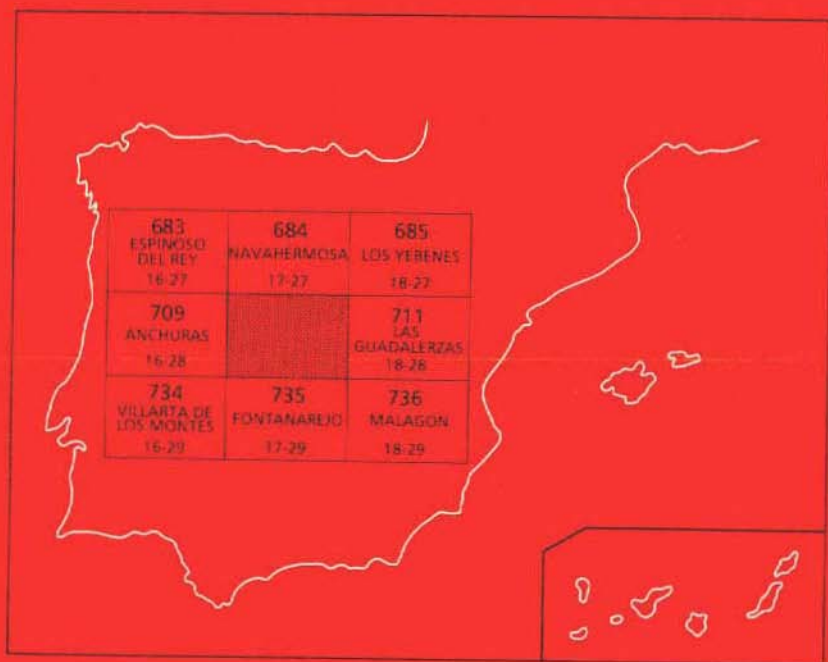




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



RETUERTA DE BULLAQUE

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

RETUERTA DE BULLAQUE

Primera edición

MADRID, 1989

La presente Hoja y memoria de RETUERTA DEL BULLAQUE ha sido realizada por IBERGESA Y CGSSA durante los años 1984-1986, bajo las normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización el siguiente equipo de trabajo:

- La geología de campo y redacción de la memoria ha sido realizada por ÁNGEL MARTÍN SERRANO y FRANCISCO NOZAL MARTÍN.
- Los estudios paleontológicos se han efectuado por los equipos de la Universidad de Madrid (J. CARLOS GUTIÉRREZ MARCOS, ISABEL RABANO y M. DOLORES GIL CID) y de la Universidad de Zaragoza (ELADIO LIÑÁN y ENRIQUE VILLAS).
- El estudio petrográfico de las muestras ha corrido a cargo de ANTONIO PÉREZ ROJAS (IBERGESA) y MARIANO J. AGUILAR TOMÁS (CGS).
- El asesoramiento estructural fue realizado por FERNANDO MORENO SERRANO.

SUPERVISOR PETROLOGÍA: CASILDA RUIZ

Supervisor y Director del Proyecto D. JOSÉ MARÍA BARÓN RUIZ DE VALDIVIA (IGME) y D. VICTORIO MONTESERÍN LÓPEZ. (IGME).

Fotocomposición: DELCAR S.A.

Marqués de Monteagudo, 24 MADRID

Imprime: ROMAGRAF S.A.

MADRID

Depósito Legal: M-25562-1989

ÍNDICE

Páginas

1 INTRODUCCIÓN	5
2 ESTRATIGRAFÍA	6
2.1 CÁMBRICO	7
2.1.1 Areniscas, cuarcitas y pizarras: “Arenisca del Azorejo”	7
2.2 ORDOVÍCICO	7
2.2.1 Conglomerados, areniscas y cuarcitas (2). Tremadociense	8
2.2.2 Areniscas, cuarcitas y lutitas (3). Tremadociense - Arenigiense	9
2.2.3 Ortocuarцитas “cuarcita armoricana” (4) Arenigiense ..	10
2.2.4 Cuarcitas tableadas y pizarras “Estratos de Pochico” (5). Arenigiense	11
2.2.5 Pizarras con Neseuretus (6). Llanvirniense-Llandeiloense	12
2.2.6 Areniscas, pizarras y cuarcitas. Cuarcitas inferiores (7). Llandeiloense-Caradociense inferior (?)	12
2.3 PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO	13
2.3.1 Plio-Pleistoceno-Raña (8, 9, 10, 11 y 12)	13
2.3.2 Pleistoceno	15
2.4 HOLOCENO	15
2.4.1 Bloques y clastos de cuarcita (Pedrizas) (19)	16
2.4.2 Bloques, cantos, arenas y limos (Conos de Deyección) (20)	16
2.4.3 Limos y arcillas (Depósitos de zonas endorréicas) (16) .	16
2.4.4 Cantos rodados y arenas (Aluviones, fondos de valle) (21)	16
2.4.5 Cantos rodados y arenas (Terrazas y/o llanura de inundación) (22)	17
3 TECTÓNICA	17
3.1 SITUACIÓN y ANTECEDENTES	17

3.2 MACROESTRUCTURAS	18
3.2.1 Sinclinorio de Los Yébenes	19
3.2.2 Anticlinorio de La Sierra de Los Torneros	19
3.2.3 Valle Sinclinorio de Retuerta (Sinclinorio de Las Guadalerzas)	19
3.2.4 Anticlinorio del Chorito	20
3.2.5 Anticlinal de las Peralosas	21
3.2.6 Sinclinal del Arroyo Viñuelas	21
3.2.7 Sinclinal de La Chorrera	21
3.2.8 Anticlinal de Miraflores	21
3.2.9 Anticlinorio de Los Cortijos	21
3.3 ANÁLISIS Y DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS MENO- RES (PLIEGUES Y ESQUISTOSIDADES)	22
3.4 FRACTURACIÓN	22
3.5 EDAD DE LAS DEFORMACIONES	24
3.5.1 Deformaciones pre-ordovícicas	24
3.5.2 Deformaciones hercéticas	25
4 GEOMORFOLOGÍA	26
4.1 LAS ALTAS SUPERFÍCIES DEL CHORITO	26
4.2 LAS DEPRESIONES DE RETUERTA Y DE EL ROBLEDO	27
4.3 LA DEPRESIÓN DE NAVAS DE ESTENA	28
4.4 SÍNTESIS EVOLUTIVA DEL RELIEVE	28
5 HISTORIA GEOLÓGICA	29
6 GEOLOGÍA ECONÓMICA	31
6.1 MINERÍA Y CANTERAS	31
6.2 HIDROGEOLOGÍA	32
7 BIBLIOGRAFÍA	33

1 INTRODUCCION

La Hoja de Retuerta del Bullaque está situada en Los Montes de Toledo y pertenece administrativamente en su mayor parte a la provincia de Ciudad Real. Tan solo una delgada franja del borde septentrional corresponde a la provincia de Toledo. Los términos municipales representados son: Hontanar, Las Ventas con Peña Aguilera y San Pablo de los Montes, por Toledo; y Alcolea, Navas de Estena, y Retuerta del Bullaque por Ciudad Real.

Geográficamente se sitúa en la cuenca del río Bullaque, principal afluente de la margen derecha del Guadiana en su recorrido por la provincia de Ciudad Real. Este río drena una amplia zona del borde meridional de Los Montes de Toledo en un área donde la orografía no es totalmente montañosa pues quedan diferenciadas una serie de depresiones amplias que alternan con alineaciones montañosas definidas por las estructuras armóricas.

Su localización geológica se enmarca en El Macizo Ibérico, dentro de la denominada zona Luso-Oriental-Alcudiana, de acuerdo con la división del Paleozoico Ibérico establecida de LOTZE. Sus principales directrices estructurales (rasgos geológicos como corresponde a su condición hercínica) se disponen aquí según una orientación general ONO-ESE. que definidas por las principales megaestructuras regionales que en la Hoja objeto de esta memoria se concretan en las terminaciones de los Anticlinorios de Valdelacasa al oeste y de Los Cortijos por el sureste, ocupando el Sinclinorio de las Guadalerzas en la mitad septentrional.

Aparte del contexto hercínico, Cámbrico y Ordovícico los únicos sedimentos que aparecen son de edad muy reciente, (Plio-Cuaternario) de escasa potencia y gran desarrollo superficial pues rellenan, en su casi totalidad, la estructura sinclinal antes mencionada.

Los antecedentes bibliográficos regionales en lo que se refiere al hercínico se remontan a los estudios de PRADO, VERNEUIL y BARRANDE (1855) en Los Cortijos de Malagón; EGOZQUE y MALLADA (1876) sobre la estratigrafía y paleontología del Sinclinal de Guadarranque, y de CORTAZAR (1878-80) en el Cámbrico de Urda. Bastantes años más tarde, vienen las interesantes aportaciones de HERNÁNDEZ-PACHECO (1912) y GÓMEZ DE LLARENA (1914 a y b, 1916) en esa misma zona de Urda. A comienzos de los cincuenta, la investigación de la región se intensifica merced a RAMÍREZ (1955 y 1965) que estudia el límite Cámbrico-Ordovícico en Las Villuercas y Guadarranque, y sobre todo, a LOTZE (1952 a 1961) y sus discípulos MACHENS (1954), MERTEN (1955), WEGGEN (1955) y RANSWEILLER (1967) que estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Paleozoico inferior y Precámbrico terminal especialmente en los sectores oriental y meridional de Los Montes de Toledo. Se sitúan también en esos años las investigaciones de LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1962, 1963 a y b, 1965) y SAN JOSÉ (1965).

Desde entonces se han realizado en este entorno de Los Montes de Toledo numerosos trabajos. Cabe destacar los de SAN JOSÉ (1970), GUTIÉRREZ ELORZA *et al* (1971), CAPOTE *et al* (1971, 1977), MORENO (1974, 1975, 1977), MORENO *et al* (1976), MARTÍN ESCORZA (1971, 1976, 1977 a y b), HERRANZ *et al* (1977), VEGAS *et al* (1977), VEGAS y ROIZ (1979), y BOUYX (1970), así como los trabajos de síntesis recogidos en la reciente publicación de libro jubilar dedicado a J.M. RÍOS (IGME, 1983). Bioestratigráficamente sobresalen los de GIL (1970, 1972 a y b), GIL *et al* (1976 a y b), BRASIER *et al* (1979) y ROBARDET *et al* (1980).

En relación a la geología posthercínica, enfocada sobre todo desde una perspectiva geomorfológica fisiográfica hay que señalar a HERNÁNDEZ-PACHECO MOLINA (1975), FISCHER (1977), REDONDO y MOLINA (1980) y ESPEJO (1981).

2 ESTRATIGRAFÍA

Tres grandes conjuntos sedimentarios separados por sendas discordancias aparecen en la Hoja, si bien la representación de uno de ellos, el más antiguo, es escasa. Corresponden al Cámbrico, Ordovícico y Terciario-Cuaternario.

