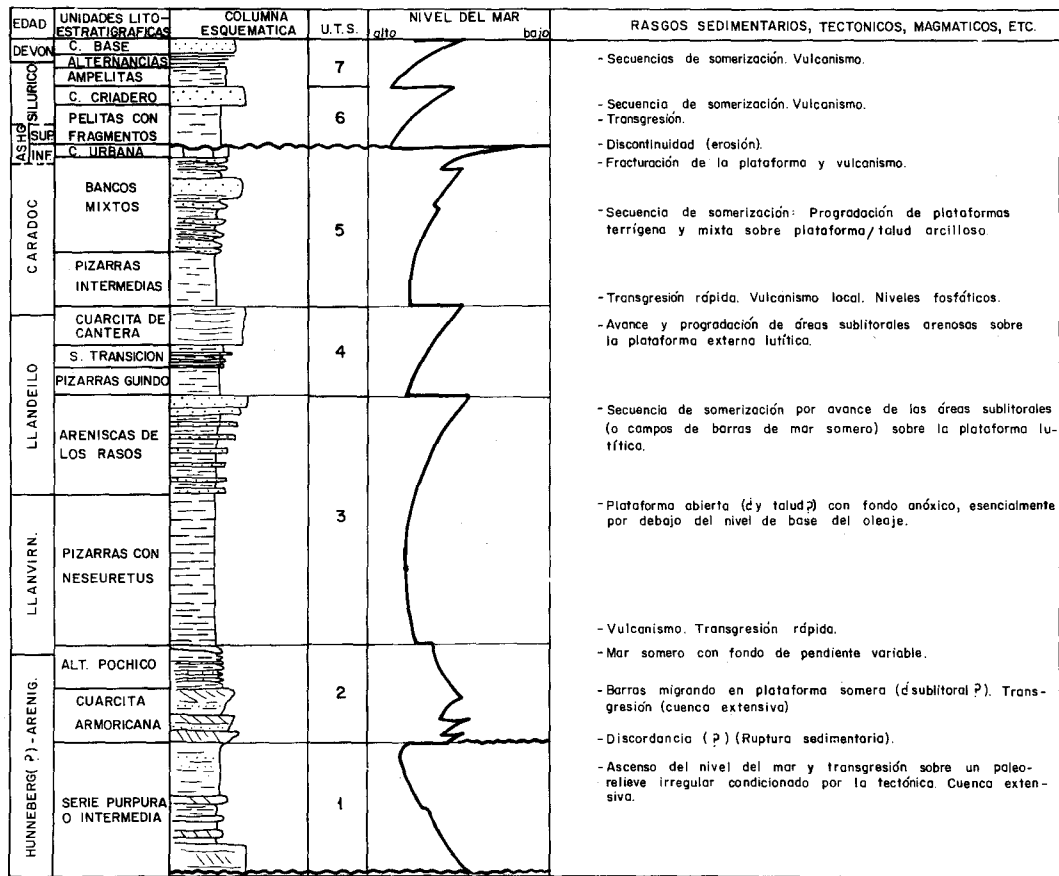
En las lutitas se observa laminación paralela y en las areniscas *ripples* de oscilación, o laminación paralela y *ripples* de oscilación. Forman junto con las ampelitas una megasecuencia «regresiva» de progradación de ambientes sublitorales sobre la plataforma lutítica, representando estas alternancias depósitos someros bajo la acción del oleaje de tempestad y buen tiempo.

Representan al Silúrico superior y Devónico inferior. Wenlock superior a Gedinense (ver Hoja de Herrera del Duque).

1.4. **LA SUCESION PALEOZOICA**

Al considerar la sucesión completa del Ordovícico y Silúrico se pone de manifiesto la movilidad de los ambientes sedimentarios en el tiempo

Fig. 3. Secuencias sedimentarias mayores del Ordovícico y Silúrico (sin escala).



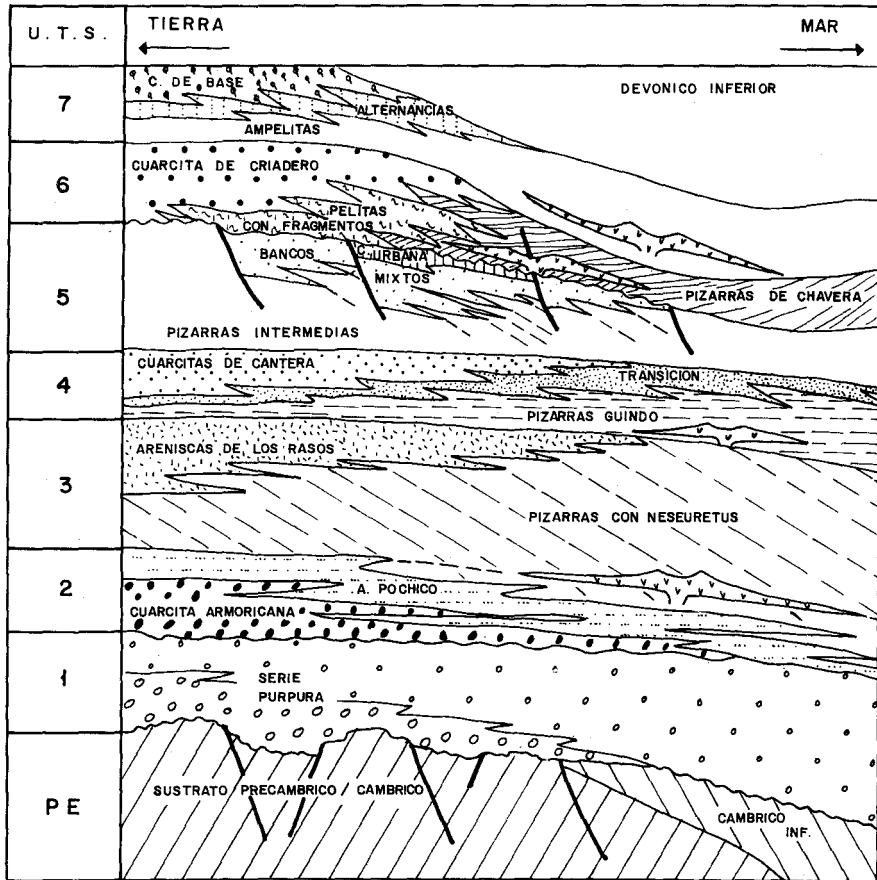


Fig. 4. Esquema simplificado de la evolución de la plataforma durante el Ordovícico y Silúrico.

y se definen 7 megasecuencias caracterizadas por sus polaridades sedimentarias, lo que permite proponerlas de forma preliminar como UNIDADES TEXTOSSEDIMENTARIAS (UTS).

Se han representado en la figura 3 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 4 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 ni cierta, 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 de lo que JULIVERT y TRUYOLS (1983) llaman «Surco Cambro-ordovícico» corresponda a ambientes de borde de plataforma y talud en aquellos tiempos.

1.5. PLIOCENO INFERIOR

Sobre el zócalo hercínico de la Hoja y bajo los sedimentos de la «Raña», se encuentran de forma discontinua materiales detríticos atribuibles al Plioceno inferior, por correlación con Hojas más orientales donde el Neógeno está bien caracterizado y es relativamente bien conocido.

Dada su escasa potencia, y debido a que suele encontrarse muy recubierto por derrubios procedentes de la Raña suprayacente, su observación y delimitación cartográfica es muy difícil. Pese a ello parece claro que su extensión original previa al depósito de la «Raña» es muy inferior a la de ésta, habiéndose depositado en pequeñas cuencas independientes entre sí.

Sedimentos atribuibles al Plioceno inferior se han encontrado con seguridad en las siguientes áreas.

- A. En los alrededores de Puebla de Don Rodrigo.
- B. Sobre el núcleo Anticlinal de Valtriguero (NO de la Hoja).
- C. En las áreas centro-occidentales de la Hoja, en la depresión del Anticlinorio del Castillejo y entre los P. K. 139 y 149 de la C.^a Ciudad Real-Badajoz.
- D. En la parte centro-meridional de la Hoja, en los alrededores del Cortijo del Gallo-Arroyo de los Guindos (2 km al sur del P. K. 18 de la C.^a Puebla de Don Rodrigo-Agudo).

En cartografía se han distinguido dos litologías, que se describen a continuación.

1.5.1. Conglomerados cuarcíticos con cemento ferruginoso (19). Plioceno inferior

Constituyen la base de la formación, localizándose tan sólo en el valle del Arroyo Grance (2-3 km al SO de Puebla, área A). Originan por su resistencia a la erosión, un pequeño resalte morfológico en cornisa, entre los sedimentos más blandos suprayacentes e infrayacentes (pizarras de Neseuretus).