2.1 CÁMBRICO

Aflora tan solo en el límite occidental de la Hoja en dos pequeñas áreas (Piedras Picadas y Casa de Cabañeros) que corresponden a formaciones anticlinales de la megaestructura hercínica de Valdelacasa. Estos afloramientos por sus dimensiones y sus malas condiciones de observación no permiten una descripción muy completa, aunque son claramente correlacionables con la ritmita pizarroso-cuarcítica definida en el Arroyo del Azorejo (SAN JOSÉ *et al*, 1974) y también magníficamente representada en el río Estena, al este, en la vecina Hoja nº 709 de Anchuras (NOZAL y MARTÍN SERRANO, 1984), donde se ha realizado el correspondiente levantamiento sedimentológico que se adjunta en la información complementaria de dicha Hoja.

2.1.1 Areniscas, cuarcitas y pizarras: "Areniscas del Azorejo"

Esta serie descrita por SAN JOSÉ *et al* (1974) está constituida en su mayor parte por areniscas, pizarras, cuarcitas y protocuarcitas y grauvacas que pueden superar regionalmente los 500 metros de espesor. Se consideran tres tramos fundamentales: uno basal arenoso masivo, uno medio de areniscas y pizarras con huellas de restos orgánicos y uno superior de alternancias características con nódulos y pistas fósiles.

Petrologicamente las cuarcitas contienen cuarzo, sericita, feldespato potásico, opacos, turmalina y circón, y presentan textura blastosamítica. Los clastos de cuarzo son subangulosos y tienen extinción ondulante. La microcina y los fragmentos de rocas están alterados a filosilicatos de tipo arcilloso y sílice. La matriz que en ocasiones es ferruginosa, es sericitica con circón y apatito dispersos. Se pueden clasificar como metaarcosas.

Las pizarras contienen sericita, cuarzo, clorita, moscovita, turmalina, feldespato potásico, opacos y biotita. Presentan esquistosidad planar definida y estratificación marcada por finos lentejones detríticos muy heterométricos y angulosos.

Son frecuentes las estructuras sedimentarias: estratificación lenticular, estratificación **flaser** deformaciones por carga, laminaciones y **megaripples**. También existe bioturbación.

Estas ritmitas son típicas de facies arenosas costeras que constituyen un complejo detrítico formado por barras arenosas y llanuras de fango en un ambiente inter y submareal.

Esta serie fue ya atribuida al Cámbrico SAN JOSÉ *et al* (1979) y datada como Cámbrico inferior por MORENO *et al* (1976), BRASIER *et al* (1979) en base a pistas (**Diplocraterium**, **Astropolithon**, **Monomorphichnus**, **Diplichnites**

y **Scolicia**). Por otra parte, los icnofósiles recogidos durante la realización de la Hoja de Sevilla de La Jara nº 682, (**Skolithos** sp., **Rusophycus** sp., **Gordia** sp. y **Planolites** sp.) han determinado una edad Tommotiense-Ovetiense (MONTESERÍN, 1981).

2.2 ORDOVÍCICO

Está ampliamente representado por toda la Hoja ocupando sobre todo la unidad suroccidental de la misma, es decir, constituyendo la estructura Anticlinal de El Chorito.

Se apoyan en discordancia angular sobre los materiales del Cámbrico, representados en esta zona por la serie de Azorejo, descrita en el apartado anterior. Forman un conjunto transgresivo, detrítico con facies muy constantes a escala regional, con gran proliferación de fauna en los tramos más finos y pistas bien conservadas en los tramos más areniscosos o cuarcíticos.

El tramo inferior del Ordovícico está constituido por las "Alternancias inferiores" (MARTÍN ESCORZA, 1977 a), en las que casi siempre aparecen las areniscas y los conglomerados basales de tonos morados, "serie púrpura" de BOUYX (1970), característicos de la mayor parte de Los Montes de Toledo.

La discordancia de estos materiales con el Cámbrico corresponde a la Fase Ibérica de LOTZE (1945) si bien, éste la consideraba en la misma base de los "niveles armoricanos" y no en la de las "alternancias inferiores".

Cartográficamente se han separado los siguientes tramos:

- Conglomerados, areniscas y cuarcitas (2)
- Areniscas, cuarcitas y lutitas (3)
- Cuarcitas (c)
- Ortocuarcitas. "Facies armoricana" (4)
- Cuarcitas tableadas y pizarras (5)
- Pizarras con Calymene (6)
- Areniscas, pizarras y cuarcitas (7)

2.2.1 Conglomerados, areniscas y cuarcitas (2). Tremadociense

Afloran sobre todo en el sur de la Hoja, en el núcleo del Anticlinal de La Casa de Cabañeros y en el anticlinal meridional del Anticlinorio del Chorito, en la finca de Cabañeros. También aparecen en el flanco septentrional de la mencionada magoestructura, al SO. de Retuerta. En uno y otro caso constituyen el muro del

Ordovícico tal y como sucede regionalmente, aunque en esta Hoja no se ha podido observar el contacto con el Cámbrico.

Aunque se intercalan areniscas y cuarcitas, el predominio corresponde a bancos con elementos detríticos más gruesos constituidos por conglomerados o microconglomerados de espesor irregular y, cierta continuidad lateral que están constituidos por cantos redondeados de areniscas, grauvacas, pizarras y sobre todo, por cuarzo filiniano de hasta 2 centímetros de diámetro. La matriz es arenosa y con frecuencia de color morado-púrpura, como algunos de los cantos (pizarras, grauvacas y areniscas) por alteración.

Petrologicamente presentan textura blastosefítica con mesóstasis a veces lepidoblástica, dominante sobre las fracciones sefíticas y samíticas. Mineralógicamente los componen el cuarzo, sericita, cloritas, maretia carbonosa, óxido de hierro, minerales opacos, moscovita detrítica, turmalina y circón. Los cantos conglomeráticos de contornos subangulosos a subredondeados corresponden a cuarzo, macro o policristalino que alcanzan tamaños superiores al centímetro. Aparecen también fragmentos de pizarras sericíticas poco esquistosas y con forma aplanada, cantos de lidita con impregnación carbonosa, de arenisca conteniendo clastos sericíticos subangulosos redondos por una mesóstasis cuarzosefítica de grano muy fino y baja cristalinidad. La matriz que rodea estos clastos está formada por cuarzo vulcanogénico y cuarzo criptocristalino que se entremezcla con laminillas de agregados orientados de sericita y clorita.

Las facies arenosas y cuarcitas presentan idéntica minerología.

Se presentan estratificadas en bancos métricos separados por pequeños paquetes centimétricos de limolitas a areniscas finas con laminación. Hacia techo la frecuencia de las intercalaciones areniscosas y cuarcíticas aumenta hasta que los niveles conglomeráticos llegan a desaparecer.

Su espesor irregular y fícil de precisar puede alcanzar los 50 metros en el flanco meridional del Anticlinorio de El Chorito (Cabañeros).

Se les atribuye una edad Tremadociense, si bien, no se han encontrado fauna determinativa.

2.2.2. Areniscas, cuarcitas y lutitas (3). Tremadociense-Arenigiense

Esta serie que, junto con los niveles anteriormente descritos, se sitúan por debajo de la "Cuarcita Armoricana" es con seguridad la que tiene mayor extensión de afloramientos de la Hoja.

Es un conjunto que puede alcanzar los 600 mts. de potencia, bastante bien estratificado, a veces finamente tableado constituido esencialmente por areniscas micáceas, cuarcitas y lutitas que suelen presentar los tonos morado-púrpura

característicos. Son sedimentos detríticos arenosos finos en los que proliferan gran cantidad de estructuras sedimentarias y de forma especialmente abundantes las orgánicas (**Skolithus**, **Cruciana** y **Daedalus**) que se interpretan como propios de un medio somero, probablemente submareal.

Hacia la mitad de la serie aparecen unos potentes bancos (c) que pueden ser ocasionalmente confundidos con los de la serie armoricana (Valdeporquezuellas al SW. de Retuerta) y que se ha creído conveniente separar cartográficamente. Estos niveles que se adelgazan en otras direcciones (S. y SO.) tienden a disponer estatigráficamente unos 50 a 100 metros por encima de los últimos niveles conglomeráticos. En el paraje de Valdeporquezuellas-Cantomenudo el muro de estas cuarcitas es una serie areniscosa potente (400-500 mts.), tableadas y progresivamente más finas. Están intensamente bioturbadas. (**Daedalus**) que las confiere un aspecto de pseudoesquistosidad muy característico. Ocasionalmente, presentan intercalaciones centimétricas de microconglomerados y limolitas-lutitas. En esta Zona no llegan a aflorar los conglomerados infrayacentes.

Por encima los gruesos bancos de areniscas y cuarcitas alternan de forma más constante.

En toda la serie son frecuentes además de las bioturbaciones, otras estructuras sedimentarias tales como amalgamaciones y bases canalizadas, laminaciones paralelas y cruzadas de gran escala, **ripples** diversos.

Petrológicamente las cuarcitas presentan un esqueleto rígido y granos de cuarzo subanguloso, heterométrico, de 0'1 mm. de tamaño medio, con escaso cemento silíceo recrystalizado en continuidad óptica con los clastos, y agregados de pocas láminas sericíticas intersticiales entre ellos. La impregnación ferruginosa es a veces importante.

Las areniscas están formadas por cuarzo subanguloso a subredondeado, de 0'25 mm. de tamaño medio, casi homométrico que está rodeado por una mesostasis generalmente subordinada, sericítica, medianamente orientada y poco recrystalizada en la que se encuentran pequeñas moscovitas detríticas lepidoblásticas.

Las pizarras que representan los niveles pelíticos se componen de sericita, a veces clorita y se sitúan en ella pequeños cuarzoes que, ocasionalmente, se concretan en bandas o lentejones. Hay moscovitas detríticas y cloritoblastos. La blastesis moscovítica es frecuentemente transversal a la esquistosidad principal.

Tanto ésta, como la serie anterior conglomerática son consideradas de edad Tremadociense.

2.2.3. Ortocuarzitas "Cuarcita Armoricana" (4). Arenigiense

Estos afloramientos se distribuyen fundamentalmente en los flancos y en la

charnela de la estructura del Chorito constituyendo, como es habitual en el hercínico ibérico, los relieves más destacados de la Hoja.

La relación estratigráfica con las series infra y suprayacentes se realiza de una forma gradual, sobre todo con los niveles tableados superiores y por el contrario su contacto inferior es algo más brusco.

La Cuarcita Armoricana tan característica en todo el dominio ibérico es generalmente blanca, masiva con niveles micáceos de menos compacidad que se intercalan entre los potentes bancos métricos que la forman. Su potencia puede oscilar entre 100 y los 250 mts.

Se disponen estratificadas en capas y bancos (de 0'5 a 5 m.) muy homogéneos y de gran continuidad lateral (decenas de Kilómetros). Normalmente se presentan en varias barras (de 2 a 5, hasta 8 en la cuerda de Cabañeros) separadas por ligeras zonas "blandas" de difícil observación.

En la deformación se comportan como un material resistente y frágil que ante los esfuerzos responde con un intenso sistema de fracturación y diaclasado que dificulta enormemente el reconocimiento de la superficie de estratificación.

Petrológicamente presentan textura granoblástica con cuarzo como componente casi exclusivo. Éste es anguloso o subanguloso y parcialmente recristalizado. Esporádicamente aparecen minerales pesados (circón) y opacos. Todo compone un conjunto en mosaico de granos recristalizados, equigranulares y xenomorfos. A veces, hay una escasísima matriz sericitica o cemento ferruginoso.

Aparecen icnofósiles tales como **Skolithos**, **Rusophycus** y diversas especies de **Cruciana** del grupo "Rugosa" (**C. Rugosa**, **C. Furcifera**, **C. Goldfussi**) característica del Arenig.

2.2.4 Cuarcitas tableadas y pizarras "Estratos de Pochico" (5). Arenigiense.

Están localizadas sobre todo en los flancos de la estructura del Chorito y en el ángulo NE. de la Hoja, en los alrededores del Molinillo.

Las cuarcitas están dispuestas en bancos tableados alternantes con pizarras, que son más abundantes hacia el techo.

Litológicamente se trata de ariniscas de grano fino a medio muy micáceas, de color pardo claro, compactas y que suelen presentarse en algunas zonas algo alteradas. Los bancos son deci o centimétricos de gran continuidad lateral, con laminaciones cruzadas, paralelas, diferentes tipos de **ripples** y deformaciones hidroplásticas.

Mineralógicamente contienen sericita, clorita, cuarzo, moscovita, circón y opacos. Microscópicamente presentan texturas pizarrosas y granoblásticas con-

forme a sus componentes más importantes y grado de metamorfismo.

En general, son semejantes a las facies armóricas aunque con un componente de matriz algo mayor, más concentraciones de minerales pesados (citrón) y una mayor tendencia a la orientación de los minerales micáceos.

Las pizarras están formadas por abundante sericita, son moscovitas detríticas y granos de cuarzo anguloso así como minerales pesados.

La potencia de la formación oscila entre los 100 y los 250 metros.

Este tramo es correlacionable con los "estratos Pochico" de Sierra Morena Oriental (TAMAIN et al 1979).

2.2.5. Pizarras con Neseuretus (6). Llanvirniense-Llandeiloense

En concordancia con el tramo anterior mediante un paso no tan gradual, aflora una potente serie pizarrosa de color muy oscuro que presenta los 25-50 metros más superficiales generalmente intensamente alterados.

Ocasionalmente se observan intercalaciones areniscosas pardas con laminaciones y **ripples** que en algunos lugares pueden alcanzar potencias notables (El Molinillo).

Petrológicamente presentan textura lepidoblástica, habiéndose reconocido los siguientes minerales: sericita, clorita, óxidos de hierro y citrón.

En este tramo extraordinariamente plástico se desarrolla una intensa pizarrosidad penetrativa y un replegamiento a veces importante que dificulta el cálculo de la potencia, que no obstante se estima que oscila entre los 300 y 500 metros.

El conjunto de la sucesión es extraordinariamente fosilífero, habiéndose determinado en el curso de estos trabajos la presencia de casi un centenar de especies de graptolitos, trilobites, equinodermos (cistídeos, ofiuroideos y crinoides), branquiópodos, moluscos (bivalvos, gasterópodos, cafalópodos, rostroconchos, hylithes), ostrácodos, conúlidos, briozoos e icnofósiles en cerca de una veintena de yacimientos. Éstos han permitido referir al Llanvirn. al menos la mitad inferior de la formación, cuya parte superior se sitúa en el Llandeilo (Dobrotivense).

2.2.6. Areniscas, pizarras y cuarcitas. Cuarcitas inferiores (7). Llandeiloense-Caradociense inferior (?).

Esta serie de potencia variable (puede alcanzar hasta los 200 mts.) puede observarse en Retuerta, lugar donde han tomado la denominación, pues estos niveles se conocen como areniscas de Retuerta (SAN JOSÉ, 1970).

Son cuarcitas y areniscas de tonos pardos micáceos dispuestas en bancos potentes, métricos o bien en niveles tableados que se intercalan con pizarras arenosas azuladas. Presentan pistas fósiles y abundantes estructuras sedimen-

tarias tales como **flute cast**, estratificaciones cruzadas, **ripples**, estratificación "lenticular" y **flaser**.

Mineralógicamente pueden ser clasificadas algunas de ellas como arcosas puesto que presentan granos de cuarzo y también plagioclasas, feldespato potásico y moscovitas.

2.3 PLIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO

Los únicos depósitos postordovícicos que afloran en la Hoja, están restringidos en el reducido intervalo de tiempo que abarca desde el Plioceno superior, es decir desde el comienzo del período Cuaternario, hasta nuestros días. En conjunto, forman una ordenada secuencia sedimentaria que se puede seguir con precisión hasta el momento actual aunque no se disponga de posibilidades que permitan su datación cronológica exacta. Se prescinde pues, de dataciones concretas y se establecen en base a criterios morfosedimentarios tres períodos sucesivos en los que se incluyen los diferentes depósitos separados cartográficamente y que se estima tienen una edad aproximada **Plio-Pleistocena, Pleistocena y Holocena**.

2.3.1. Plio-Pleistoceno - Raña (8,9,10,11 y 12)

Esta etapa que constituye el relleno fundamental de las depresiones y la mayor parte de los afloramientos recientes de la Hoja, corresponde a la Raña.

En realidad, todos estos depósitos son un sistema de abanicos aluviales procedentes de los frentes de las sierras. Existen varias generaciones de abanicos, que se suceden hasta la jerarquización actual del río Bullaque. Sin embargo, para simplificar el problema se han recogido en este apartado aquellos más antiguos, concretamente 3 secuencias (10, 11 y 12) no siempre fáciles de separar. En concreto, bien definidas están la primera (10) y la tercera (12) generación. Por el contrario, la segunda secuencia (11) es bastante difícil de precisar (tan solo por criterios topográficos en los alrededores de Retuerta) que se sitúa en las zonas de coalescencia de los abanicos de la generación anterior sin ruptura morfológica clara. En cierto modo, es un proceso de continuidad que articula los aportes de la primera secuencia.

Todos los abanicos disponen de un rasgo característico, aunque no exclusivo, de la Raña que no poseen los más modernos: un planosuelo desarrollado en su superficie.

En todos los casos se trata de acumulaciones de cantos y bloques en una matriz arenosa de color rojo o amarillento. Los cantos y bloques son casi exclusivamente de cuarcita. Cuando aparecen los de pizarra éstos se encuentran muy

alterados. El desgaste y el tamaño de los cantos está en relación directa e inversa con la lejanía a los frentes de Sierra.

La matriz, arenosa, casi nunca soporta a los bloques y cantos que contiene; éstos están en contacto. Su aspecto, coloración y granulometría recuerda a la de su sustrato intensamente alterado sobre el que se apoyan. Esta alteración ocasionalmente puede sobrepasar los 30 metros de profundidad. También existen cementaciones ferruginosas.

Pese a su espectacular extensión la potencia de estas acumulaciones apenas si es superior a la decena de metros. No obstante, ésta tiende a crecer hacia la zona más distal de los abanicos. Allí se pueden medir hasta 20 a 25 metros.

Uno de los rasgos más comunes no sólo de éstas, sino de todas las Rañas de La Meseta es la presencia de un planosuelo que tiene como característica superficial más llamativa unas gravas cuarcíticas y areniscosas con pátina negra (ferruginosa) y un nivel arenoso correspondiente a un horizonte de lavado. En profundidad aparece un horizonte B prismático, rojo-amarillento (entre los cantos), después rasgos de hidromorfismo con cantos decolorados y abigarramientos en la matriz. Sin embargo, los abanicos más antiguos del borde septentrional de la Hoja, presentan estos últimos rasgos edáficos peor definidos debido, probablemente, a su inclinación topográfica que en este caso es mayor. Esta circunstancia ha motivado que fueran incluidos por REDONDO y MOLINA (1980) en una etapa morfogenética anterior a la de la Raña propiamente dicha.

Además de los criterios sedimentológicos, la expresión cartográfica y morfológica de estos depósitos elimina cualquier duda sobre el tipo de acumulación a que pertenecen. Sin embargo, entre estos conos aluviales y las laderas de las sierras existe una continuidad morfológica definida por glaciares de vertiente que se han separado cartográficamente para resaltar más el dibujo de estos aparatos. Los depósitos son **coluviones** y/o **glaciares de vertiente** (8 Y 9) correlativos a esas etapas de aluvionamiento. Son coluviones con matriz, cantos y bloques de cuarcita de marcada heterometría empastados en arena y arcilla amarillenta con rasgos de hidromorfismo que tapizan las laderas y gradualmente pasan a los abanicos aluviales, y como ellos, tienen una estrecha relación con el sustrato alterado del que se nutren.

Algunos autores (MUÑOZ y ASENSIO, 1975) creen ver en estos depósitos un origen periglacial porque deducen como mecanismos formadores al crioclastismo y a la soliflucción.

Durante la última generación de abanicos aluviales de esta etapa (12), aparecen las primeras terrazas fluviales (13). De una forma esporádica y dudosa en la Depresión de Retuerta y de una manera generalizada en la Depresión de El Robledo, donde alcanzan impresionantes desarrollos superficiales. (NOZAL e IN-

SUA, 1980; REDONDO y MOLINA, 1980).

2.3.2 Pleistoceno

Los mecanismos morfosedimentarios que caracterizan esta etapa son un paso a las condiciones actuales de la cuenca del Bullaque. Es un período de tránsito entre las grandes secuencias de abanicos aluviales antiguos y el sistema de drenaje actual. Las cabeceras de las tres secuencias de abanicos aluviales anteriores que apenas habían avanzado unos pocos kilómetros, se sitúan ahora, muy próximos al colector principal. Son **conos aluviales** (17) con su cuenca de recepción ya lejana, que tienen un canal de desagüe largo y formas cartográficas muy estilizadas. Éstas que se sitúan en el límite entre los conceptos de cono y terraza fluvial, nos indican ya el comienzo de jerarquización de la red.

Sin embargo, mientras que en la Depresión de El Robledo los primeros niveles de **terrazas** (13) claras aparecen relacionadas con conos correlacionables con la última generación de la etapa anterior (12) en la Depresión de Retuerta estos primeros niveles (18) están ya ligados a la siguiente secuencia (17). Se sitúan, sobre todo, en las márgenes del río Milagros. En las proximidades de Retuerta los depósitos cartografiados atribuibles a ese nivel de aluviamiento se han interpretado como conos aluviales aunque es una decisión discutible.

Desde el punto de vista litológico no existe una gran diferencia entre los aluvionamientos antes descritos y los que aquí se tratan. Son formaciones de escasa potencia, detríticas, con canturreal cuarcítico rodado, con menos matriz, pero con aspecto general parecido a las rañas de los abanicos más antiguos, es obvio que de ellas se nutren en su mayor parte por lo que manifiestan una clara continuidad litológica con los tramos más distales de las mismas, son básicamente los mismos materiales que han sido removilizados por iguales o parecidos mecanismos. Como en casos precedentes, se han diferenciado **glacis y acumulaciones de ladera** (14) correlativos.