Presentan unos 3-5 cm de espesor y se muestran como muy masivos, constituidos por cantos subangulosos decimétricos de cuarcita, muy empaquetados, cementados por una matriz de óxidos de hierro y arena. El origen del hierro hay que buscarlo, probablemente, en removilizaciones a partir de corazas ferruginosas lateríticas de edad Oligoceno-Mioceno que, aunque conocidas en Hojas próximas de La Mancha, no se han identificado, con claridad, en la presente.

1.5.2. Conglomerados de cuarcitas, fangos edafizados y margas (20). Plioceno inferior

Los conglomerados y fangos están presentes en las cuatro áreas (A, B, C y D) citadas. La mejor observación se realiza en el talud de la C.^a Ciudad Real - Badajoz, en el P. K. 160.400 (2,5 km al OSO de Puebla).

Los conglomerados se componen de cantos centi a decimétricos subangulosos, de cuarcita, en una matriz arcillo-arenosa de tonos rojizos o blancos, más típicamente anaranjados. Se disponen según bancadas de espesor métrico entre otras más fangosas casi desprovistas de cantos. Este tramo cartográfico tiene un espesor máximo de 20-25 m.

Los conglomerados presentan o geometrías tabulares o bases erosivas, no reconociéndose la estructura interna de los mismos por la extensa alteración que ha sufrido la unidad. Corresponden a depósitos de facies proximales de abanicos aluviales en depresiones cerradas.

Además de los posibles procesos edáficos subsiguientes al depósito de cada secuencia fango-conglomerado, estos materiales han estado sometidos a la profunda e intensa alteración que precede a la instalación de las Rañas.

Sólo en un punto concreto (en la cuneta de la C.^a Ciudad Real-Badajoz, en el P. K. 146.500, área C) se han reconocido materiales margosos, blandos, de color blanquecino, intercalados en las anteriores, que deben co-

rresponder a depósitos de transición a playas o zonas encharcadas desarrollados en zonas protegidas interlóbulos de abanicos de corto recorrido.

1.6. PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO INFERIOR

Los sedimentos atribuibles a esta edad constituyen la típica formación denominada «Raña», y otras litológicamente similares, y morfológicamente asociadas. Son de espesor métrico a decamétrico y están ligadas a una superficie de erosión tallada sobre la práctica totalidad de formaciones del zócalo hercínico, salvo la Cuarcita Armoricana. Así pues, sus afloramientos son claramente «extensivos» respecto de los ocupados por las pequeñas cuencas del Plioceno superior.

En muchas áreas de la Hoja de Puebla de Don Rodrigo está perfectamente conservada la superficie original del relleno de estos materiales (que siempre muestra una cierta pendiente). Esa superficie se encuentra en cotas variables entre los 660 y los 550 m, dependiendo de los lugares.

1.6.1. **Gravas, cantos y bloques de cuarcita, con matriz fangosa. Raña (21). Plioceno superior - Pleistoceno inferior**

Constituyen una formación conglomerática de gravas, y cantos heterométricos de hasta tamaño bloque de cuarcita, subredondeados, con pátina roja o parduzca, y matriz limo-arcillosa rojiza o marrón. En los cortes observados, el aspecto de conjunto es caótico y masivo, con planos de estratificación difícilmente observables, lo que contrasta con la estructura en bancadas, cíclica, de los sedimentos detríticos del Plioceno inferior infrayacentes. Los tamaños medio y máximo, así como 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.

Su espesor se estima no superior a los 15-20 m, si bien en algunas zonas alejadas del área fuente puede estar reducido a menos de 3 m.

En foto aérea se distinguen perfectamente las morfologías de los abanicos aluviales anchos y planos que constituyen, mayoritariamente, la superficie de Raña; dicha superficie puede asimilarse a un glacis de pie de monte (MOLINA 1975). La Raña puede interpretarse como un conjunto de abanicos aluviales coalescentes formados por el apilamiento y migración lateral de canales *braided*.

Otro hecho de gran interés es la intensa y potente alteración existente en los materiales hercínicos situados por debajo, que puede alcanzar los 15 metros de profundidad; las grauvacas precámbricas y pizarras pa-

leozoicas 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 de 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 Villafranquiense superior próxima al límite Plio-pleistoceno.

1.6.2. Gravas, centros y bloques de cuarcita. Coluvial. Coluviones de «Raña» (22). Plioceno superior - Pleistoceno inferior

El tránsito entre la superficie de la Raña y las sierras cuarcíticas adyacentes no ha sido modificado o ni tan siquiera tocado por las cabecezas de la red hidrográfica cuaternaria en amplias zonas, observándose formas de enlace progresivo tapizados por depósitos de ladera. Estos sedimentos son litológicamente similares a la Raña, si bien los bloques y cantos son más angulosos, y la matriz más escasa. Representan coluviones aproximadamente contemporáneos con el depósito de la misma.

1.6.3. Gravas y cantos de cuarcita. Conos de deyección de o sobre Raña (23). Plioceno superior - Pleistoceno inferior

Se trata de litologías idénticas a las de la Raña, quizá con menor proporción de matriz, que constituyen formas de acumulación (conos de deyección) de mayor pendiente y convexidad más acusada que la de los abanicos aluviales de la Raña. Pueden indentarse con ésta al perder una misma sierra cuarcítica, aunque lo más general es que su convexidad parezca superponerse a la superficie general de Raña, por lo que deben ser contemporáneas a ligeramente posteriores a ésta.

1.7. CUATERNARIO

Lo componen diversos depósitos detríticos de poco espesor y escasa extensión catográfica. Se asocian a las diversas etapas de encajamiento de la red hidrográfica cuaternaria, que ha descendido a lo largo del tiempo a partir de la superficie de la Raña. Es por ello que, salvo excepciones como por ejemplo algunos depósitos de zonas endorreicas o al-

gunos depósitos coluviales, se encuentran a cotas topográficas más bajas que dicha superficie, hasta un mínimo de 430 m en el cauce del Guadiana (borde norte de la Hoja), y en gran parte están constituidas por detriticos heredados de ella.

1.7.1. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcilla. Glacis coluviales y de vertiente (33). Pleistoceno

Son materiales similares a los de la Raña, también de tonos rojizos heredados de ella y de escaso espesor, muchas veces inferior al metro. Constituyen formas suavemente cóncavas de enlace entre la superficie de Raña y los diversos niveles de terrazas cuaternarias.

Hay pues varias generaciones de glacis. Hasta 8 (no siempre bien caracterizados) en el Valle del Guadiana, mientras que en el resto de la Hoja sólo se localiza una. Estas generaciones no se han diferenciado en cartografía, aunque, lógicamente, si se han delimitado los contactos entre glacis contiguos de distinta edad.

En áreas próximas han recibido el nombre de «Rañizos» o «Rañas semidesmanteladas». Su edad se estima Pleistocena.

1.7.2. Gravas y cantos poligénicos y arenas. Terrazas del Guadiana (24, 25, 26, 27, 28, 29, 30 y 31)

Están constituidas por gravas de cuarcita y en menor proporción cuarzo y areniscas cuarcíticas, bien redondeadas, de tamaño decimétrico sin pátina de rubefacción y con matriz arenosa. Presentan espesores de orden métrico. En el valle del Guadiana se han distinguido ocho niveles de terrazas cuya atribución cronológica se hace por correlación con niveles diferenciados en el Campo de Calatrava (MOLINA, 1975, PORTERO *et al.*, 1985). Son los siguientes:

N.º de orden	N.º de orden	Cota sobre el nivel actual del río
8. ^a	24	105 m Pleistoceno inf.
7. ^a	25	65-75 m Pleistoceno inf.
6. ^a	26	35-40 m Pleistoceno inf.
5. ^a	27	25-27 m Pleistoceno inf.
4. ^a	28	20-23 m Pleistoceno medio
3. ^a	29	15-18 m Pleistoceno medio
2. ^a	30	12-14 m Pleistoceno medio
1. ^a	31	8-10 m Limite plesitoceno medio-sup.

Existe además un nivel discontinuo y de escasa anchura, situado a 3-4 metros, que no ha sido diferenciado en la cartografía. Debe representar al Pleistoceno superior.

1.7.3. Gravas y cantos poligénicos, arenas. Aluvial del Guadiana (40)

Son materiales bien redondeados, con cantos predominantemente cuarcíticos de tamaño decimétrico y matriz areno-limosa. En cartografía se han englobado juntos el cauce actual, las barras de gravas y la llanura de inundación.

1.7.4. Gravas y cantos poligénicos. Terrazas y fondos de valle de los Arroyos (35 y 36). Pleistoceno medio. Holoceno.

Son materiales fluviales como los descritos para el Guadiana, pero referidos al resto de la red hidrográfica de la Hoja. Al no haber conexión cartográfica con los del río principal la correlación entre ambos grupos se torna delicada por lo cual se han separado en cartografía.