En la Depresión de Navas de Estena que pertenece a la cuenca hidrográfica del río Estena existe un pequeño sistema de **terrazas** (18, 22) y/o **glacis de vertiente** (14), dispuesto en dos niveles fundamentales relacionados con el arroyo del Chorrillo. Sus características litoestratigráficas no difieren demasiado de las apuntadas para otros depósitos equivalentes.

2.4 HOLOCENO

Se incluyen aquí los depósitos directamente relacionados con el funcionamiento morfodinámico actual independientemente de que también hayan desempeñado un papel en alguna época anterior

Se han diferenciado sedimentos correspondientes a **pedrizas (19)**, **conos de deyección (20)**, **zonas y cubetas con encharcamiento temporal (16)**, **aluviones y fondos de valle (21)**, y a **aluvionamientos** correspondientes a la zona de inundación (22).

2.4.1 Bloques y clastos de cuarcita (Pedrizas) (19)

Son acumulaciones de fragmentos cuarcíticos con gran heterometría y sin matriz que se sitúan en la empinadas laderas de las crestas de Cuarcita Armoricana, y situadas en las cabeceras de las incisiones realizadas por los arroyos actuales.

Estos depósitos de ladera que pueden sobrepasar varios metros de espesor tienen una gran movilidad proporcionando abundante material de transporte a los arroyos.

Se interpretan como consecuencia de la gelifracción en un pasado más frío que actual.

Conviene también señalar la importancia que como acumulación de ladera tienen los "derrames" de la Raña cuando ésta se encuentre "colgada". No se han representado en su totalidad porque se estime más conveniente dar una idea sobre el escaso espesor de los abanicos y la presencia inmediata del sustrato pizarroso.

2.4.2 Bloques, cantos, arenas y limos (Conos de Deyección) (20)

En la actualidad los conos de deyección no poseen, salvo excepción, un gran desarrollo. Son pequeños abanicos de clastos y material detrítico fino situados en la salida de algunos tributarios al cauce principal.

2.4.3 Limos y arcillas (Depósitos de zonas endorreicas) (16)

En algunas zonas muy planas de las rañas existen dificultades de drenaje. La pequeña pendiente topográfica origina cubetas donde se producen encharcamientos temporales. Allí existen acumulaciones de materiales detríticos finos arrastrados por las aguas de escorrentía superficial.

2.4.4 Cantos rodados y arenas (Aluviones, fondos de valle) (21)

Se incluyen aquí todos los depósitos correspondientes a los aluviones actuales, tanto de los cauces principales como de todos los tributarios de orden inferior.

Son canturrales sueltos de cuarcita rodada, gravas en proporciones variables y bancos arenosos. En los cauces mayores (Bullaque y Milagros) se disponen en

multitud de barras en donde se entrecruzan numerosos canales que durante gran parte del año quedan completamente secos; es únicamente en las grandes avenidas cuando entran en funcionamiento.

2.4.5. Cantos rodados y arenas (Terrazas y/o llanura de inundación) (22).

Son depósito de características semejantes a los anteriormente descritos. Están más o menos sueltos y ocasionalmente recubiertos con detríticos finos.

Son zonas de esporádico funcionamiento limitado a crecidas excepcionales por estar situadas a unos 3-5 mts. sobre el cauce de estiaje. Tienen un gran desarrollo en la Depresión de El Robledo.

3. TECTÓNICA

3.1. SITUACIÓN Y ANTECEDENTES

La Hoja de Retuerta del Bullaque se encuentra localizada dentro de las distintas zonas del Hercínico Ibérico en la denominada "Zona Centro Ibérica" (JULI-VERT "et al", 1977) que se basa en la primitiva división del Macizo Ibérico de LOTZE (1945).

La zona Centro-Ibérica que agrupa las Zonas Galaico-Castellana y Lusitana-Alcúdica de LOTZE, se caracteriza por la gran abundancia de materiales graníticos y por la existencia de grandes diferencias en la deformación y el metamorfismo dentro de ella. En la parte Lusitano-Alcúdica que corresponde a esta región, el metamorfismo es poco intenso. Estratigráficamente se caracteriza por la dilatada extensión de los materiales preordovícicos y por el carácter discordante y transgresivo de la cuarcita del Arenig.

Desde el punto de vista tectónico es necesario referirse a los trabajos que a continuación señalamos. Son muchos los autores que ponen de manifiesto la existencia de discordancias prehercínicas en la región, concretamente entre el Ordovícico-Cámbrico Inferior y entre el Cámbrico Inferior - Precámbrico, opinión mantenida por LOTZE (1956), SAN JOSÉ "et al" (1974, 1977). Por otro lado en Portugal, a partir del estudio de pliegues con dirección N-S y NE-SO, OEN ING SOEN (1970) reconoce la presencia de deformaciones de edad sárdica. CAPOTE "et al" (1971), a partir de observaciones tales como la existencia de pliegues de eje vertical dominantes en las series anteordovícicas y presencia de niveles conglomeráticos en el tránsito precámbrico-Cámbrico con cantos heredados de series infrayacentes y clara discordancia anteordovícica les llevan a hablar de movi-

mientos tectónicos antehercínicos. Respecto a la asignación, dentro de los distintos ciclos hay un acuerdo casi unánime en atribuir al Hercínico las fases generadoras de esquistosidad, ya que diversos autores admiten la existencia de una fase de plegamientos anterior, la Sárdica, pero sin esquistosidad, al menos regionalmente. Por el contrario, hay una disparidad de las fases responsables de las distintas deformaciones hercínicas, así para APARICIO (1971), dentro de las dos fases hercínicas responsables de la tectónica de los Montes de Toledo, la 1ª generaría un plegamiento de dirección principal E-O y la 2ª otro de dirección N-S. Sin embargo, para MARTÍN ESCORZA (1974) en la zona de Urda, aceptando también la existencia de dos fases hercínicas, invierte el orden de las deformaciones, es decir, la 1ª generaría pliegues N-S y la 2ª E-O. CAPOTE "et al" (1971), GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971), reconocen también la existencia de dos fases de deformación hercínica sin esquistositas.

MORENO (1977) en la zona Valdelacasa y Las Villuercas encuentra 4 fases de deformación hercínica. La 1ª fase se manifiesta solo por la presencia ocasional de una esquistosidad tumbada y pliegues menores en el macizo de las Villuercas. La 2ª fase sería la responsable de los grandes pliegues de dirección NO-SE y del plegamiento de todas las escalas; su esquistosidad crenula a la anterior en aquellos lugares donde aparecen juntas. Las otras fases aparecen distribuidas de una forma irregular y trastocan ligeramente, donde aparecen, a las estructuras anteriores.

LEON "et al" (1978) en las Guadalerzas consideran la 1ª fase hercínica como la generadora de los grandes pliegues y de la esquistosidad dominante y de plano axial de aquellas; sobre estas estructuras se superponen otras fases tardías al parecer, con direcciones y estilos variables.

VEGAS y ROIZ (1979) delimitan las estructuras cartografiables del basamento hercínico de toda la región atribuyéndolas a la "fase principal hercínica" a la cual se adscribe la esquistosidad regional; esta fase la asimilan a la 1ª fase del extremo occidental de la zona Lusitano-Alcúdica (Salamanca), donde la deformación es más intensa y existe más de una fase sin esquistosita. Las estructuras definidas, sufren una deformación transversa que modifica la geometría de los pliegues más regulares de la región de Villuercas, constituyendo estructuras de aspecto redondeado como resultado de la interferencia de una fase tardía con la fase principal sin esquistosita.

3.2 MACROESTRUCTURAS

Tradicionalmente se utiliza como elemento de referencia para determinar las

megaestructuras, la disposición de las "cuarcitas en facies armoricana", que constituyen una formación en el sentido lito-estratigráfico.

La elección de esta formación como referencia para definir las estructuras, viene obligada por su extraordinaria continuidad y su buena definición como elemento principal en la configuración del relieve, sin competencia con otras formaciones cuarcíticas y por tanto fotogeológicamente visible.

El área correspondiente a la Hoja está ocupada por varias macroestructuras de dirección ONO-ESE, que en síntesis corresponden a las terminaciones de los anticlinorios de Valdelacasa y de Los Cortijos, y a la mitad occidental del Sinclinorio de Las Guadalerzas. También existen unas mínimas representaciones del Sinclinal de Los Yébenes y del Anticlinal de la Sierra de Los Torneros.

Su descripción es la que sigue a continuación.

3.2.1 Sinclinorio de Los Yébenes

Pertenecientes a esta estructura se pueden considerar los afloramientos pizarrosos del Ordovícico medio que afloran al N. del El Molinillo, en el ángulo NE. de la Hoja; aunque su ubicación se sitúa en una compleja zona de fracturación que ocasiona una importante dislocación en la continuidad normal de las estructuras hercínicas.

Estos afloramientos pizarrosos constituyen porciones del flanco meridional de una cúpula anticlinal afectada y deformada por un mosaico de fallas que a su vez la separan del Anticlinorio de la Sierra de Los Torneros. Presentan buzamientos suaves que se verticalizan hacia el Sur.

3.2.2 Anticlinorio de la Sierra de Los Torneros

De esta amplia estructura que alcanza su máximo desarrollo en la Hoja adyacente (Las Guadalerzas, nº 711), tan solo afloran las "alternancias superiores" de su estrecha terminación periclinal más occidental. Además, está muy trastocada por fracturación tardía.

3.2.3 Valle Sinclinorio de Retuerta (Sinclinorio de Las Guadalerzas)

Es una amplia estructura de unos 13 Km. de anchura que tiene su terminación al NO., en el Cierre periclinal de Navas de Estena, y al SE. en el Sinclinal del río de Las Navas. Todas ellas forman el Sinclinorio de Las Guadalerzas que tiene en su totalidad unos 60 Km. de desarrollo y una anchura que oscila entre los 6 y 10 Kms.

No presenta apenas puntos de observación puesto que aparece recubierto casi por completo por materiales recientes. No obstante la ubicación de su eje, donde afloran los materiales más modernos (areniscas de Retuerta) supone de-

ducir una ligera vergencia hacia el SO.

En la Depresión de Navas de Estena, donde las observaciones son bastante mejores, se aprecia un fondo en general bastante plano, con suaves ondulaciones, una vez que nos alejamos de su flanco meridional (el único aflorante en la zona) que tiene un buzamiento, generalmente, próximo a los 25-35°.

El flanco N. del Sinclinorio que tan solo aflora en el NE. de la Hoja, está representado por las ortocuarcitas y por las "alternancias superiores" del Arenig. Se presentan con buzamientos entre los 30-40°, con algunos repliegues y repeticiones que deben estar relacionadas con la fracturación tardía.

3.2.4 Anticlinorio del Chorito

Pertenece a la terminación sur-oriental del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja que con dirección NO-SE. a ONO-ESE. se extiende desde la Fosa del Tajo hasta el río Bullaque en la provincia de Ciudad Real. Dentro de esta compleja terminación periclinal, además de la estructura del Chorito, existen el Anticlinal de La Casa de Cabañeros, el Sinclinal de La Chorrera y el Anticlinal de Miraflores.