Se han distinguido la 1.^a y única terraza presente (35) y los aluviales y fondos de valle (36). Puesto que, en líneas generales, corresponden a cursos de agua que han empezado a disectar la superficie de Raña de su cuenca más tarde que el Guadiana. Se considera que esa única terraza debe ser heterócrona para el conjunto de los arroyos, y equivaler aproximadamente, a algunas o varias de las tres más bajas del Guadiana. Lo mismo cabe decir para los aluviales y fondos de valle, algunos de los cuales son claramente disectados aguas abajo quedando colgados unos pocos metros sobre el fondo de los *talwegs*.

1.7.5. Gravas y cantos poligénicos, arenas. Conos de deyección (32 y 37). Pleistoceno - Holoceno

Son materiales fluvio-torrenciales, como los descritos, constituyendo acumulaciones de superficie convexa depositadas en los tramos de cambios de pendiente de los cursos de agua, como pueden ser la desembocadura de un afluente en un curso mayor o la salida de un barranco.

Se han diferenciado los holocenos (37) relacionados con la red hidrográfica actual, de los pleistocenos (32) generalmente no funcionales y situados sobre terrazas. Entre estos últimos destacan los coalescentes que orlan el meandro abandonado del Guadiana sito a 2 km al SE de

Puebla de Don Rodrigo, y los que aparecen colgados en la margen derecha del Guadiana, en relación con las 3.^a a 6.^a terrazas.

1.7.6. Gravas, cantos y bloques de cuarcita. Coluviones (34). Pleistoceno

Aquí se han agrupado depósitos de ladera de procedencia y constitución litológica diversa, pero cuyo común denominador es que están siendo disectadas por los barrancos y erosionados en su base (deslizados) por erosión lateral de cursos de agua actuales. Otros materiales de ladera más recientes (pedreras) se encajan en ellos.

Se atribuyen al Pleistoceno por el desarrollo y potencia que alcanzan los suelos rojos, que son similares a los desarrollados en algunos de los niveles de terrazas del Guadiana.

Fundamentalmente, pueden distinguirse los derrubios y coluviones procedentes de la Raña, con abundante matriz arcillo-arenosa heredada y muy semejante litológicamente a ella, y los derivados de las sierras cuarcíticas, con cantos y bloques subangulosos y escasa matriz arcillosa oscura. Estos últimos suelen presentar una colonización por matorral, en contraste con las «pedreras».

1.7.7. Gravas y cantos angulosos de cuarcita. Pedreras (38). Holoceno

Se trata de acumulaciones actuales en las laderas de las sierras cuarcíticas. Se sitúan generalmente en la cabecera de los arroyos y barrancos funcionales, aunque también pueden formarse por movilización de ladera de otros coluviones más antiguos. La acumulación y movilización del material es claramente gravitatoria aceptándose que son resultado de un régimen morfoclimático frío, en el que procesos típicamente periglaciares, como gelifración y solifluxión, tuvieron un papel muy activo.

Han recibido, también, el nombre de «Canchales» en Hojas próximas. Constituyen depósitos exclusivamente compuestos de fragmentos de cuarcita, decimétricos a métricos, subangulosos y sin matriz, característicamente desprovistos de vegetación aunque se detecta un comienzo de colonización centrípeta, a partir de sus bordes, por matorral.

Lógicamente, en las cabeceras de algunos arroyos actuales que están disectando la Raña, existen derrubios de gravas más redondeadas con escasa matriz, diferentes de las pedreras de las sierras cuarcíticas.

1.7.8. Limos y arcillas con cantos poligénicos. Zonas endorreicas (39). Holoceno

Hay dos tipos fundamentales de zonas endorreicas, siempre de escasa extensión: las localizadas sobre la superficie de la Raña y las que lo hacen sobre el meandro abandonado del Guadiana, inmediatamente al SE de Puebla.

Las primeras son una herencia morfológica directa de la superficie original de acumulación —depósitos de la Raña, debiéndose al encharcamiento temporal de pequeñas zonas deprimidas entre convexidades de conos de deyección o abanicos aluviales coalescentes (p. ej. la laguna situada junto a la Casa del Romeral, en la esquina SE de la Hoja) o en contacto con algún relieve cuarcítico residual (p. ej. la laguna Tobarejo, en la parte centro-norte de la Hoja). El encharcamiento se produce en época de lluvias y precisa la existencia de un sustrato impermeable, condición que cumplen las acumulaciones arcillosas de los horizontes texturales edáficos. En verano se secan y los escasos depósitos que contienen a base de limos y arcillas con cantos dispersos aparecen con una débil corteza salina.

Las segundas se deben a que los conos de deyección coalescentes situados sobre el meandro, que empezaron a crecer tras el abandono de éste, acabaron obliterando su desagüe natural, creando zonas deprimidas. No son tan estacionales como las anteriores debido a que probablemente están bajo la influencia del nivel freático. Son materiales como los anteriores pero muy oscuros y ricos en materia orgánica.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

La Hoja de La Puebla de Don Rodrigo está situada en la rama meridional de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.*, (1972). En la zonación clásica de LOTZE (1956) 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 estra-

tigráfico. 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 tardihercínicos son prácticamente inexistentes, aunque en el Paleozoico inferior sí se conoce actividad magmática de típico carácter efusivo.

En el marco de la Hoja de La Puebla de Don Rodrigo no se han realizado específicamente trabajos de índole estructural, aunque TAMAIN (1972) analiza algunos aspectos de la tectónica del Sinclinal de La Puebla. 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. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja de La Puebla de Don Rodrigo 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 2.500 a

3.000 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 y la de Criadero, en los que predominan las capas competentes estratificadas en niveles decimétricos a métricos. Se deforman mediante plegamiento concéntrico, con deslizamiento de capa sobre capa (*flexural-slip*), como atestiguan las microestructuras (estrías 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 400 metros de potencia condiciona fuertemente toda la estructura del resto del Paleozoico, constituyendo el «esqueleto» estructural de la región.

Las alternancias cuarcítico-pizarrosas de la «S. Intermedia», «Capas de Pochico» y la alternancia superior del Llandeilo son series estratificadas (*multilayers*) que se caracterizan por un plegamiento disarmónico 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 («Pizarras de *Neseuretus*» 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 absorben 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 las «pizarras de *Neseuretus*».

2.2.2. Las fases de deformación

La estructura actual de los materiales de la Hoja de La Puebla 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 precámbricos tienen una estructura caracteri-

zada por orientaciones y estilos propios, y diferentes de los que muestran los materiales paleozoicos. Las direcciones de estratificación pliegues y esquistosidad del Precámbrico generalmente aparecen 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 precámbricas no posibilita la reconstrucción precisa de su estructura interna. Sin embargo en el sector occidental y suroccidental de la Hoja la serie Vendiense superior, que se inicia mediante un conglomerado, se dispone discordantemente sobre los materiales del Vendiense inferior-Rifeense. Ello implica la existencia de una fase de deformación intraprecámbrica, sin que sea posible por el momento dilucidar qué tipo de estructuras se generaron en ella, aunque sin duda es responsable en gran parte de la disposición que presentan actualmente los materiales precámbricos.

En zonas próximas, no obstante, se han descrito pliegues en los materiales de la serie precámbrica inferior afectados posteriormente por la esquistosidad hercínica.

Los *movimientos sárdicos*, son los responsables de la marcada discordancia que separa los materiales ordovícicos de su sustrato. El Ordovícico se apoya sobre el Vendiense superior o el Vendiense-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 previamente a la disposición del Ordovícico. 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.

La existencia de pliegues sárdicos es conocida en la región (ver en especial, MORENO, 1977). La interpretación de estos pliegues, así como la paleogeografía de la Serie intermedia 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 sobrepone a las estructuras prehercínicas.

La *primera fase hercínica* es la principal responsable de la mayor parte de las estructuras cartográficas de la Hoja. Es una fase compresiva que origina pliegues, esquistosidad, cabalgamientos y fallas.

Los pliegues regionales tienen ejes de dirección NO-SE a E-O, con ejes subhorizontales. Los planos axiales varían entre subverticales a claramente vergentes hacia el SO. Esta geometría puede aparecer modificada por las deformaciones posteriores. En los materiales paleozoicos constituidos por cuarcitas o alternancias, los pliegues generalmente son abiertos, angulosos, con flancos rectos y charnelas agudas. Los ángulos

entre flancos varían entre 40° y 80°. En los materiales precámbricos y en los niveles pizarrosos los pliegues son muy apretados, llegando a ser isoclinales. En el primer caso predominan los tipos 1B y 1C de RAMSAY (pliegues concéntricos a pliegues concéntricos aplastados). En el segundo predominan los tipos 1C, observándose localmente pliegues de clase 2 (similares).

La esquistosidad se desarrolla cuando la composición litológica lo permite. Suele aparecer en los materiales precámbricos, en las alternancias y en los niveles pizarrosos del Ordovícico. Es una esquistosidad de plano axial, con orientación primaria NO-SE a E-O y buzamiento de 30° a 90° hacia el NE. También puede aparecer reorientada por la segunda fase. En los niveles pizarrosos (Precámbrico, Pizarras de *Neseuretus*) 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 (Fig. 5).

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 buzamientos de 40°-60° hacia el norte y un salto de 500 a 1.500 metros. 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 tiene menos importancia que la anterior en la Hoja de La Puebla. Se caracteriza principalmente por las modificaciones que induce en las estructuras de primera fase. Sus estructuras más características son macropliegues de rumbo NE-SO, cruzadas con respecto a las anteriores, que originan una interferencia de tipo 1 de RAMSAY generando domos y cubetas. También se producen verticalizaciones y giros de los pliegues y esquistosidad de primera fase, y probablemente fallas con componente de desgarre e inverso con vergencia hacia el norte.

Regionalmente la segunda fase de deformación se caracteriza por presentar estructuras y direcciones variables de unos puntos a otros de este segmento de la Cadena, manifestándose bien como una fase de plegamiento homoaxial 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 cobertera 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 La Puebla.

La fracturación tardihercínica afecta a todas las estructuras de plega-

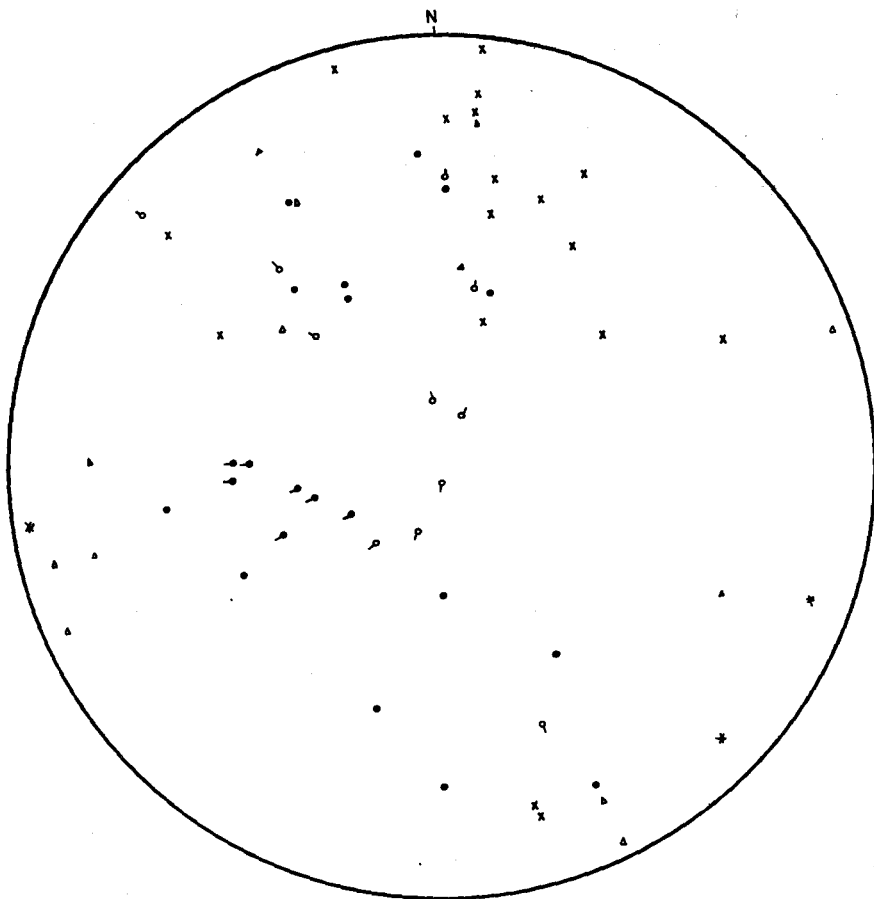


Fig. 5. Proyección equiareal de los polos de la estratificación de materiales paleozoicos (puntos) y precámbricos (triángulos), esquistosidad en materiales paleozoicos (cruces) y precámbricos (cruces dobles), pliegues en el Precámbrico (círculos abiertos) y en las «Cuarzitas de los Rasos» del Sinclínorio de La Puebla (círculos llenos).

miento anteriores. Se caracteriza por generar dos familias principales de desgarres, NO-SE dextrales y NE-SO senestrales, y posiblemente la reactivación de las fracturas anteriores.

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 cinco dominios estructurales en la Hoja de La Puebla de Don Rodrigo. En la figura 6 se muestra su distribución, mientras que en la 7 se presenta un esquema estructural de la Hoja omitiendo los recubrimientos recientes. La información sobre la geometría de las estructuras se completa con los cinco cortes que acompañan al mapa geológico.

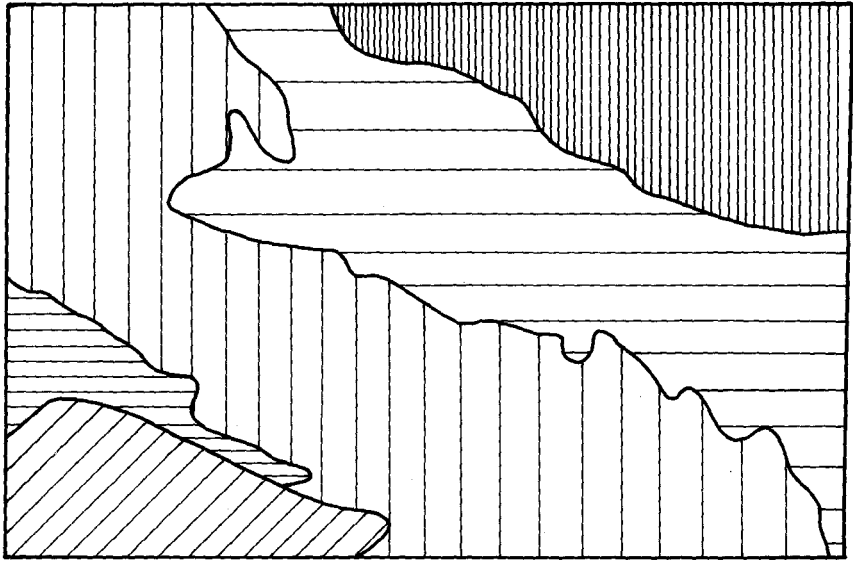
De NE a SO, los dominios estructurales son:

- El flanco meridional del Anticlinorio de Navalpino.
- El Sinclinorio de La Puebla de Don Rodrigo.
- El Anticlinorio de la Sierra de Castillejo.
- El cierre oriental del Sinclinorio de Herrera del Duque.
- La extremidad NE del Anticlinorio Agudo.

El flanco meridional del Anticlinorio de Navalpino. Ocupa el sector NE de la Hoja. El Anticlinorio de Navalpino es una estructura de rumbo ONO-ESE vergente hacia el SO, con su núcleo ocupado por materiales precámbricos. En la Hoja únicamente está representada una parte de su flanco meridional.

En las inmediaciones de Arroba afloran los materiales precámbricos del núcleo. La falta de marcadores impide precisar su estructura interna, pero a nivel de afloramiento con frecuencia presentan numerosos pliegues de tipo IC, apretados, de rumbo transversal a las direcciones estructurales de la primera fase hercínica (NNO-SSE a NE-SO) y fuerte inmersión (60° a 80°). En principio estos pliegues precisan una dirección de acortamiento casi E-O, y no es posible por el momento establecer con certeza si son pliegues prehercínicos deformados posteriormente o se originaron durante la deformación varíscica.

La Serie Púrpura o Intermedia se apoya discordantemente sobre el Precámbrico, y muestra una esquistosidad que buza 30° a 60° hacia el NNE, indicando una clara vergencia meridional para esta estructura. La inclinación de la esquistosidad en los niveles clásticos probablemente está acentuada por un efecto de refracción.



ESCALA
0 5 10



Fig. 6. Dominios estructurales de la Hoja de La Puebla de Don Rodrigo.

Entre la Serie Intermedia de Arroba y el Sinclinorio de La Puebla hay una zona de transición de unos 4 ó 5 kilómetros de anchura que también se ha incluido en este dominio (Zona de la Sierra de Enmedio). Su estructura está constituida por una serie de pliegues de primera fase de rumbo ONO-ESE impresos en la Cuarcita Armoricana. En los núcleos sinclinales se conservan las «Capas de Pochico», mientras que en algunos anticlinales llega a aflorar «Ordovícico inferior». Son pliegues largos, de 5 a 10 kilómetros de recorrido, con ligera vergencia hacia el SO.