El Anticlinorio del Chorito es sin duda la estructura más importante de la Hoja. Tiene unos 8 Km. de anchura ($Wm/2$) en la zona con charnelas más desarrollada y unos 20 Km. de longitud desde su comienzo en el límite mismo de la Hoja. Hacia el SE. se estrecha dibujando una compleja terminación periclinal muy trastocada por la fracturación posterior.

Se divide en tres estructuras principales que denominamos **Anticlinorio de Valdeporquezuclas, Sinclinorio de Cuerda del Puerto Viejo y Anticlinal de La Sartén**. Las tres, como ya se señaló, cierran periclinalmente antes de alcanzar el embalse de la Torre de Abraham, aunque las dislocaciones (al NE.) por falla alcanzan hasta los 2 Km. de desplazamiento cartográfico. Un rasgo importante es la relación entre ellos, que se realiza en gran parte mediante fallas paralelas a las directrices hercínicas y que en buena lógica deben estar íntimamente relacionadas con el propio plegamiento.

El **Anticlinorio de Valdeporquezuclas** de unos 4 Km. de charnela tan solo descubre en su núcleo el sustrato preordovícico en su límite occidental. En el resto del mismo domina la serie intraarmórica. En su seno se dibujan varios pliegues menores de una amplitud ($Wm/2$) que oscila entre los 200 y los 1000 mts. (Las Trochas, Valdeporquezuclas) con anticlinales apretados y sinclinales laxos.

El **Sinclinorio de Cuerda del Puerto Viejo** que tiene de 2 a 3'5 Kms. de anchura, es en realidad casi una estructura tabular. Tiene hasta tres ondulaciones que ocasionalmente están relacinadas con fallas de directriz hercínica. Aflora so-

bre todo la Cuarcita Armoricana y en contadas ocasiones y como consecuencia de su inmersión hacia el SE., "las alternancias superiores" y las pizarras del Ordovícico Medio.

El Anticlinal de La Sartén es en realidad el flanco meridional del Anticlinorio del Chorito. Es una estructura simple que tiene su flanco septentrional afectado por una falla subparalela a las estructuras generales.

3.2.5 Anticlinal de las Peralosas

Tan solo aparece su cierre periclinal oriental, aflorando el Cámbrico en núcleo. Tiene un fuerte cabeceo y manifiesta una clara asimetría que indica una ligera vergencia hacia el SO. Está afectado por una falla posthercínica importante.

3.2.6 Sinclinal del Arroyo Viñuelas

Separa el Anticlinorio del Chorito, o más concretamente el Anticlinal de La Sartén de la estructura periclinal de La Casa de Cabañeros constituyendo una terminación muy apretada donde los buzamientos de sus flancos superan las medidas habituales.

3.2.7 Sinclinal de La Chorrera

Es un estrecho corredor con cierre al NO. (Hoja de Anchuras, nº 709) de unos 2 Kms. de anchura que se prolonga hacia el SE. en la Depresión de El Robledo. Tiene muy poca representación en la Hoja.

3.2.8 Anticlinal de Miraflores

De esta estructura, que se prolonga unos Kms. más hacia el SE. donde tiene su terminación periclinal, tan solo existen una mínima representación en la esquina SO.

Ocupa la parte terminal de La Sierra de Miraflores de donde vendrá su denominación y tiene una dirección ONO-ESE.

Se trata de un pliegue simple con flancos verticalizados y afectados por desgarres N.60.

3.2.9 Anticlinorio de Los Cortijos

Es el afloramiento más occidental de dicha estructura, correspondiendo a la terminación periclinal de la misma. Es difícil de reconocer debido a que se encuentra totalmente trastocada por fracturación.

La Sierra Ventilla en la margen derecha del Bullaque es probable que también sea un flanco desgajado de esta estructura.

3.3 ANÁLISIS Y DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS MENORES (PLIEGUES Y ESQUISTOSIDAD)

Dentro de la Hoja no son frecuentes las observaciones que se pueden realizar sobre pliegues a escala de afloramiento. Se han observado pliegues simétricos (Embalse de Torre de Abraham) de orden decamétrico que presentan una ligera vergencia al SO. Sus flancos son prácticamente rectos y su eje aproximadamente NO-SE.

En las zonas de cuarcitas tableadas son frecuentes pliegues métricos o decamétricos, cerrados o abiertos con ligero engrosamiento de las charnelas (2-c.D a 1-c.D, HUDLESTON, 1973). Las disarmonías que se observan en estos pliegues podrían interpretarse como interferencias aunque también pudieran ser debidas a acomodaciones de capas de distinta potencia y forma, no solo dentro del conjunto "multilayer" sino incluso considerando capas individualizadas. Por otra parte, la proximidad de los pliegues a importantes accidentes posthercínicos sugiere su relación con ellos.

En las pizarras del Ordovícico Medio aparecen pliegues con planos axiales en las más variadas disposiciones. Son por lo general, cerrados y con ángulos entre sus flancos que oscilan entre los 30-60° (4E-4D de tipo similar, clase 2 de Ramsay).

Solo se ha observado claramente una esquistosidad. En general, está bien desarrollada en los materiales cámbricos y ordovícicos y es de tipo "rough cleavage" (esquistosidad grosera) espaciada dando microlitones de 0'5 a 1 cm. en limolitas. En areniscas presenta mayor espaciado o no llega a ser penetrativa. En algunos términos pelíticos más favorables del Ordovícico pasa a ser de tipo "rough slaty cleavage" o "slaty cleavage" con un espaciado más continuo. En los niveles cuarcíticos paleozóicos la esquistosidad no es penetrativa en la mayoría de los casos.

3.4 FRACTURACIÓN

La importancia de la problemática estructural hercínica relega a un segundo plano el estudio de la fracturación que no siempre es debidamente destacado a pesar de tener importantes implicaciones cartográficas y en ocasiones una evidente significación morfológica. En esta Hoja y aunque en ningún momento llega a dificultar el reconocimiento de la estructura anterior, es bastante importante. El resultado cartográfico es un complicado mosaico de "bloques" que alcanza a distorsionar el plegamiento anterior. En mapas o esquemas a escala más general la dirección hercínica que se puede deducir es ONO-ESE., cuando en reali-

dad ésta, se sitúa próxima a NO-SE.

La fracturación no solo es importante a nivel de afloramientos paleozóicos pues, aunque aparentemente no parece afectar directamente a los depósitos plio-cuaternarios, en éstos se pueden deducir "alineamientos", "direcciones preferentes" en algunos de sus rasgos sedimentológicos y morfológicos. Por lo general, estas "directrices" no difieren mucho de las reconocibles en el sustrato antiguo.

La complicada trama de fracturas, todas de plano subvertical señaladas en el mapa puede resumirse en unas siete familias principales que se agrupan en torno a las direcciones N. N25, N50, N.70-80, N100, N135 y N.160-170.

A nivel cartográfico destacan sobre todo los sistemas N.50 y N.70-80. Aunque los accidentes mayores están casi siempre definidos a lo largo de su recorrido por varias de ellas, las dislocaciones más importantes se producen según las dos direcciones preferentes. A través de ellas se generan las deformaciones más importantes de la estructura hercínica con sucesivos desplazamientos cartográficos de más de 1 Km. hacia el E. y NE. en movimiento dextro que distorsionan las directrices primitivas según la dirección indicada. Sin embargo, no siempre la causa de esos desplazamientos cartográficos es la componente horizontal (desgarre) pues el "salto" en la vertical puede originar un efecto cartográfico semejante. Los accidentes más importantes (resumidos en el esquema tectónico) son de NO. a SE. los siguientes:

- Accidente de El Carrizal

Con dirección N.80 se prolonga por la Hoja de Anchuras (709) hacia el oeste y hacia Retuerta, a juzgar por la disposición hidrográfica, por el este. No ocasiona desplazamientos importantes.

- Accidente de Vallepuercos

Tiene una dirección que oscila entre N.60-70. Es una zona de fracturación dispersa que en el flanco septentrional del Anticlinorio del Chorito queda definida en un único trazado. Allí se incurva ligeramente hacia el E. y desplaza a la Cuarcita Armoricana casi 1 Km.

Es posible que su prolongación hacia el NE. se localice en la zona de El Molinillo.

- Accidente de Cabañeros

Está muy definido en el norte de La Casa de Cabañeros, donde lleva una dirección N.83 y ocasiona un desplazamiento de 800 mts. Se dispersa hacia el E. en tres ramas principales. El Cerrón y Cantomenudo con dirección N.65, y una tercera que conserva la orientación inicial, bastante más señalada. Ésta última parece prolongarse hacia la Depresión de Retuerta a lo largo del Arroyo del Tunzo.

- **Accidente de El Piornal-Valdelobillos**

Mantiene una dirección N.80 hasta su último tramo, donde se incurva ligeramente hacia el norte tomando una dirección N.70. Puede originar desplazamientos de hasta 550 mts. en su extremo más occidental. Hacia el este se amortigua.

- **Accidente de Sierras Blanquillas - Fragua - Torre de Abraham**

Es sin duda el de mayor significación en la Hoja. Tiene una dirección N.82 en la mitad occidental de su recorrido. y N.70 en la mitad oriental. Está muy bien definido en casi todo su trazado y produce unas dislocaciones cartográficas de hasta 1.600 mts. En las Hojas del oeste tiene una prolongación clara.

Aparte de los señalados existen también otras fracturas importantes que no responden a las familias de las descritas. Cabría señalar algunos N-S. (Arroyo del Higo, Río Milagros), y N.160 E. (Arroyo del Avellanar).

Descripción aparte merece la familia N.135 E. puesto que es casi coincidente con las directrices hercínicas y no tiene expresión morfológica ni fotogeológica como ocurre con las otras. Además, todas ellas las trastocan a la par que modifican también el plegamiento hercínico. A pesar de los continuos escalonamientos a que se ven sometidas por el resto de la fracturación, mantienen su continuidad. Ésta se manifiesta no solo a lo largo de toda la estructura del Chorito sino incluso hacia el NO. (Hoja de Anchuras) o hacia el SE. en el Anticlinorio de Los Cortijos.

Las fracturas con orientación hercínica más definidas se sitúan en el flanco septentrional del Anticlinal de La Sartén, acortándolo, y en el flanco meridional del Anticlinal de Valdeporquezuellas. Su plano que oscila entre vertical y un poco inclinado hacia el NE., coincide con la vergencia general del plegamiento (hacia el SO.). No es clara la componente normal o inversa de su movimiento. A pesar de esta circunstancia su coincidencia con las directrices hercínicas y la aparición de algunas deformaciones menores asociadas al accidente hacen más que probable que durante el plegamiento actuaran como inversas.

3.5 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

3.5.1 Deformaciones pre-ordovícicas

Aunque la representación de los sedimentos pre-ordovícicos es muy reducida si se puede determinar que existe una clara discordancia en la base del Ordovícico bien conocida a escala regional. A este nivel se ha admitido la existencia de dos fases tectónicas definidas por LOTZE y denominadas Fase Toledánica y Fase Ibérica. La primera datada como Cámbrico Superior y la segunda en el límite Cámbrico-Ordovícico.