La fracturación, importante, está definida por una familia de fallas con acusada componente de desgarre lateral derecho, y recorrido de hasta 10 kilómetros, de rumbo NO-SE. Los desgarres NE-SO, senestrales, tienen menor desarrollo en recorrido y número. Algunas fallas paralelas al eje de los pliegues completan el cuadro de la fracturación de este dominio.

El Sinclinorio de La Puebla de Don Rodrigo. Tiene una anchura de 5 a 10 kilómetros. Sus flancos están dibujados por la «Cuarcita Armoricana», y el núcleo aparece ocupado fundamentalmente por las «Pizarras de Neseuretus». Su rumbo es NO-SE a ONO-ESE, y la vergencia definida por su geometría general y por las microestructuras es hacia el SO.

En el flanco septentrional la Cuarcita Armoricana presenta buzamientos altos, 60° a 90°, lo que contribuye a simular un aspecto de pliegue «encofrado». En realidad se trata del flanco corto de una macroestructura vergente al SO.

Las pizarras ordovícicas suelen presentar una esquistosidad muy penetrativa que puede obliterar a la estratificación. Tiene rumbo NO-SE, buzando de 40° a 80° hacia el NE. Es de plano axial de pliegues que pueden ser isoclinales.

En las inmediaciones del río Guadiana se han encontrado pliegues en las «Areniscas de Los Rasos» de rumbo OSO-ENE con fuertes inmersiones (50°-70°) y charnelas curvas, atribuibles a la segunda fase hercínica, o más probablemente al apretamiento por esta fase de pliegues de la primera.

En el núcleo del sinclinal se conservan los niveles más modernos, hasta el Caradoc, con numerosos repliegues secundarios acordes con la estructura general. La esquistosidad buza hacia el norte, con valores altos (70°-80°). Hacia el borde oriental de la Hoja la estructura del núcleo presenta algunas complicaciones locales. En la zona de las Casas del Carrizal un sinclinal ordovícico queda enmarcado por dos afloramientos de la Cuarcita Armoricana en sus flancos. El meridional (Cerro Abanto) queda limitado por el sur por una falla originalmente inversa cabalgante hacia el sur, mientras que el septentrional está limitado por una falla normal de más de 500 metros de salto. El flanco sur del Sinclinorio de La Puebla tiene en general una estructura sencilla, con buzamientos hacia

el norte más suaves que en el otro flanco, del orden de 30-40°. Numerosas fallas de desgarre senestral afectan a la Cuarcita Armoricana, que también puede presentar algunos repliegues secundarios.

El Anticlinorio de la Sierra de Castillejo. Es una zona estructuralmente variada que constituye el límite meridional del Sinclinorio de La Puebla. Comprende varias unidades estructurales con características propias.

El Anticlinal de Valtriguero está situado en la esquina NO de la Hoja, condicionando el cierre NO del Sinclinorio de La Puebla, en el que penetra (Fig. 7). Tiene dirección NO-SE y vergencia SO. El flanco meridional está laminado por un cabalgamiento que coloca el Precámbrico sobre la Cuarcita Armoricana, y hacia el cierre SE, a ésta sobre las «Capas de Pochico». Los materiales precámbricos del núcleo están muy cubiertos, pero localmente muestran pliegues isoclinales erguidos, muy apretados y con charnelas engrosadas y curvas. Su dirección, como la de la esquistosidad, varía de NO-SE a N-S.

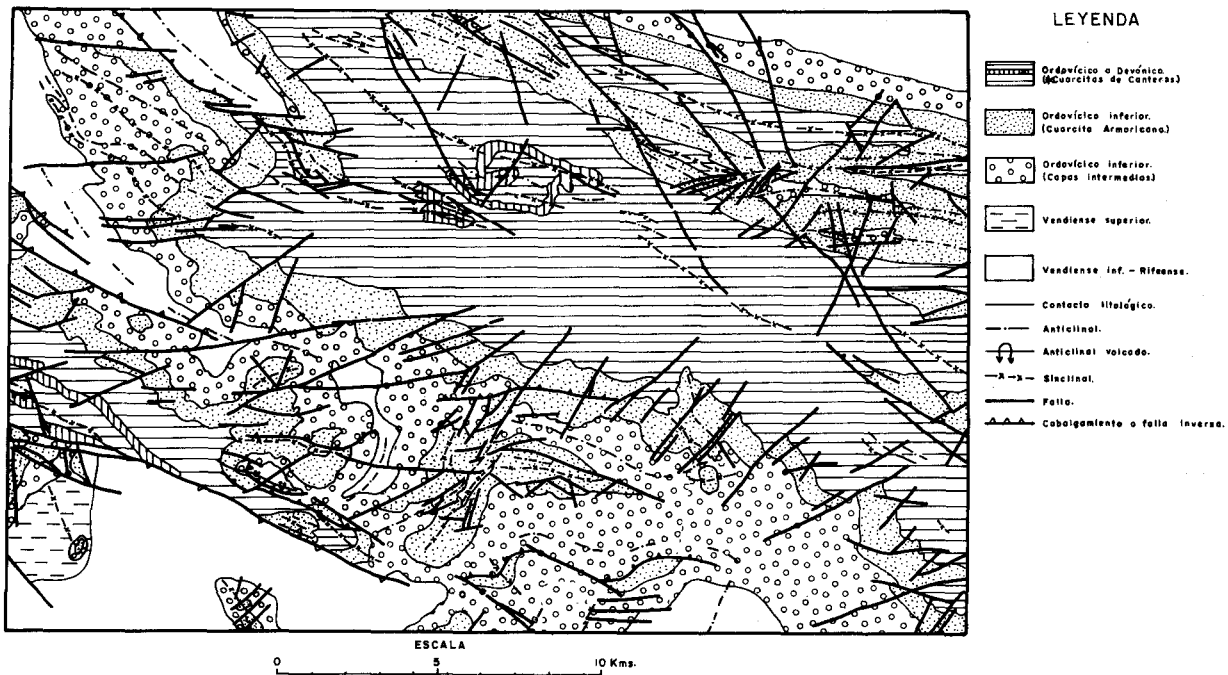
El Anticlinal de Guadalemar aparece más al SO, quedando separado del anterior por una zona sinclinal desarrollada fundamentalmente sobre la serie de Transición, con repliegues NO-SE. La dirección del anticlinal varía progresivamente desde NNO-SSE a ONO-ESE hacia oeste, donde cierra periclinalmente. El dispositivo general es similar al del Anticlinal de Valtriguero, con materiales precámbricos en el núcleo, que cabalgan sobre el Paleozoico del flanco sur, en este caso mediante dos fallas inversas en relevo. La geometría de bloque cabalgado sugiere también una componente de desgarre para estas fallas, posiblemente por reactivación posterior. En el Precámbrico la estratificación y la esquistosidad presentan con frecuencia directrices transversales a la macroestructura regional.

Hacia el SE hay una zona delimitada por el Cerro de Dos Hermanas, Sierra Gorda y el Cerro del Esparragal que está constituido básicamente por los niveles de la Cuarcita Armoricana y S. Intermedia. El Precámbrico aparece al pie del Cerro de la Naranja y debe ocupar el valle de la cabecera del río Agudo. Esta zona se caracteriza por una estructura de tipo domos y cubetas originada por la interferencia de pliegues de dirección NO-SE y pliegues NE-SO. Los primeros son de primera fase hercínica, con vergencia sur, y localmente evolucionan a pliegues con flanco inverso y cabalgamiento hacia el sur. Los pliegues NE-SO son posteriores y más abiertos. Numerosas fallas secundarias resuelven la acomodación de las estructuras de interferencia.

Finalmente, este dominio termina en el borde SE de la Hoja en la extremidad del Domo de Esteras, un antiforme de rumbo NE-SO en cuyo núcleo aflora el Precámbrico (Casas del Romeral).

El dominio del cierre oriental del Sinclinorio de Herrera del Duque está limitado por el norte por los Anticlinales cabalgantes de Guadalemar y

Fig. 7. Mapa tectónico de la Hoja 757, La Puebla de Don Rodrigo.



del Cerro de la Naranja. Su núcleo alberga materiales ordovícicos y silúricos que presentan una esquistosidad de plano axial del sinclinal, inclinada hacia el NE. El flanco sur del sinclinal, sin embargo, aparece buzando hacia el SO, en posición invertida, por efecto de la falla de Mingorrubio.

Este accidente tiene una dirección ONO-ESE (110°) y un trazado rectilíneo de unos 13 kilómetros en esta Hoja, prolongándose hacia el oeste en la de Herrera del Duque. Aunque tal vez se generó como una falla de desgarre, actualmente se muestra como una falla inversa con el bloque sur cabalgante.

El último dominio estructural individualizado en esta Hoja es el Anticlinorio de Agudo, que ocupa su esquina SO, queda enmarcado por el Sinclinario de Herrera y la falla de Mingorrubio, y está constituido fundamentalmente por materiales precámbricos. La disposición de los materiales del Vendense superior sugiere el cierre periclinal de una sinforma que se prolongaría, con dirección NO-SE, hacia la zona de Fuenlabrada de los Montes, en la Hoja de Herrera. Se disponen discordantemente sobre el Vendense inferior-Rifeense, cuyas capas presentan directrices más norteadas, en general transversales a las direcciones de la primera fase hercínica. Las Capas de Transición, conservadas en algunos cerros aislados, se apoyan discordantemente sobre cualquier nivel del Precámbrico, y esbozan pliegues NO-SE (Cerro Torilejo).

2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

La deformación más antigua reconocible en el marco de la Hoja de La Puebla de Don Rodrigo es de edad intraprecámbrica, y está señalada por la discordancia del Vendense superior sobre el Vendense inferior-Rifeense. Correspondería 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 microfaua. Para el conjunto situado por encima de la discordancia propone una edad Vendense 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 N de la Hoja estudiada. SAN JOSE (1984) la atribuye a la fase Cadómica s. I.

El diastrofismo sárdico si 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 Cám-

brico 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 de La Puebla de Don Rodrigo 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 registrada una discontinuidad sedimentaria importante sobre el Devónico inferior y el superior. Esta discontinuidad marca además el paso de una sedimentación de plataforma/talud, a otra de tipo turbidítico. Los sedimentos turbidíticos de edad Devónico superior-Carbonífero inferior 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 afectadas por las estructuras de la primera fase hercínica identificada en esta región. En la última localidad citada el Estefaniense es además claramente posttectónico, y la granodiorita de Fontanosas, postfase 1 ha sido datada en 30 ± 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 en toda la Cadena Hercínica europea. 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 el ámbito de la Hoja las formas de relieve observables son resultado de los diversos procesos morfogenéticos que han actuado desde el Oligoceno-Mioceno inferior hasta la actualidad. Se conservan escasos vestigios de los que actuaron en el Paleógeno, desconociéndose la evolución durante el Mesozoico y Permo-estefaniense, desde que la orogénia hercínica creó una cordillera, cuyas raíces están constituidas por el zócalo Precámbrico-Paleozoico.

3.1. EVOLUCION MORFOGENETICA HASTA EL PLIOCENO SUPERIOR

La mayor parte de los autores, coincide en considerar que a finales del Paleógeno la región debía presentar un modelado de penillanura más o menos perfecto, labrada durante el Cretácico terminal - Paleoceno Eoceno y Oligoceno inferior. Los restos actuales de esta superficie (de la que en el área no se conocen depósitos asociados) están representados por el enrasamiento o alineación de cumbres de las sierras de Cuarcita Armoricana. Del estado de distribución de cotas en la Hoja se infiere que, probablemente, esta superficie estaba ligeramente inclinada (o lo fue posteriormente) de N/NE (860-830 m) a S/SO (820-800 m).

Durante el Oligoceno superior 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 relieves residuales o inselbergs a cuyo pie se acumularon localmente corazas ferralíticas. La alteración de los materiales pizarrosos hercínicos alcanzó varias decenas de metros de profundidad.

Desde el Mioceno más superior y hasta el Plioceno inferior se produjo la degradación de esa superficie, cuyo resultado final va a ser la formación de otra nueva incompleta, y a inferior nivel, sobre la que se va a disponer la Raña (Plioceno superior - Pleistoceno más inferior). Como causa de esta degradación se han señalado elevaciones tectónicas, manteniendo el mismo nivel de base hidrográfico, o bien, exclusivamente, un descenso de éste. El desmantelamiento de las alteritas y la exhumación de las pizarras inalteradas debieron ser un proceso rápido y fácil.

En cualquier caso, en el Plioceno superior, y antes del depósito de la Raña, debió existir un relieve típicamente «apalachense» en la zona, con áreas llanas sobre los materiales pizarrosos y sierras cuarcíticas de cumbres enrasadas destacando sobre ellas, que se vio sometido de nuevo a otra importante fase de alteración química. La Raña representa un inicio de colmatación de las zonas llanas, que es rápidamente abortado por nuevo cambio con el nivel hidrográfico.

3.2. EL PAISAJE DEL PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO INFERIOR

Las formas contemporáneas del depósito de la Raña, así como la morfología de rellenos de ésta, definen el paisaje de la mencionada edad, que está bien conservado en amplias zonas del Centro y Sureste de la Hoja.

Las sierras cuarcíticas, enrasadas a unos 800-820 m, presentan formas muy redondeadas, tanto en perfil como en planta. Su enlace morfológico con la superficie de la Raña se verifica de forma gradual mediante glacis coluviales. El relleno de las depresiones por los materiales de la Raña se ha realizado mediante abanicos aluviales anchos y planos, de 2-4 km de longitud que arrancan de las salidas de los principales valles entre sierras. Al pie de algunos barrancos, de cabecera muy cóncava y redondeada, que descienden de las sierras existen conos de deyección de menor tamaño que los abanicos de superficie convexa, mayor pendiente y situados a una cota ligeramente superior, por lo que deben ser algo posteriores a la génesis de la superficie, al aire de la Raña. En áreas de interferencia de abanicos y/o conos, o entre éstos y algún relieve residual se formaron pequeñas zonas endorreicas, algunas de las cuales persisten en la actualidad. Hay también algunos ejemplos de relieves residuales aislados, más o menos achatados, con vertientes regularizadas, que destacan en la superficie de la Raña. Esta superficie se encuentra en cotas variables entre los 660 y los 500 m dependiendo de los lugares, mostrando siempre una pendiente muy suave.

Según se deduce de la distribución de cotas de la citada superficie el sentido de desagüe hidrográfico en esa época debía ser muy similar al actual. Así, en el ángulo suroccidental, las menores cotas situadas en las partes más distales de los abanicos parecen localizarse según un eje descendente hacia el OSO, que en parte debe coincidir con el trazado del actual río Agudo. Lo mismo cabe decir para la esquina sureste o la parte occidental de la Hoja. También en el Sinclinal de La Puebla de Don Rodrigo (al menos en la zona situada al Oeste del pueblo, el relleno de Raña se ha verificado por abanicos, los más importantes de los cuales parten (con 660-640 m) del flanco SO y del ángulo noroeste. Las cotas más bajas (550-560 m) se encuentran próximas a las actuales Hoces del Guadiana, lo que significa que, probablemente éstas estaban ya iniciadas en esa época.

Es interesante señalar que en este tramo del Sinclinal se detectan dos posibles superficies de Raña: una superior que enrasa con los afloramientos de las Cuarcitas del Caradoc, y otra, unos metros más baja parcialmente encajada en la anterior.

3.3. EVOLUCION MORFOGENETICA DURANTE EL CUARTENARIO

Desde principios del Pleistoceno se ha producido el descenso del nivel de base de la red hidrográfica que, probablemente continúa en la actualidad, y cuyo resultado más importante es la degradación de la superficie de la Raña.

Este proceso se ha producido a partir de dos sistemas hidrográficos diferenciados: el del río Guadiana en toda la mitad nororiental de la Hoja, y el del resto de arroyos en la suroccidental. El primero ha sido de iniciación más antigua y policíclico, presentando hasta ocho niveles de terrazas y glaciares de vertiente o coluviales asociados. Las cotas del actual cauce del Guadiana se encuentran a 425-480 m. El segundo sistema (río Agudo al SO, Arroyo de Las Quejigas al oeste, y Arroyo de Las Aceas al SE) sólo presentan un único nivel de glacis-terrace. Su cota más baja en la Hoja es del orden de 530 m, y en su cabecera apenas han comenzado a disectar la superficie de «Raña».

3.4. EL PAISAJE ACTUAL

A grandes rasgos, pueden distinguirse tres zonas morfológicas distintas en el ámbito de la Hoja:

- 1.^a La parte centro - suroriental, con la superficie y morfología de Rañas perfectamente conservadas, y cuyas características se han descrito anteriormente.
- 2.^a La parte centro - septentrional (área de afluentes occidentales del Guadiana) y el ángulo suroccidental, que presentan la superficie de la Raña parcialmente conservada.
- 3.^a El tercio nororiental, bajo la influencia directa del Guadiana y sus afluentes orientales, caracterizada por presentar el relieve más abrupto y la superficie de Raña casi totalmente desmantelada.