LOTZE sitúa en el límite Cámbrico-Ordovícico la Fase Ibérica en el muro de la

formación cuarcítica en "facies armoricana", que yacería discordante sobre el Cámbrico, ya que para él, el conjunto detrítico inferior a dichas cuarcitas, las "capas intermedias" corresponderían al Cámbrico Superior, con la reserva de no encontrar fauna significativa.

Siendo esta edad aceptada tradicionalmente, la posibilidad de que correspondieran al Ordovícico Inferior, ha venido siendo admitida o sugerida por algunos autores: "schistes rouges" (BOUYX, 1970), "serie púrpura" (MORENO, 1976), "alternancias inferiores" (MARTÍN ESCORZA, 1977). quedando confirmada por las observaciones realizadas en Hojas próximas (Villarta de los Montes (16-29), Fontanarejo (17-29), Sevilleja (15-27), Espinoso del Rey (16-27) y en la Hoja de Minas de Santa Quiteria (15-28) allí donde fueron definidas por LOTZE, en el Portillo del Estena. En la Hoja de Anchuras (16-28) también en el río Estena existe una buena observación que puede ser confirmada fotogeológicamente hasta el borde mismo de la presente Hoja, cerca de Navas de Estena.

La discordancia importante es por tanto la pre "capas intermedias", discordancia que se sitúa como pre "Cuarcita Armoricana" donde las "capas intermedias" faltan. Entre las "capas intermedias" y la "Cuarcita Armoricana" transgresiva, existía en todo caso una pequeña disconformidad.

Por lo tanto la Fase Ibérica, se situaría a niveles litoestratigráficamente más bajos, superponiéndose o coincidiendo con la Toledánica, por lo que ésta última no tiene razón de seguir manteniéndose. Esta discordancia, erosiva, cartográfica y ligeramente angular en esta zona, correspondería a movimientos que únicamente podemos datar como ante-ordovícicos. Pero teniendo en cuenta los datos de áreas próximas podemos considerar que los movimientos tuvieron lugar entre el Cámbrico Inferior y el Ordovícico Inferior y equivaldrían al plegamiento sárdico, que en esta zona al menos no iría acompañado de esquistosidad.

3.5.2 Deformaciones hercínicas

Respecto a la deformación hercínica, ya en la primera parte de este capítulo se han puesto de manifiesto la problemática y las opiniones de diversos autores.

Por nuestra parte aceptamos los trabajos de CAPOTE *et al* (1971), GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971), MORENO, F. (1977) y consideramos una 1ª Fase de deformación que generaría macroestructuras y pliegues de menor escala (pliegues vergentes en el paleozoico). Esta fase es responsable de un aplastamiento generalizado en el área que dió lugar a la esquistosidad subparalela al plano axial de los pliegues citados anteriormente.

La 2ª Fase de deformación es menos importante y se manifiesta aquí por el desarrollo local de una débil esquistosidad de crenulación.

En relación a los fenómenos de fracturación tardía la idea más generalizada

es que éstos se produjeron inmediatamente tras los paroxismos hercínicos (edad tardihercínica) aunque también los rejuegos posteriores han sido importantes.

4 GEOMORFOLOGÍA

Fisiográficamente la Hoja queda bien diferenciada en dos grandes unidades geomorfológicas que vienen definidas por las grandes estructuras hercínicas que la conforman, fundamentalmente el Anticlinorio del Chorito y la mitad occidental del Sinclinorio de las Guadalerzas. También se podría considerar una pequeña parcela en el ángulo NE., la Depresión de Navas de Estena.

Cada una de estas áreas geomorfológicamente diferenciadas se sitúan a niveles topográficos distintos.

4.1 LAS ALTAS SUPERFICIES DEL CHORITO

Ocupa aproximadamente la mitad SE. de la Hoja y queda muy bien definida del resto por su orografía que alcanza su máxima altitud en el ángulo SO. con 1.065 m. (Majada Alta). Sin embargo, y éste es su rasgo más importante, los niveles de cumbres se mantienen con asombrosa regularidad por encima o muy próximos a la cota 1.000. De NO. a SE. que es la directriz hercínica, y de SO. a NE., transversal a la misma, se suceden las cotas sin apenas variación: cuerda del Alcorchoque, 930; Casarejo, 979; Juego de Bolos, 990; Cerro del Higo, 1.017; Castellón, 1.020; Laguna, 1.043; Solanazo, 1.021; Sierras Prietas, 1.028; Acibuta, 986; Sierra de la Higuera, 1.028; Manceras, 1.008; Canalizos, 1.064; Majada Alta, 1.065 y Alpargatera, 1.047.

Es óbvio que la isoaltitud de las cumbres alcanza su grado máximo en el eje de la estructura donde aflora la cuarcita armoricana en forma de complejo sinclinorio. Allí aún existe una plataforma bien conservada. Sin embargo, más de la mitad de la unidad está en proceso de degradación que progresa desde los flancos y afecta sobre todo a la mitad NE. del anticlinorio, circunstancia que probablemente esté relacionada con la aproximación del río Bullaque a la sierra. En el flanco meridional la penetración de la red fluvial ha sido bastante menor aunque si suficiente para dismantelar el anticlinal más meridional de la megaestructura del Chorito.

Las incisiones que actualmente se encajan en la topografía general de las depresiones de Retuerta y de El Robledo, están próximas a los 240 m. de desnivel con respecto a la plataforma superior. Los valles definidos por dicho encajamiento poseen un perfil longitudinal relativamente suave con vertientes moderadamente escarpadas. La red, que no es excesivamente densa, presenta cauces

consecuentes aunque la orientación preferente de los mismos es transversal a la dirección general hercínica.

A excepción hecha de las pedrizas o canchales que tienen una movilidad perceptible, las pendientes están bastante estabilizadas.

De una manera general se puede señalar que las directrices del relieve, como sucede a rango superior, son estructurales y no todas hercínicas como podría pensarse, pues la fracturación tardía ha jugado un importante papel en la organización del drenaje actual. En cualquier caso la litología de las distintas formaciones ordovícicas ha sido también determinante.

4.2 LAS DEPRESIONES DE RETUERTA Y DE EL ROBLEDO

Con solo observar el mapa topográfico se aprecia la diferencia de esta unidad geomorfológica con la anteriormente descrita. La escasez de curvas de nivel de una contrasta con la proliferación de ellas en otra.

La Depresión de Retuerta, pues la de El Robledo se extiende fundamentalmente en la Hoja de Fontanarejo (n° 735), es orográficamente monótona aunque no es exactamente plana pues tiene una suave pendiente general hacia SSO. Este hecho, es debido al emplazamiento de un sistema de grandes conos aluviales procedentes de La Sierra de San Pablo de Los Montes, ubicada en la Hoja de Navahermosa (n° 684), que desplazan al actual río Bullaque contra el borde de La Sierra del Chorito. Esta circunstancia unida a que las cabeceras de los abanicos más antiguos se sitúan en el borde norte, más altas que en el borde sur, confieren a la depresión una marcada asimetría, que REDONDO y MOLINA (1980) atribuyen a procesos tectónicos recientes.

Los abanicos que se superponen y a veces se encajan ligeramente tienen sus cabeceras coincidentes con la salida de los valles actuales. Sus vértices se localizan a una cota aproximada de 900 mts. y su terminación sobre los 690-700 m., lo que determina una pendiente entre el 6-8 por 1.000 (REDONDO y MOLINA, 1980). Las cabeceras de los conos que rellenan la Depresión de El Robledo, al sur de la Hoja, se sitúan a cotas mucho más bajas (720-740 m.).

Dada la espectacular extensión superficial de los abanicos se podría deducir que esta llanura es consecuencia de un gran relleno por acumulación. Sin embargo, y aunque no se puede negar que el valle de Retuerta sea un relleno sedimentario, éste es bastante somero. Es tan solo un delgado tapiz de escasos metros que recubre el sustrato pizarroso del Ordovícico superior que se presenta casi siempre intensamente alterado. Es pues, un ligero relleno (en una depresión originada por erosión diferencial) debido a varias generaciones de abanicos aluviales con dos colectores principales muy recientes: los ríos Bullaque y Milagros.

Los ríos citados apenas si presentan algún nivel de terraza. En opinión de REDONDO y MOLINA (1980) la existencia de estos niveles es problemática. Tan solo las suponen en las proximidades del embalse y con probabilidad bajo sus aguas. En este trabajo hemos considerado como tales algunos depósitos de los alrededores de El Molinillo y de el citado embalse. Más adelante, una vez sobrepasado el portillo de La Torre de Abraham, las terrazas se generalizan ocupando ya la mayoría de la depresión de El Robledo.

4.3 LA DEPRESIÓN DE NAVAS DE ESTENA

Ocupa una reducida extensión en el vértice NO. de Hoja y es el resultado de la degradación del segundo nivel morfológico que se acaba de describir. Se extiende hacia el NO., según la estructura hercínica, y es consecuencia de la captura por parte del río Estena de la Depresión de Retuerta.

Apenas si tiene depósitos recientes. Tan solo aflora el sustrato pizarroso del Llanvirn-Llandeilo, en este caso sin alterar. Los únicos aplanamientos, muy reducidos, se limitan a glaciares coluviales y pequeñas terrazas de los arroyos del Chorrillo, de la Fresnada, de Santa María y de Navalsauce.

4.4 SÍNTESIS EVOLUTIVA DEL RELIEVE

El principal elemento constructor del relieve lo constituyen las ortocuarcitas de "facies armoricana". Sobre ellas se emplaza el rasgo morfológico más antiguo: el "nivel de cumbres", tan característico de Los Montes de Toledo.

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

Esta sugestiva hipótesis, evidentemente relacionada con la teoría de KLEIN (1959) de evolución de las "superficies de agradación y regradación" ofrece, por

contra, puntos oscuros cuya resolución excede del ámbito de este estudio.

Sin embargo, la idea más generalizada es que la "superficie de cumbres" corresponde a un nivel de arrasamiento antiguo, Superficie Fundamental de la Meseta (SOLE 1952) o bien Superficie Inicial (MARTÍN-SERRANO, 1979), cuya degradación en época alpina genera relieve apalachiense que caracteriza gran parte de Los Montes de Toledo (GARCÍA ABAD y MARTÍN SERRANO, 1980) en el que el papel de la alteración que afecta a los materiales antiguos es fundamental.

Hasta la deposición de la Raña no se encuentra otro nivel morfológico importante, aunque fosilizado por ella existe un rasgo anterior esencial. Se trata de una intensa meteorización que ha sido reconocida en estos y en otros lugares de La Meseta (MOLINA 1975; MOLINA y BLANCO, 1980) que se conoce como alteración pre-raña y que podría tener implicaciones geomorfológicas muy destacadas sobre todo en las génesis de relieve precedente.

Situándose sobre la Raña y olvidándose de las entalladuras originadas por el río Estena y de su sistema fluvial, el paisaje que se observa es el mismo que el que existió durante su emplazamiento. Por encima del nivel de esas plataformas toda la geomorfología es heredada de esa o anteriores etapas. Los retoques mínimos se restringen a las pedrizas de las laderas de sierras más importantes.

El paisaje que presenta en la actualidad la Depresión de Retuerta es prácticamente el que existió durante el emplazamiento de las rañas. La mayor parte de su morfología actual es heredada de esas y de otras etapas anteriores. Los retoques mínimos se ciñen al establecimiento de los colectores fluviales mayores que se encajan algunos metros al pie de los abanicos, muchos de los cuales aún mantienen gran parte de su operatividad. Este hecho también explica el porqué la mayoría de las vertientes montañosas tienen una estabilidad tan manifiesta. Las pedrizas son en realidad las vertientes actuales.

Durante el Pleistoceno varias generaciones de conos aluviales se ha superpuesto sucesivamente acomodándose unos a otros sin apenas encajamiento. Éste obviamente se ha producido sobre todo en los vértices de los mismos.

En contra de la opinión de REDONDO y MOLINA (1980) las sucesivas secuencias de abanicos parecen que tienden a confundirse en sus partes más distales. Ésto da idea de que la pendiente de estos aparatos ha ido disminuyendo hasta dar lugar a la actual organización del drenaje.

5 HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja se remonta al Cámbrico inferior, concretamente con una sedimentación que refleja facies de aguas someras sub o intermareales correspondientes a la serie de cuarcitas tableadas de la Formación

Azorejo. Hasta el Ordovícico inferior no se restaura la sedimentación. Durante el intervalo de tiempo comprendido entre el Cámbrico inferior alto, Cámbrico medio y Cámbrico superior, existe una etapa erosiva que se relaciona con la fase de deformación sárdica que, en opinión de LOTZE (1956), MARTÍN ESCORZA (1977) y MORENO (1977), dá lugar a ámplios abombamientos con la emersión consecuente.

La transgresión ordovícica se inicia con unos sedimentos en facies conglomeráticas, indicadores, además, de un medio de alta energía con una influencia de la continentalidad muy importante. En este sentido la irregularidad de estos depósitos frecuentemente relacionados con áreas de sedimentación muy finas y bioturbación importante apunta por una franja costera infra o intermareal donde los aportes fluviales serían frecuentes.

Posteriormente las influencias continentales se atenúan y se generalizan las condiciones costeras anteriores.

Más adelante el ambiente submareal o intermareal se consolida. Ahora con potentes barras arenosas que podrían ser indicadoras de un aumento energético y probablemente de mayor profundidad.

Similar situación tuvo que producirse durante la última etapa del Ordovícico inferior (Arenig.) representado por las alternancias superiores a la "serie armoricana" aunque la presencia de niveles pizarrosos es indicativo de lugares más profundos o al menos alejados de las zonas de mayor energía donde proliferaban las barras arenosas, tan representadas en el tramo anterior.

El paso al Ordovícico medio (Llanvirn.) está marcada por un cambio de las condiciones de sedimentación bastante neto, pues los depósitos son casi exclusivamente pizarrosos.

La sedimentación pelítica y en ambiente reductor permiten la conservación de abundante fauna y refleja unas condiciones diferentes a las que hasta entonces habían dominado la sedimentación. Ahora la energía del medio es mínima y la sedimentación probablemente más profunda y lenta.

La aparición de unos niveles areniscosos o cuarcíticos con pistas, ripples y diversos tipos de laminaciones ("lenticular", "flaser"...), cuerpos canalizados, etc...vuelve a sugerir un episodio más energético que ha sido atribuido ya al Llandeilo.

El episodio anterior, es un paréntesis en la sedimentación profunda y/o restringida representada por las pizarras, pues éstas, se vuelven a depositar a continuación.

Con estos episodios concluye la historia paleozoica de la Hoja. Por conocimientos regionales se sabe que la sedimentación continuó con alternativas similares hasta el Devónico.

Durante el Devónico y Carbonífero tienen lugar los paroxismos hercínicos que se interpretan regionalmente según dos fases principales: Una primera con esquistosidad, y al finalizar ésta tiene lugar una intrusión granítica; y una segunda que genera un conjunto de estructuras (anticlinorios y sinclinorios) y a la que se asocia una esquistosidad muy débil de crenulación.

También está generalizada la idea de que las fases póstumas son poco importantes y que se resuelven mediante un importante sistema de fracturas y desgarres tardihercínicos (PARGA, 1969; VEGAS, 1974).

Prácticamente durante todo el Mesozoico la región permanece emergida tal y como sucede en el resto del Macizo Hespérico hasta nuestros días.

Con la entrada del Cuaternario se produce la acumulación de la Raña. Desde los plegamientos hercínicos hasta ahora, el relieve originado por esos paroxismos se ha ido sucesivamente degradando. Durante el Mesozoico se tuvo que alcanzar un estado de peneplanización casi total. Los "niveles de cumbres" de muchas zonas de Los Montes de Toledo deben corresponder a dicho arrasamiento.

Durante y después de esa época el Macizo Hespérico ha sufrido varios procesos de alteración (MOLINA y BLANCO, 1980) cuyos restos aún pueden reconocerse bajo la Raña. Ha sido precisamente la dismantelación de esos perfiles de meteorización conjugada con la reactivación de viejas fracturas durante la orogenia alpina la que originó las actuales características apalachienses del relieve de Los Montes (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980). El emplazamiento de la Raña tiende a relacionarse para unos con las primeras crisis climáticas pleistocenas y en concreto con el primer pluvial Villafranquiense (VAUDOUR, 1969); para otros con un clima estacional y no necesariamente árido (MOLINA, 1975). También se tiende a relacionarla con fenómenos tectónicos finialpínicos (MARTÍN ESCORZA, 1977; REDONDO y MOLINA, 1980).

Desde ese episodio a la actualidad la fisonomía del paisaje de la zona apenas si se ha modificado. La evolución hidrográfica no ha originado apenas disección en los grandes conos aluviales de la Raña, aunque si se han generado varias secuencias de abanicos hasta dar lugar a la actual red fluvial del Bullaque ya perfectamente definida.

Por otro lado, la presencia de los "canchales" o "pedrizas" tan característicos, es probable que sean los testigos de un pasado reciente (Holoceno) más frío con fenómenos de periglaciario.

6 GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1 MINERÍA Y CANTERAS

No aparece en la Hoja ningún indicio minero, ni antiguas labores indicadoras de actividades mineras pasadas.

Anunque en la actualidad no existen canteras en explotación sí las ha habido en el pasado. Éstas han funcionado esporádica e intermitentemente según necesidades del momento en la región. Por lo general se han utilizado localmente para acondicionar pistas particulares y caminos vecinales, así como las carreteras comarcales.

Varios son los tipos de rocas susceptibles de explotación:

- Los materiales cuarcíticos, tan abundantes, son utilizados como áridos de trituración para obras públicas. Por su dureza es difícil tanto su extracción como su machaqueo, pero esta contrariedad es solventada mediante su extracción directa de las pedrizas. Tanto las reservas como los accesos a las mismas son buenos.

- Las mezclas de cantos, gravas, arenas y arcillas llamadas zahorras están directamente relacionadas con la Raña. Son utilizadas como áridos de compactación en vías públicas. Las reservas y accesos son buenos y la explotación sencilla.

- Las gravas constituídas por cantos cuarcíticos redondeados son muy abundantes merced al gran desarrollo de los aluvionamientos del río Bullaque y de sus tributarios bien alimentados a su vez por las acumulaciones de la Raña. Tienen una aceptable calidad, reservas importantes y accesos buenos.

- Las pizarras han sido también objeto de explotación se han utilizado igualmente como árido y firme para acondicionar algunas vías de comunicación. Las reservas y los accesos son buenos en la zona de Navas de Estena.

Bien diferente puede ser el aprovechamiento de las rocas anteriores cuando están afectadas por una intensa alteración que las transforma en material arcilloso. Las pizarras del Llanvirniense-Llandeilo especialmente sensibles a dicha alteración parece que a veces reúnen condiciones óptimas para la obtención directa de productos cerámicos. Los accesos son buenos pero las reservas son difíciles de evaluar pues los perfiles de alteración además de estar recubiertos por otras formaciones superficiales son muy irregulares.

6.2 HIDROGEOLOGÍA

El sustrato antiguo de la Hoja constituido por un conjunto bastante compacto de materiales silíceos bien litificados (conglomerados, cuarcitas, areniscas y pizarras) es globalmente impermeable. Sin embargo, los planos de discontinuidad y sobre todo el diaclasado y la fracturación mejoran la permeabilidad. Con

estas características y con las del relieve, el resultado es el desarrollo de una importante escorrentía superficial.

En las formaciones superficiales las posibilidades son algo mayores en coluviones, sobre todo pedrizas, donde es posible la presencia de mantos libres poco potentes, superficiales, de escaso caudal y carentes por lo general de continuidad. Las rañas son depósitos "impermeables con tendencia a la permeabilidad"; son frecuentes los acuíferos que se recargan mediante percolación, por porosidad intergranular y también es común que la escorrentía superficial presente deficiencias de drenaje por falta de pendiente topográfica. Esta circunstancia da lugar a áreas encarchadas.

7 BIBLIOGRAFÍA

BOUYX, E. (1970).- Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciens de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). **Mem. Inst. Geol. Minero** núm. 73, pp. 1-263.

BRASIER, M.D., PEREJÓN, A., DE SAN JOSÉ, M.A.- Discoveri of an importante fossiliferous. Precambrian-Cambrian sequence in Spain. **Estudios Geológicos**, vol. 35, pp. 379-383. (1979).

CAPOTE, R., GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de la provincia de Cáceres. **Bol. IGME. LXXXII-II**, pp. 147-151.

CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNÁNDEZ-CASALS, M.I., MORENO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M., VEGAS, R. (1977).- The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. **Estudios Geológicos**, 33, pp. 343-355.

CORTÁZAR, D. de (1878).- "Expedición Geológica por la provincia de Toledo en 1877. **Bol. Con. Mapa Geol. de Esp. T. V**, pp. 139-144.

CORTÁZAR, D. de (1878).- "Expedición Geológica por la provincia de Toledo en 1878. **Bol. Con. Mapa Geol. de Esp. T. V**, pp. 321-326.

CORTÁZAR, D. de (1880).- Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real. **Bol. Con. Mapa Geol. de España**", T. VII, pp. 289-330.

EGOZQUE, J. y MALLADA, L. (1876).- "Memoria geológica-minera de la provincia de Cáceres". **Men. Con. Mapa Geol. de España**. Madrid.

ESPEJO, R. (1981).- "Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo Raña en el sector de Cañamero-Horcajo de los Montes". **Tesis Docto-**

ral Col. Tesis doctorales I.N.I.A. n° 27.

FISCHER, K. (1977).- "Reliefgenerationen in gebiet der Montes de Toledo.Zentralspanien". **Würzb Geogr. Arb. H.** 45, pp. 69-87.

GARCÍA ABAD, F. y MARTÍN SERRANO, A. (1980).- "Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)". **Estudios Geológicos**, 36, pp. 391-401.

GIL CID, D. (1970).- "Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de Los Montes de Toledo (Trilobites)". **Est. Geol.** Vol. 26, pp. 285-295.