En la segunda de estas zonas los restos de la Raña adoptan formas cartográficas digitiformes, lobuladas, orladas por coluviones y suelen representar zonas proximales, pegadas a las sierras cuarcíticas. La incisión cuaternaria parece haberse iniciado, preferentemente, en los límites entre los abanicos de la Raña que, lógicamente, eran las zonas más bajas. A menores cotas topográficas aparece el sustrato pizarroso a veces tapizado de restos de glaciares de poco espesor. En el ángulo SO, lo forma el Precámbrico que tiende a presentar un modelado llano (560 m de cota) en el que el río Agudo tiende a encajarse. En la parte centro-norte está constituido por las Pizarras de *Neseuretus*, que forman un relieve intrincado en detalle, con tendencia al acarreamiento, más patente cuando están alteradas, inmediatamente bajo la Raña.

En la tercera zona la superficie de la Raña está reducida a unos escasos restos conservados sobre hombreras de «Capas Pochico», más resistentes. El río Guadiana ha excavado un ancho valle en las Pizarras de *Neseuretus* mediante erosión lateral por procesos divagantes meandriformes; en esta zona es donde más se aprecian zonas llanas de escasa extensión constituidas por los diversos niveles de glaciares y terrazas, destacando incluso, un meandro abandonado al SE de La Puebla de Don Rodrigo. Aguas abajo en esta misma zona, esas pizarras afloran con menor anchura cartográfica, y el Guadiana aparece como más rectilíneo y «encauzado» entre los tramos duros de Cuarcita Armoricana al NE y los del Llandeilo superior - Caradoc al SO.

Esta tercera zona es la que muestra un relieve más abrupto, pues es la que en un menor espacio muestra las mayores diferencias de cotas topográficas de la Hoja, entre el cauce del Guadiana (425-480 m) y la alineación de cumbres de la Cuarcita Armoricana, restos de la primitiva superficie de erosión paleógena (860-830 m).

4. PETROLOGIA

Salvo los niveles volcánicos piroclásticos, del Llanvirn más o menos trabajados en ambiente submarino y que han sido objeto de descripción microscópica en el apartado de Estratigrafía, no se han localizado rocas ígneas en la Hoja.

En algún punto concreto del ángulo suroccidental de la Hoja se han encontrado bloques sueltos de diabasa, lo que sugeriría la existencia próxima de diques (en este caso encajando en las turbiditas del Precámbrico) como los que han sido descritos en zonas próximas (Hoja 15-30: Herrera del Duque).

Las únicas rocas filonianas presentes e individualizadas en cartografía son los filones de cuarzo.

4.1. FILONES DE CUARZO (1)

Se han localizado varios de potencia métrica y dirección ONO-ESE (en el Precámbrico del ángulo suroeste y en las «Capas Pochico» del norte y este de la Hoja) y también NE-SO (en «Capas Pochico», este de la Hoja). Algunos muestran unos ciertos contenidos en óxidos de Fe-Mn y, más localmente, sulfuros de Pb-Zn (ver apartado de Geología Económica).

Algunos de los ONO-ESE son masivos y parecen representar silicificaciones según fracturas contemporáneas del plegamiento. Otros, sobre todo las NE-SO, muestran estructuras de relleno centripeto y están em-

plazadas en fracturas tardihercínicas o bien en la proximidad de desgarres NO-SE pudiendo representar entonces distensiones en relación con el juego de ellas. En ambos casos el relleno es hidrotermal, aunque posiblemente de orígenes y épocas diferentes.

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

En el área ocupada por las Hojas del Castilblanco, Herrera del Duque, La 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 turbidíticas 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 turbidíticas: Fm. Estomiza o Series del Villar del Pedroso y río Uso probablemente equivalentes de las Series de Fontejo y Valdehornos 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, relaciona-

das 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 someras, 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 Marianiense y Bilbiliense 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, La Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río, en las que las Capas intermedias o Serie Púrpura yacen sobre materiales del Rifeense y Vendicense.

La sedimentación de las Capas intermedias (Hunnebergiense - Are-

nig) 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 microconglomeráticas más o menos litorales (Piedrabuena, Casas del Río, La 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 Armoricana 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 Armoricana 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 Rasos). 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 La 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 posthercínicos (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 (Hojas de Herrera, Castilblanco y La 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, Caltilblanco 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 Llandoverlyense 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 pri-

mera fase hercínica importante. Esta fase da lugar a plegamiento en las zonas internas de la cadena.

La sedimentación Frasniese 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 ferrálticas) 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 (Villafranchien-

se 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 METALICA Y MINERALIZACIONES

Las únicas explotaciones mineras realizadas en el ámbito de la Hoja corresponden a movilizaciones filonianas de Pb-Zn-Cu (Ag). Las dos minas más importantes son las de Arroyo del Espinar, en el borde septentrional (central) de la Hoja, y las situadas frente al P.K. 169 de la C.^a Ciudad Real-Badajoz, en la margen derecha del Guadiana. En la primera se ha explotado en una trinchera de unos 5 m³ de excavación, un filón de 25 cm de potencia y orientación N550/80NO. En la segunda otro de 1,5 m de espesor y rumbo N100E/70N, en algunos pozos y un socavón (volumen de excavación del orden de los 150 m³). Ambas muestran una paragénesis de pirita-galena argentífera-blanda oscura y algo de calcopirita (con cerusita y carbonatos de cobre) en cuarzo algo «aboudinado», a veces con texturas «fluidales», y más raramente brechoides, encajando en «Capas Pochico».

Estas mineralizaciones son idénticas en todas sus características a las existentes en el Hoyo de Mestanza (Ciudad Real), Palero, F. J. (1983, 1986), también encajando en «Capas Pochico» y que representan silicificaciones (secreción lateral) de cizallas en relación con el plegamiento. El *stock-metal* parece procedente de los propios niveles encajantes, probablemente diseminado en capas oscuras, más ricas en materia orgánica (*black-shales*).

Hay otros puntos mineralizados en el Sinclinal de La Puebla de Don Rodrigo (en TAMAIN, 1972), encajando en «Capas Pochico» o en materiales contiguos, y muchas veces en las vulcanitas del Llanvirn (como ocurre en la vecina Hoja de Casas del Río). Esto último anima a considerar un *stock metal* de origen volcánico para estas mineralizaciones filonianas encajadas en el Ordovícico inferior-medio y con direcciones «hercínicas».

También inmediatamente al norte de la Mora de Agudo (SO de la Hoja) se conoce una excavación en trinchera (unos 90 m³), orientada N110E sobre una mineralización filoniana de cuarzo-galena encajante con Precámbrico y probablemente distinta de las anteriores.

Hay algunos indicios de Fe-(Mn) en fisuras o pequeñas masas que impregnan la Cuarcita Armoricana o en filones de cuarzo con fracturas «tardihercínicas». También como cemento intersticial de conglomerados basales del Plioceno inferior (en Valle Grandes, al SSO de La Puebla) o en pequeñas concentraciones (métrico-decimétricas) que cementan la Raña (en particular con el ángulo SE de la Hoja). Salvo algún caso esporádico, anecdótico, nunca han sido objeto de atención económica.

Areniscas con lechos de minerales pesados (rutilo y circón, especialmente) son abundantes en varias formaciones ordovícicas, pero las capas más ricas suelen presentarse aproximadamente en el límite Arenig-Llanvirn en una extensión verdaderamente extraordinaria: en el Macizo Armoricano (Francia), en la Sierra de San Pedro (Cáceres) y en Despeñaperros (Jaén) donde se conocen dos niveles de potencia métrica, uno a techo de la C. Armoricana o en «Pochico» y el otro, de excepcional riqueza a veces, en la base de las Pizarras del Llanvirn (FAURE, 1978). Aunque de escaso o nulo interés económico en la actualidad debido a las dificultades de extracción, estas areniscas representan un considerable potencia en Ti-Zn y radiactivos (Th, U) presentes en la red del circón.

En la Hoja se han reconocido areniscas con rutilo-circón en las Hoces del Guadiana septentrionales, en la parte alta de las «Capas de Pochico». Forman algunos bancos de potencia hasta métrica, con laminación y color gris-pardo. Su contenido en pesados es superior al 10%.

6.2. ROCAS CANTERABLES, MINERALES INDUSTRIALES

No existen en el área ocupada por la Hoja explotaciones de rocas susceptibles de aprovechamiento industrial como ornamentales o materiales de construcción. No obstante, algunos coluviones cuarcíticos han sido objeto de extracción esporádica para su empleo como áridos en mejora o construcción de carreteras locales.

Las Pizarras de *Neseuretus* alteradas bajo la «Raña» no se han explotado con fines cerámicos en la presente Hoja, aunque sí en próximas (Luciana). Según ENRIQUE *et al.* (1982) se trata de arcillas complejas, sericíticas, con illitas-canditas, caolinita y clorita en la fracción arcilla, y óxidos de hierro (hematites-goethita) en la escasa fracción gruesa. Proponen un origen meteórico en relación con la Raña, a partir de soluciones agresivas circulando por fracturas en las pizarras adyacentes.