GIL CID, D. (1972 a).- "Notas sobre algunos Calymenáceos (Trilobites) del Ordovícico de Los Montes de Toledo". **Est. Geol.** Vol. 27, pp. 285-295.

GIL CID, D. (1972 b).- "Sobre algunos Asaphidae (Trilobites) del Ordovícico de Los Montes de Toledo". **Est. Geol.** Vol. 28, pp. 89-101.

GIL CID, M.D., GUTIÉRREZ ELORZA, M., ROMÁRIZ, C., VEGAS, R. (1976).- El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España). **Comunicaciones Servicio Geológico de Portugal**. 60, pp. 17-31.

GIL CID, M.D., PEREJÓN, A., SAN JOSÉ, M. D. de (1976).- "Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de Los Navalucillos (Toledo)". **Tecniterrae**, vol, 13, pp. 1-19.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914 a).- "Un ejemplo de metamorfismo en Los Montes de Toledo". **Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.** t, XIV, pp. 383-385.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914 b).- "Excursión geológica de Navas de Estena (Montes de Toledo). **Bol. R. Soc. Esp. Nat.** t. XIV, pp. 385-388.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916).- "Bosquejo geográfico de Los Montes de Toledo". **Trab. del Mus. Nac. de Ciencias. Nat. (Ser. Geol.)**, n° 15, pp. 5-74.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- "Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres. **Est. Geol.** Vol. XXVII, pág. 177-180.

HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1912).- "Itinerario geológico de Toledo a Urda". **Trab. Mus. Nat.** (Serv. Geol.) n° 1, pp. 5-46.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932).- "Estudio de la región volcánica central de España". **Mem. Acad. de Ciencias Ex. Fis. Nat.**, 3, pp. 1-267.

HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A., VILAS, L. (1977).- Ensayo de correlación del Precámbrico entre Los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel". **Estudios Geológicos** 33, pp. 327-342.

HUDLESTON, P.I. (1973).- "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". **Tectonophysics** 16, pp. 1-14.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M^a, RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. Memória explicativa, 90 pp.

KLEIN, Cl. (1959).- Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation. **Ann. de Geograp.** pp. 282-317.

LEÓN, C., JIMENO, G., y QUINQUER, R. (1978).- Mapa Geológico de España. E: 1.50.000, n° 711. Las Guadalerzas. **IGME**.

LOTZE, F. (1945 a).- Einige probleme der Iberiscen Meseta **Geotek. Forsch.** H.G. pags. 1-2. Berlín.

LOTZE, F. (1945 b).- Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. **Geol. Forschg.** 6, 78-92.

LOTZE, F. (1954).- Forschungen zur Stratigraphie des westmediterranean Kambriums. **Jb. Akd. Wies. Lit.** 68-69.

LOTZE, F. (1956).- Über Sardische Becegunen in Spanien und ihre Beziehungen zur assystischen. **Faltung Geotek Sympos. Zu Ehren von Stille**, 128-139. Stuttgart.

LOTZE, F. (1960).- El Precámbrico en España. **Not. y Com. del IGME**, vol. 60, pp. 227-239.

LOTZE, F. (1961).- Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España. **Not. y Com. del IGME**, vol. 61, pp. 137-161.

LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1961).- "Sobre la existencia de orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias". **Brev. Geol. Asturica**, n° 3-4, pp. 51-72.

LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).- Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne. **C.R. Somm. Soc. Geol. France**, 8, pp. 245-246.

LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1963 a).- Sur la presence

d'une discordance précambrienne au sud de Toledo (Espagne). **C.R. Somm. Soc. Geol. France**, 7, pp. 250-252.

LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1963 b).- Sur l'estratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (Prov. de Cáceres, España). **C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.** 5, pp. 152-153.

LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1965).- Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne). **C.R. Somm. Soc. Geol. France**, 7, pp. 220-221.

MACHENS, E. (1954).- Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Iberischen in Berich des oberen Guadiana. **Diss Math. Natur.** pp. 1-173.

MARTÍN ESCORZA, C. (1971).- "Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)". **Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.** T. 69, pp. 262-265.

MARTÍN ESCORZA, C. (1976).- "Las capas de transición", Cámbrico inferior y otras series preordovícicas "(Cámbrico superior ?) en Los Montes de Toledo Surentales. Sus implicaciones geotectónicas". **Est. Geol.** Vol. 33, pp. 591-613.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977 a).- Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior, el límite Cámbrico-Ordovícico y fases sárdicas en Los Montes de Toledo. Consecuencias geotectónicas. **Est. Geol.**, vol. 33, pp. 57-58.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977 b).- "Evolución dinámica del basamento durante el Cámbrico en Los Montes de Toledo Suoccidentales". **Bol. Geol. Min.** T. LXXXVIII-VI, pp. 621-527.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977).- "Aplicación de las imágenes LANDSAT al estudio de las relaciones entre las "Raña" y la tectónica pliocena en la Meseta Central Española". **Tecniterrae**, 20 pp.

MARTÍN-SERRANO, A. (1979).- "El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". **Tecniterrae**, 28, pp. 11-19.

MERTEN, R. (1955 a).- Stratigraphie und Tektonik der Nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien). **Diss. math-naturwiss.** Fak. Univ. Munster, pp. 1-109.

MERTEN, R. (1955 b).- Tectonik der granit und Sedimentagesteine in den Montes de Toledo (Spanien) und den angrenzenden Gebieten. **Z. Dtsch. Geol. Ges.**, 105, pp. 1-572.

MOLINA, (1975).- "Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo

de Calatrava (Ciudad Real)”. **Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario**, núm. 3, 106 pp.

MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980).- “Quelques precisions sur l’alteration du Massif Hercynien espagnol”. **C.R. Acad. Sc. Paris**, 290, pp. 1.293-1.296.

MONTESERIN, V. (1981).- “Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja nº 682 Sevilleja de la Jara”. **IGME**.

MORENO, F. (1974).- “Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. **Bol. IGME**. T. LXXXV. (4), pp. 396-400.

MORENO, F. (1975).- Olistostromas, fangoconglomerados y “slump-folds”. Distribución de facies en las series de tránsito precámbrico -cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Prov. de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). **Estudios Geológicos** vol. 31, pp. 246-260.

MORENO, F. (1977).- Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. **Studia Geológica**, 12, pp. 123-136.

MORENO, F. (1977).- “Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales”. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid.

MORENO, F., VEGAS, R., MARCOS, A. (1976).- Sobre la edad de las series Ordovícicas y Cámbricas relacionadas con la discordancia “Sárdica” en el Anticlinal del Valdelacasa. (Montes de Toledo, España). **Brevioria Geol. Astúrica** XX núm. 1, pp. 8-16.

MORENO, F. y GÓMEZ, J. (1984).- Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, Hoja nº 633. Espinoso del Rey. **IGME**. (en prensa).

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976).- Los Montes de Toledo. **Rev. de Geografía de la Universidad de Oviedo**. Instituto J.S. Elcano (C.S.I.C.).

MUÑOZ, J. y ASENSIO, I. (1975).- “Los depósitos de raña entre los ríos Pusa y Torcón”. **Est. Georg. Homenaje a D. Manuel Teran**. 36, pp. 797-806.

NOZAL, F. (1981).- Mapa Geológico de España. e. 1:50.000. Hoja nº 708. Minas de Santa Quiteria. **IGME**.

NOZAL, F. y INSUA, M. (1980).- Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 734. Villarta de los Montes. **IGME**. (en prensa).

NOZAL, F. y INSUA, M. (1980).- Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja

nº 735. Fontanarejo. **IGME**. (en prensa).

OEN ING SOEN (1970).- Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. **Bol. Geol. Min.** 81 (2/3), pp. 271-248.

PARGA, J.R. (1969).- "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". **Trab. Lab. Geol. Lage.** nº 37, 15 pp.

PRADO, C. del, VERNEUIL, E. de, et BARRANDE, J. (1855).- "Memoire sur la Geologie d'Almadén, d'une partie de La Sierra Morena et des Montagnes de Toledo, suivi d'une description des fossiles qui s'y rencontrent". **Bull. de la Soc. Geol. de France**, 2^{ème}. série, t. XII, pp. 3-86.

RAMÍREZ RAMÍREZ, E. (1965).- El sinclinal del Guadarranque (Cáceres). **Estudios Geológicos**, vol. XI, pp. 409-436.

RAMÍREZ RAMÍREZ, E. (1955).- El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de Los Montes de Toledo. **Not. y Com. del IGME**, vol. 40, pp. 53-87.

RAMSAY, J.C. (1967).- Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-hill. Co.

RANSWEILLER, M. (1967).- Geologische karte der Ostlichen Extremadura (iné-dito). (PNIM-IGME).

REDONDO, E. y MOLINA, E. (1980).- "Bosquejo morfológico de la cuenca del río Bullaque (Ciudad Real). **Bol. Geol. y Min.** T. XCI-III, pp. 472-480.

ROBARDET, M., VEGAS, R., PARIS, F. (1980).- El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Studia Geológica*. Salamanca, XVI pp. 103-121.

SAN JOSÉ, M.A (1965).- "Estudio geológico de los alrededores de San Pablo de Los Montes de Toledo (Toledo). Tesis de licenciatura. Dpto. de Estratigrafía. Univ. Compl. de Madrid. (iné-dito).

SAN JOSÉ, M.A. (1970 a).- Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000, síntesis 1ª edic. Memoria de la Hoja nº 60 (Villanueva de la Serena), 3-19. Madrid.

SAN JOSÉ, M.A. (1970 b).- Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000, síntesis 1ª edic. Memoria de la Hoja nº 52 (Talavera de la Reina). 3-21. Madrid.

SAN JOSÉ, M.A. (1970 c).- Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000, síntesis 1ª edic. Memoria de la Hoja nº 53 (Toledo), 3-21. Madrid.

SAN JOSÉ, M.A., PELÁEZ, J.R., VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974).- Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de Los Montes de Toledo. **Bol.**

Geol. y Min. 85, pp. 21-31.

SOLE, L. (1952).- Geografía de España y Portugal. Geografía física. T. I, Ed. **Montaner y Simón**. pp. 497.

TAMAIN, G., OUTRACHT, A., CARRE, J.P., HELOIR, M., PERAN, M. y POU-PON, G. (1970).- "L'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". **94 Congr. des Socc. Savants. Pau 1969. Sciences**. T. 2, pp. 275-292.

VAUDOUR, J. (1969).- "Données nouvelles et hypothèses sur le Quaternaire de la région de Madrid". **Méditerranée**, nº 8, pp. 79-92.

VEGAS, R. (1974).- "Las fallas de desgarre del SO. de la Península Ibérica. **Bol. Geol. y Min.** T. LXXXV-II, pp. 153-156.

VEGAS, R., ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977).- "Significado del complejo esquisto-grauváquico en relación con otras series pre-Arenig" de España Central. **Studia Geologica**, 12, pp. 207-205.

VEGAS, R., ROIZ, J.M. (1979).- "La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las regiones de Las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental Alcudiana). **Tecniterrae** nº 28, pp. 1-5.

WEGGEN, K. (1955).- Stratigraphie und Tektonik der südlichen Montes de Toledo (Spanien). **Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster**. 103 Pags.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España