Se conocen niveles con *fosfatos* en el Alcudiense superior de áreas próximas, que actualmente son objeto de investigación. También, en esta Hoja en la parte alta de las «Capas Pochico» o en la baja de las Pizarras de *Neseuretus* se conocen algunas acumulaciones de bivalvos o

cuarcitas verdosas con niveles seudonodulares, respectivamente, que muestran ciertos contenidos en fosfatos.

6.3. HIDROGEOLOGIA

El conjunto litológico presente en la Hoja es de escaso o nulo interés hidrogeológico, dada su impermeabilidad generalizada. Tan sólo en algunas zonas muy fracturadas o diaclasadas pueden esperarse caudales muy modestos, para usos locales.

Los materiales cuaternarios son, por su porosidad, los materiales más aptos para el almacenamiento de agua, pero son de escasa extensión y por ello sólo destacan, como más importantes los aluviales del Valle del Guadiana.

La base de los coluviones de las sierras cuarcíticas, así como el conjunto basal, poco consolidado a veces, de areniscas y conglomerados del Ordovícico sobre las pizarras del Precámbrico, destilan una cierta humedad que es aprovechada para el ganado mediante la construcción «in situ» de balsas que la recogen.

Son interesantes los importantes manantiales que aparecen a flor de tierra en la superficie de «Raña» del ángulo suroccidental de la Hoja. Se disponen alineados (Bona, Matavacas, Mingo Rubio) según una dirección NO-SE, y puesto que, en ese lugar, la Raña, muy delgada, recubre importantes fracturas de zócalo de esa dirección, siendo posible que estén en relación con ellas.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española». *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 5, Miscelanea Neógena, 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-Americano 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 QUINTERO, J. (1962). Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. I.G.M.E.* 73, pp. 195-327.
- 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.
- BARD, J.P. (1965). Introduction a la géologie de la Chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caracteres de l'évolution géotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.* 2^a Ser, 7(4), pp. 323-337.
- BARD, J.P.; CAPDEVILLA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972). Le Precambrien de la Meseta Iberique. *Serv. Geol. Maroc*, 236, pp. 315-335.
- BLATRIX, P. y BURG, J.P. (1981). «40 Ar - 39 Ar dates 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 in Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien)». *Dis. Math. Naturw. Fak. Univ. Münster.*, pp. 1-195.
- BOUYX, E. (1963). Extension des terrains ante-ordoviciens 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 I.G.M.E.*, 99-100; pp. 177-180.
- (1970). «Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciens de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. 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. Sci. 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 Hummocy Cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. *Can. J. of Petrol. Geology* (en prensa).
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.^aJ.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif». *Estudios Geol.*, 33 (4): 343-355.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.^aJ. (1975). Las series anteordo-

- vícas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.*, 86 (6): 581-596.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre 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 preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.*, 27, pp. 171-175.
- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. *Bol. Geol. Min.*, 83 (2): 174-180.
- CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.*, 82, 6: 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés 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). *I.G.M.E.*
- 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 precámbricos al Sur de Salamanca. *Studia Geologica*, 12, pp. 91-108.
- ENRIQUE, J.E.; BASTIDA, J. y NOZAL, F. (1982). Mineralogía de arcillas cerámicas del Llandeilo de Luciana (C. Real, España). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 5, pp. 195-208.
- FAURE, P.P. (1978). Les gres a rutile et zircon du massif armoricain. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. 2 tomos, 293 pp.
- 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. *I.G.M.E.*
- 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). *I.G.M.E.*
- 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 ABBAD, 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 esquistograuváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geol. Hispánica*, 5, 5: 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). I.G.M.E.
- 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.
- GEHRENKEMPER, I. (1978). «Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien». Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin. Helf, 19, 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.
- (1972). Sobre algunos Asaphidea (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 98-101.
- (1972). Sobre la 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 Cordillera Herciniana en el tiempo. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, I.G.M.E., 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*, t. II, pp. 27-47.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916). «Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. del Mus. Nac. Cienc. Nat.* (Serie Geol.), 15, pp. 5-74.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 177-180.
- GUTIERREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B. y SMITH, A.B. (1984). Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) 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 Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la

- parte meridional de la Zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, pp. 287-319.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Palaontologische-okologische und lithofazieille untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Palaont. Inst. Wurzburg*, 3, pp. 1-139.
- (1985). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II.º. The lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 160 (1): 138-148.
- HAMMAN, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senck. Leth.*, 55 (1-5): 1-151.
- (1976). The Ordovician of the Iberian Peninsula in: The Ordovician System (M. G. Basset edit.). *Proc. Pal. Ass. Symp. Birminham* (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 Salábrica, 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. I.G.M.E.*, 17, p. 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): 327-342.
- I.G.M.E., (1971-1972). Mapa Geológico de España. E 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja 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 I.G.M.E.*, pp. 593-601.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, L.S. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1/1.000.000. *I.G.M.E.*
- JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. *Libro Jubilar J. M. Ríos, I.G.M.E.*, 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 sédimentaires post-Hercynies, pp. 132-158.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geol. Astúrica*, 18, pp. 57-61.

- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. I.G.M.E., pp. 192-246.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. I.G.M.E., pp. 265-311.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MARTINEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centrobérica con metamorfismo de bajo grado. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. I.G.M.E., pp. 477-490.
- KELCH, H. (1958). Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura im 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): 221-228.
- LOTZE, F. (1956). Das Prakambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Palaont.*, 8, pp. 373-380.
- (1958). «Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums *Geologie*, 7 (3-6): 727-750. Traducción J. Gómez de Llarena. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 61, pp. 131-164.
- (1960). «El Precámbrico en España». *Not. y Com. I.G.M.E.*, vol. 60, pp. 227-239. Trad. J. G. Llarena.
- (1966). Prakambrium Spaniens. *Zbl. Geol. Palaont. Teil 1* (5): 989-1.006.
- LOTZE, F. y SZDUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens, t. 1. Stratigraphie. *Abh. Akad. Wis. Lit. Math. Naturw*, 6, pp. 285-498. Trad. en *Memoorias I.G.M.E.*, n.º 75, pp. 1-256 (1970).
- MACHENS, E. (1954). Stratigraphie und Tecktonik 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.
- (1976). «Las Capas de Transición. Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico superior) en los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas». *Estudios Geol.*, vol. 32, 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, 59 pp.
- MINGARRO MARTIN, F. (1959). Significado genético del Guadiana entre

- Cijara y Alarcos. *Estudios Geol.*, 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, 347 pp.
- (1975). Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Traba. Neógeno-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). *I.G.M.E.*
- 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). *I.G.M.E.*
- MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.*, 85 (4): 396-400.
- (1975). Olistostomas fangoconglomerados y «slumps folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal 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 Anticlinal de Valdelacasa y el valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Studia 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). *I.G.M.E.*
- 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 Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica*, 20 (1): 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.).
- NOZAL, F. (1984). 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). *I.G.M.E.*

- 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). *I.G.M.E.*
- PALERO, F.J. (1983). «Estudio geológico y metalogénico del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza. Un nuevo modelo genético de filones de Pb-Zn en Sierra Morena Oriental» (Jaén, España). Tesis de Licenciatura. U. Salamanca.
- PALERO, F.J. (1986). El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (C. Real) sobre el origen de las mineralizaciones B.C.P.C. asociadas con zonas de cizalla. *Studia geológica salmanticensis* XXIII (265-297).
- 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): 234-238.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.*, 61 (1): 44-68.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36.
- (1981). Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, pp. 1-787.
- PIEREN, A. (1985). Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del Anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleozoicos del Sinclinal de Herrera del Duque. Tesis de Licenciatura. Dpto. Estratigrafía U.C. Madrid, pp. 1-221.
- PORTERO, J.M.; RAMIREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, 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). *I.G.M.E.* (en prensa).
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Heldeberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 120 (1968), pp. 107-118.
- (1970). Das Palaeozoikum der nordlichen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.*, 19 (3): 309-329.
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955). «El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, 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 Tecktonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Dis. 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 herciniana, 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 (provincias de Ciudad Real y Badajoz, España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 9, pp. 81-117.
- (1983). El Complejo sedimentario pelítico-grauváquico. *Libro Jubilar J. M. Ríos, I.G.M.E.*, 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): 21-31.
- SAUPE, F. (1971). La serie Ordovicienne et Silurienne d'Almadén (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.*, 73, pp. 355-365. Brest.
- (1973). La geologie du gisement de mercure d'Almadén. *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. *Mem. 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.
- TEJERO, R. (1976). Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres). Tesina 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. I.G.M.E.*, pp. 246-265.
- VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geol.*, 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 Alcuía y en las sierras de Cáceres y N de Badajoz. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 414-425.
- (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min. I.G.M.E.* 85 (2): 157-170.
- (1975). Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rundt.*, 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 Villuecas, 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. Munster*, 103 pp.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID