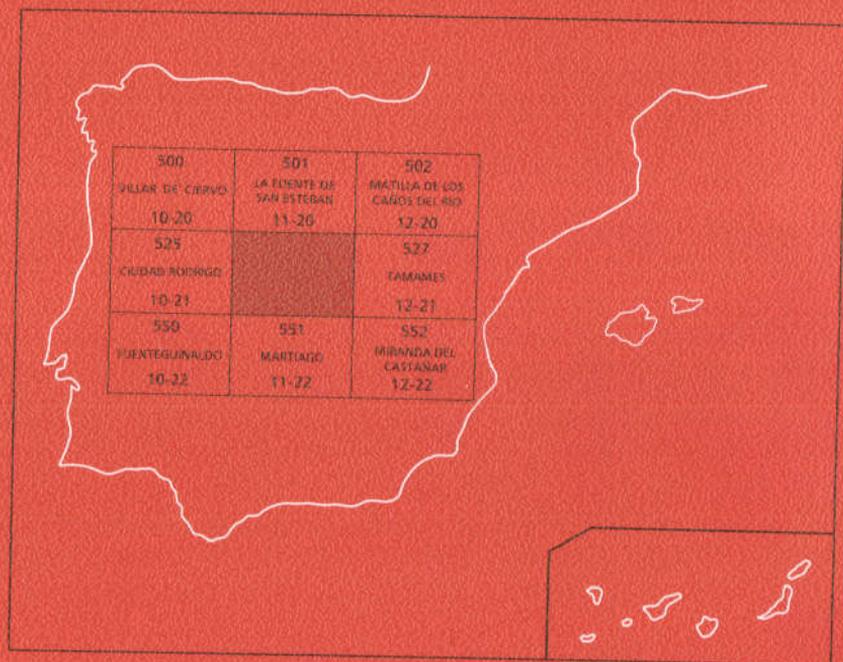




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



SERRADILLA DEL ARROYO



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SERRADILLA DEL ARROYO

Primera edición

MADRID, 1990

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos) en el año 1988, con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes autores.

Geología de campo, síntesis y Memoria:

- Bascones Alvira, L.
- Rodríguez Alonso, M.^a D.

Colaboraciones:

- *Sedimentología y Memoria de carbonatos del Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior*: Valladares, I., del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca.
- *Geología estructural*: Díez Balda, M.^a A., del Departamento de Geología Interna de la Universidad de Salamanca.
- *Sedimentología del C. E. G.*: Rodríguez Alonso, M.^a D., del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Sedimentología del Paleozoico*: Carballeira Cueto, J., del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca.
- *Cuaternario y geomorfología*: Cantano, M., del Departamento de Geomorfología de la Universidad de Salamanca.
- *Petrografía*: Rodríguez Alonso, M.^a D., del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Micropaleontología*: Liñán, E., y Palacios, T., de los Departamentos de Paleontología de las Universidades de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.
- *Minerales pesados y ligeros*: Rincón, R., del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.
- *Rayos X*: Brell, J. M., del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

Dirección y supervisión del ITGE:

- Monteserín López, V.

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico Geominero de España existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos y micropaleontológicos.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.

Depósito Legal: M - 41.903 -1990

NIPO 232 - 90 - 005 - 1

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

INDICE

	Páginas
0 Introducción	5
1 Estratigrafía	6
1.1 Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior	6
1.2 Paleozoico	23
1.2.1 Ordovícico Inferior	23
1.2.1.1 Conglomerados, microconglomerados y areniscas (Unidad I) (8)	23
1.2.1.2 Areniscas, cuarcitas y pizarras (Unidad II) (9)	26
1.2.1.3 Cuarcitas. Cuarcita Armoricana (Unidad III) (10)	27
1.3 Terciario	29
1.3.1 Eoceno	29
1.3.1.1 Areniscas con intercalaciones de fangos (11)	29
1.3.2 Oligoceno	34
1.3.2.1 Arcosas blancas y rosadas (12)	34
1.3.2.2 Arcosas y arenas feldespáticas rojizas (13)	36
1.3.3 Mioceno Inferior	37
1.3.3.1 Arcosas, arenas gruesas y gravas con cantos (14)	37
1.3.4 Mioceno Inferior-Superior	38
1.3.4.1 Fangos y conglomerados (15)	38
1.3.4.2 Conglomerados (16)	39
1.4 Cuaternario	40
1.4.1 Pleistoceno	40
1.4.1.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas (17) y (18)	40
1.4.2 Pleistoceno - Holoceno	40
1.4.2.1 Cantos y bloques angulosos matriz arenarcillosa. Derrubios de ladera y canchales (22)	40

	Páginas
1.4.3 Holoceno	41
1.4.3.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (19), (20) y (21)	41
1.4.3.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial (23)	41
2 Tectónica	41
2.1 Introducción	41
2.2 Deformaciones prehercínicas	42
2.3 Orogenia hercínica	43
2.3.1 Pliegues de primera fase hercínica	44
2.3.2 Pliegues tardíos	45
2.3.3 Esquistosidad de primera fase hercínica	45
2.3.4 Esquistosidad tardía (crenulación)	47
2.3.5 Lineaciones de primera fase hercínica	47
2.3.6 Fracturas	48
3 Geomorfología	50
3.1 Introducción y situación morfoestructural	50
3.2 Rasgos orográficos	51
3.3 Dominio con control tectónico-estructural	52
3.4 El piedemonte	52
3.5 Dominio paleógeno	53
3.6 Las rañas	53
3.7 Rampas de enlace	53
3.8 Depósitos coluvionares	53
3.9 Aluvial	54
3.10 Red fluvial	54
4 Petrología	55
4.1 Petrología metamórfica	55
5 Historia geológica	55
6 Geología económica	57
6.1 Minería	57
6.2 Canteras	57
6.3 Hidrogeología	57
7 Bibliografía	58

0 INTRODUCCION

La Hoja de Serradilla del Arroyo (11-21) se sitúa en el área suroccidental de la provincia de Salamanca, encuadrándose geológicamente dentro del Macizo Hespérico, y más exactamente dentro de la Unidad Geológica Centro-Ibérica (JULIVERT et al., 1974). Desde el punto de vista morfoestructural la Hoja se encuentra localizada en el extremo suroccidental de la submeseta septentrional. Comprende parte de la vertiente norte y suroccidental de la Sierra de Francia y parte del borde sur de la Cuenca de Ciudad Rodrigo.

Los materiales que configuran la Hoja son todos de origen sedimentario y pueden quedar esquematizados de la siguiente forma:

- Sedimentos del Precámbrico-Cámbrico. Se trata de sedimentos pertenecientes al C. E. G. en los que se diferencian tres series separadas por discordancias. Serie Inferior, Serie Intermedia y Serie Superior. Se sitúan en una banda al sur de la Hoja.
- Sedimentos paleozoicos del Ordovícico Inferior, situados principalmente en el cuadrante SE y en el ángulo NO de la Hoja.
- Sedimentos del Paleógeno-Neógeno, que forman parte del relleno de la Cuenca de Ciudad Rodrigo.
- Depósitos neógenos que forman el piedemonte de la vertiente norte de la Sierra.

Estructuralmente, los materiales paleozoicos y precámbricos han sufrido una deformación hercínica principal que origina pliegues de dirección general NO-SE a ONO-ESE, de plano axial subvertical y que llevan asociada una es-

quistosidad de flujo S_1 , casi siempre presente, al menos en los términos más pelíticos. Aparte, con anterioridad a esta deformación de primera fase hercínica, tuvieron lugar otras deformaciones que se evidencian por la fuerte inclinación de las lineaciones de intersección L_1 y por la existencia de dos discordancias que afectan a los sedimentos del Precámbrico-Cámbrico del C. E. G. (Complejo Esquisto Grauváquico).

Por lo que se refiere a los antecedentes de estudios geológicos en la zona cabe mencionar, entre otros, las tesis doctorales de RÖLZ, P. (1975), RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982) y DIEZ BALDA (1982), y los trabajos de LOTZE, F. (1945-1969), MACAYA, J. (1981), JORDA, J. F. (1983), ALONSO GAVILAN, G. et al. (1987) y CANTANO, M. et al. (1987). Así como los trabajos de ROBLES CASAS, R., y ALVAREZ-NAVA, H. (1988), sobre la existencia de dos discordancias dentro de los materiales del C. E. G. (Complejo Esquisto Grauváquico).

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR - CAMBRICO INFERIOR

El Complejo Esquisto Grauváquico constituye un grupo litológico muy potente en el que se reconocen algunos niveles guía cartografiables.

Desde el punto de vista estratigráfico se han distinguido tres unidades litológicas diferentes y superpuestas que se han denominado Unidad Inferior, Intermedia y Superior, respectivamente (RODRIGUEZ ALONSO, 1985, y ROBLES y ALVAREZ NAVA, 1988).

La Unidad Inferior aflora en la mitad sur de la Hoja, y se caracteriza por presentar tramos alternantes arenosos y pelíticos en distintas proporciones (1), junto con intercalaciones de conglomerados (cg) y otros niveles con aspecto caótico. Las características de las facies reconocidas indican que se trata de una sedimentación marina de carácter turbidítico. Su límite inferior es desconocido y el superior está marcado por una discordancia sobre la que se disponen los materiales de la Unidad Intermedia y/o Superior.

Desde el punto de vista sedimentológico se han distinguido los siguientes tipos de facies (fig. 1):

I.—Facies conglomeráticas, entre las que se encuentran tres tipos texturales:

a) Conglomerados grano-soportados sin estructuras.

FACIES	TIPO DE ROCA - TEXTURA	POTENCIA	GEOMETRIA	RELACION ARENA/PELITA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	SECUENCIA DE BOUMA	MECANISMO DEPOSICIONAL	EQUIVALENCIA
I	a	CONGLOMERADOS GRANO - SOPORTADOS	LENTICULAR	VARIABLE ALTA	SIN ESTRUCTURAS	NO ES APLICABLE	GRAIN FLOW, FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD, SANDY DEBRIS FLOW	A ₁
	b	CONGLOMERADOS Y ARENISCAS CONGLOMERATICAS			DEBRIS FLOW, MUD FLOW		A ₂	
	c	CONGLOMERADOS MATRIZ - SOPORTADOS						
II	ARENISCAS DE GRANO FINO A MEDIO, SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		ALTA >> 1	SIN ESTRUCTURAS AMALGAMACION	NO ES APLICABLE	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	B ₁
III	ARENISCA DE GRANO MEDIO A FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS. OCASIONALMENTE TAMAÑO GRAVA O ARENA MAS GRUESA	15 - 130 cm.	LENTICULAR	> 1		NO ES APLICABLE T. DUNA / c/e	FLUJO TRACTIVO	B ₂
IV	ARENISCA DE GRANO FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS	2 - 4 cm.	LENTICULAR	> 1		NO ES APLICABLE T. DUNA / e	FLUJO TRACTIVO	E
V	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		> 1		Ta / c / e Ta / c	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	C ₁
VI	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		>> 1		SECUENCIA DE BOUMA MAS O MENOS COMPLETA		C ₂
VII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		> 1		Tb - c Tc - e Td - e	FLUJO TURBULENTO DE BAJA DENSIDAD DEPOSICION EN CONDICIONES DE TRACCION + DECANTACION	D ₁
VIII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE			< 1				D ₂
IX	PELITA CON ALGO DE LIMO	MILIMETRICA A CENTIMETRICA		0		Te	FLUJO TURBULENTO MUY DILUIDO	D ₃
X	PELITAS MASIVAS, ESCASA ARENA	METRICA		0 - A1		NO ES APLICABLE	MUD FLOW	A ₂ ?
XI	PELITAS NEGRAS CARBONOSAS ABUNDANTE PIRITAS, NODULOS SILICEOS Y FOSFATADOS	METRICA		< 1		NO ES APLICABLE	FACIES EUXINICAS, DEPOSICION LENTA CON ESCASO APORTE DETRITICO GRUESO	G?
XII	FACIES CAOTICAS, BLOQUES Y MASAS DESORDENADAS	METRICA		VARIABLE		NO ES APLICABLE	DESlizAMIENTO GRAVITACIONAL, SLUMPING, TRANSICION A DEBRIS FLOW	F

GEOMETRIA, PLANO-PARALELA

TECHO ONDULADO

GEOMETRIA CANALIZADA

GRANOSELECCION +, -

ORIENTACION DE LOS CANTOS

LAMINACION PARALELA

LAMINACION SUBPARALELA

LAMINACION CRUZADA DE BAJO ANGULO Y MEDIANA A GRAN ESCALA

LAMINACION CRUZADA A PEQUEÑA ESCALA

RIPPLES

ESTRUCTURA DE CARGA

SLUMPING

CONVOLUTE LAMINATION

CANTOS PELITICOS

Figura 1 - CARACTERISTICAS DE LAS FACIES SILICICLASTICAS DISTINGUIDAS EN EL C.E.G. Y SU EQUIVALENCIA CON LAS OBSERVADAS EN OTROS DEPOSITOS DE ABANICOS SUBMARINOS POR MUTTI y RICCI LUCCHI (1972, 1975), RICCI LUCCHI (1978) y RICCI LUCCHI ET AL. (1981)

b) Conglomerados y areniscas conglomeráticas con grano selección normal o inversa-normal.

c) Conglomerados matriz-soportados.

En general, ambos tipos son polimícticos, con clastos de cuarzo y diversos FR en una matriz que varía entre pelítico-arenosa y arenoso-pelítica. Se presentan en niveles con geometría lenticular y sin superficies de estratificación interna.

Dichas facies conglomeráticas se corresponden con las señaladas como facies A_1 y A_2 por MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), y son interpretadas como el resultado de la sedimentación, ya sea de «grain flows», flujos turbulentos de alta densidad y «sandy debris flows» para los dos primeros tipos, y como el producto de la sedimentación de «debris flows» o «mud flows» para el caso de las facies conglomeráticas matriz-soportadas.

- II.—Facies de areniscas de grano fino a medio con geometría tabular o canalizada a escala de afloramiento, y potencia variable. Frecuentemente se presentan sin estructuras internas, a veces con clastos pelíticos mayores de 2 mm., aislados a su interior, o bien englobando «slumps» o con pequeñas pasadas pelíticas discontinuas, quizá como resto de amalgamación entre varias capas. Otras veces presentan granoselección normal o inversa, generalmente desde el tamaño medio-fino a muy fino. Este tipo de facies puede corresponder a las facies B_1 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), tratándose de un material transportado y depositado probablemente a partir de un flujo turbulento de alta densidad.
- III.—Facies arenosas y arenoso-pelíticas de grano medio a fino, con geometría lenticular (base plana o ligeramente erosiva y techo ondulado) que presentan laminaciones subparalelas y oblicuas muy tendidas a media y gran escala. Estas laminaciones están definidas por finísimas películas pelíticas que se desarrollan a menudo en todo el interior del estrato o bien únicamente en la base o en la parte superior donde ocasionalmente también se observan laminaciones de «ripples». Algunas veces estas facies se presentan en estrato con granulometría más grosera, grava y arena muy gruesa y con las mismas características, reconociéndose también clastos pelíticos en la base. En conjunto, su potencia varía entre 15 cm. y 1,30 m. Este tipo de facies es equivalente a la facies B_2 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), y corresponde al depósito modelado por un flujo tractivo sobre un lecho de arenas o gravas.
- IV.—Facies arenosas de grano fino y de pequeña potencia (2-4 cm.), con geometría lenticular, de base plana y techo ondulado y con escasa con-

tinuidad lateral. Su interior está constituido exclusivamente por laminaciones de «ripples» definidos por pequeñas partículas pelíticas o bien pueden presentar exclusivamente la forma ondulada exterior sin que aparezcan estructuras internas. Este tipo es asimilable a la facies E de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), tratándose asimismo de un depósito producido por un flujo tractivo.

- V.—Facies arenoso-pelíticas, con neto predominio de la fracción arenosa, de grano fino generalmente, y que constituye la mayor parte del estrato, en las cuales se pueden reconocer los intervalos de la secuencia de Bouma Ta/c/e o Ta/c. Se trata de estratos con contactos plano-paralelos y de potencia variable que se corresponden con la facies C₁ de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), y son el resultado de la sedimentación a partir de una corriente de turbidez densa.
- VI.—Facies arenoso-pelíticas, también con predominio arenoso de grano fino, pero en las que el porcentaje de arena/arcilla es más bajo que en la facies anterior, y que presentan una granoselección en la vertical a nivel de todo el estrato, en el cual pueden distinguirse los intervalos de la secuencia de Bouma más o menos completa. Dichas facies, que presentan geometría tabular y potencia variable, tienen equivalencia con las facies C₂ de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), tratándose de materiales transportados y depositados a partir de una corriente de turbidez concentrada.
- VII.—Facies arenoso-pelíticas de pequeña potencia y límites paralelos, en las que la proporción arenosa, siempre de grano fino, domina o se iguala a la pelítica, y en cuyo interior pueden observarse los intervalos de la secuencia de Bouma a la que le faltan los términos basales a y/o b. Se trata de las facies D₁ de RICCI LUCCHI (1978), formadas a partir de la deposición de flujos turbulentos de baja densidad en condiciones de tracción más decantación.
- VIII.—Facies pelítico-arenosas, con proporción arena/pelita 1, constituidas por estratos plano-paralelos de pequeña potencia en las que se desarrolla la secuencia de Bouma incompleta, con estructuras de tracción más decantación. De este modo resulta una monótona alternancia milimétrica o centimétrica de láminas pelíticas claras y oscuras en las que varía la proporción y el tamaño de grano de cuarzo, minerales arcillosos y materia orgánica, en la cual se intercalan esporádicamente niveles arenosos milimétricos o centimétricos que presentan «ripples» a veces aislados. En dichas sucesiones se desarrollan frecuentemente estructuras de deformación por carga. Estas facies corresponden al tipo D₂ de RICCI LUCCHI (1978) y representan el resultado del transporte y sedimentación de corrientes de turbidez diluidas.

IX.—Facies pelíticas grises con laminación paralela, en las que la proporción arenosa es muy escasa y predomina el tamaño limo y arcilla. Constituyen estratos de contactos plano-paralelos en los que se alternan láminas milimétricas a centimétricas de colores claros y oscuros, según su contenido en cuarzo, minerales arcillosos o materia orgánica, formando una laminación paralela que en algunos puntos puede ser irregular o discontinua. Estas facies corresponden al tipo D₃ de RICCI LUCCHI (1978) y representan el resultado de la sedimentación de corrientes de turbidez muy diluidas.

X.—Facies pelíticas sin estructuras, de color gris, beige o verdoso, en las que apenas se desarrolla esquistosidad. Son muy blandas y en algunos lugares contienen cristales de pirita aislados. Se presentan en bancos potentes intercalados entre otras facies y representan depósitos de «mud flows».

XI.—Facies de pelitas negras carbonosas con abundante pirita e intercalaciones milimétricas de niveles más claros pelíticos, escasas veces arenosos, que definen una laminación paralela. En ocasiones se encuentran aislados algunos nódulos silíceos y fosfatados. Estas facies indican unas condiciones de deposición lentas con escaso aporte de material detrítico grueso, en un ambiente reductor y con gran riqueza en materia orgánica. Tales condiciones son típicas de las facies euxínicas.

XII.—Facies caóticas, en las que se engloban los depósitos que se presentan brechificados, «slumpizados» o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Su potencia es variable, desde varios centímetros a varios metros, y están frecuentemente relacionadas y en transición con las facies conglomeráticas matriz-soportadas. Este tipo de facies corresponde a las facies F de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), representando los depósitos producto del deslizamiento gravitacional con mayor o menor deformación plástica, en los que una masa semi-consolidada o rígida se desliza a lo largo de un plano, manteniendo su coherencia interna (RUPKE, 1978).

Un ejemplo de distribución de facies se refleja en la columna levantada en la Ribera de Serradilla (fig. 2) (Unidad Inferior), en la que se reconoce un predominio de facies arenosas y arenoso-pelíticas (1), alternando con facies pelítico-arenosas y pelíticas. Localmente se encuentran algunas intercalaciones de facies tractivas y conglomeráticas (cg). En líneas generales se trata de facies depositadas por corrientes de turbidez de alta y baja densidad, con menor proporción de las formadas por procesos tractivos o transportadas en masa.

La Unidad Intermedia ha sido diferenciada en esta Hoja únicamente al N de Pastores y en contacto discordante sobre la Unidad Inferior (ROBLES y AL-

VAREZ NAVA, 1988). Está constituida por pelitas negras (2 y 4) y rocas carbonatado-detríticas (3), con escasa proporción de rocas cuarzo-anfibólicas, que en conjunto representan una sedimentación de un medio de talud-plataforma.

La sedimentación de las pelitas negras supone un cambio en las condiciones de la cuenca que luego se repite varias veces en la Unidad Superior, indicando una sedimentación lenta, con escaso aporte de detríticos gruesos, en un ambiente reductor y con gran riqueza en materia orgánica. En dicho ambiente se vio favorecida la formación de fosfatos que aparecen como finas láminas o nódulos intercalados entre las pelitas negras (2 y 4).

Se han levantado dos columnas en los materiales carbonatados (3) en las proximidades de Pastores; una al N de esta localidad, concretamente en el término denominado Cabezal Viejo (fig. 3), donde aparece la Serie Intermedia de ROBLES y ALVAREZ NAVA (op. cit.), en la que los 2,5 m. más superiores están muy cubiertos y no se pueden describir. En ella se han reconocido varios tipos de facies sedimentarias (VALLADARES y RODRIGUEZ ALONSO, 1988). La segunda columna (fig. 4), próxima a la anterior (N de Pastores), en la cual afloran muy mal todos los tramos, pero se ha levantado debido a que es el único lugar donde aparece la Unidad Superior sobre la Unidad Intermedia de ROBLES y ALVAREZ NAVA (op. cit.) en esta Hoja.

Los sedimentos carbonatado-detríticos (3) constituyen un cuerpo con geometría lenticular que en Cabezal Viejo tiene base erosiva sobre uno de los tramos de pizarras negras antes mencionados.

Dentro de este cuerpo sedimentario se han distinguido los siguientes tipos de facies:

- 1) *Dobletes arenoso-carbonatados*: Están compuestos por dos capas; en la base, caliza arenosa o arenisca de color beige, de 2 mm. a 2 cm. de espesor, que pasa hacia arriba, mediante superficie neta o transición rápida, a caliza gris de 2-5 cm. de espesor. La base siempre es una superficie erosiva planar y los dos términos de los dobletes pueden ser sin estructura o con laminación paralela, siendo mucho más escasas las secuencias truncadas de BOUMA (1962), es decir, aquellas en las que faltan los términos superiores (Tabc ó Tab). Son frecuentes también la amalgamación de capas y las estructuras de carga (flameadas, «ball and pillow structure»), más o menos desarrolladas.

Esta facies se debe a sedimentación rápida por tracción (cuando hay laminación paralela) o por decantación (cuando no hay estructuras) de corrientes de turbidez arenosas de alta densidad (LOWE, 1982), y sólo ocasionalmente habría sedimentación por corrientes de turbidez de menor densidad que darían lugar a turbiditas truncadas.

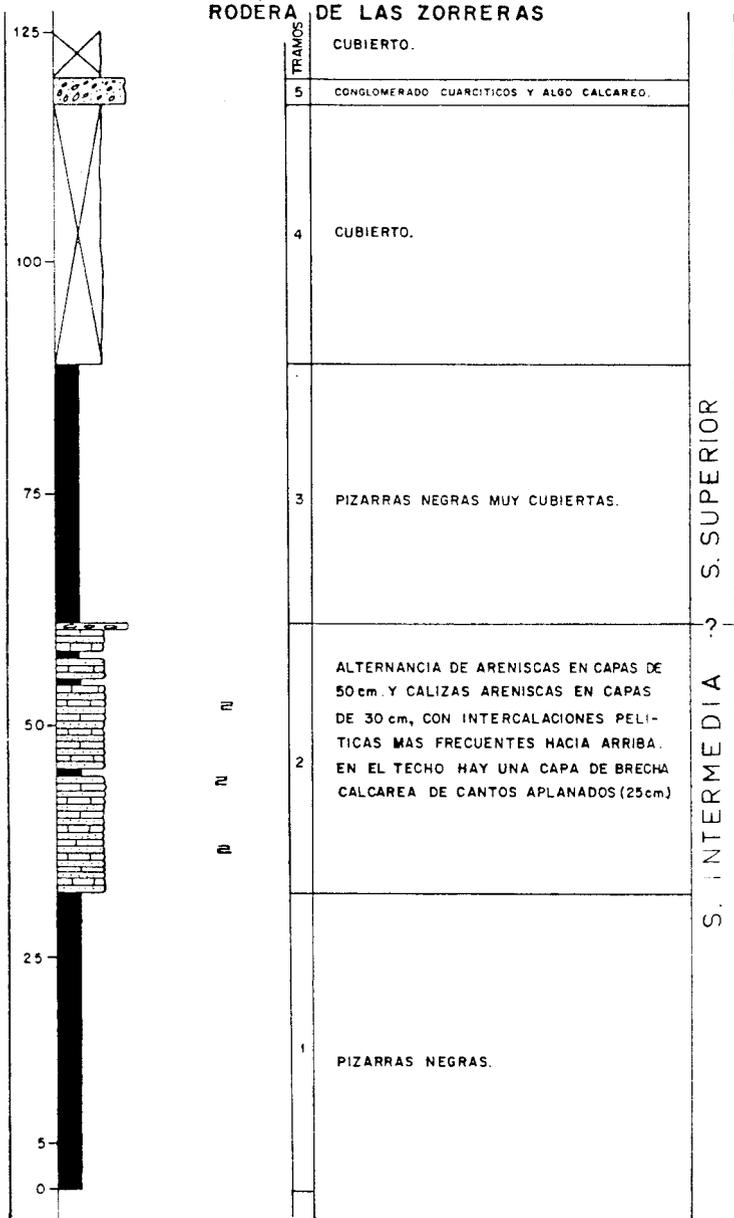


Figura 4.

- II) *Calizas arenosas con cantos*: Son capas generalmente de menos de 10 cm. de espesor de calizas arenosas con cantos carbonatados y siliciclásticos de 3-4 cm. La superficie inferior siempre es erosiva planar y el interior es sin ordenación o, más frecuentemente, con una granoselección inversa, aunque también se puede encontrar granoselección normal. También en este caso son frecuentes las amalgamaciones.

Esta facies se debe a sedimentación por emplazamiento en masa de «grain flows» de densidad modificada, en transición a corrientes de turbidez de alta densidad (LOWE, 1976 y 1982). Este tipo de depósito pueden ser localmente importante en taludes carbonatados (ENOS & MOORE, 1983; COOK & MULLINS, 1983).

- III) *Calizas arenosas con laminación cruzada*: Es la facies más escasa de todas las diferenciadas. Se trata de calizas arenosas con base erosiva planar y techo ondulado, con un espesor siempre inferior a 30 cm. Su geometría es la de «megaripples» o dunas, con alturas entre 6 y 27 cm. y longitudes de onda de 1,50-2,65 m., y presentan en su interior una laminación cruzada planar y localmente pueden aparecer «ripples» de corriente en el techo de estas capas.

Esta facies se interpreta como el retrabajamiento por corrientes tractivas de depósitos previamente sedimentados (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; MUTTI, 1977).

- IV) *Brechas calcáreas de cantos aplanados*: Son brechas calcáreas con cantos de 1 a 25 cm., muy angulosos y generalmente aplanados, sin ningún tipo de ordenación y que pueden ser tanto matriz como grano-soportadas. Los cantos son casi exclusivamente de la caliza gris que constituye la capa superior de los dobles arenoso-carbonatados y de la misma manera presentan frecuentemente en su interior laminación paralela o ninguna estructura. La matriz es arenosa, de color beige, idéntica a la capa inferior de los dobles. El límite inferior de estas brechas, aunque no siempre se puede observar, es una transición gradual de dobles arenoso-carbonatados a brechas, lo cual indica una brechificación «in situ» por procesos de fluidificación y carga. De la misma manera el límite superior de estas brechas es también una transición gradual por disminución de la brechificación a dobles arenoso-carbonatados.

Por tanto, esta facies se muestra como un depósito generado por corrientes de turbidez arenosas de alta densidad en sus etapas de tracción y decantación, que después de una consolidación de los términos carbonatados de los dobles, por procesos de presión-disolución con la consiguiente cementación, es brechificado por procesos de fluidifi-

cación y carga, posiblemente relacionado a una inestabilidad regional importante (COLACICCHI & PASSERI, 1981), que en este caso está indicada por la frecuencia de «slumps», discordancias intraformacionales y vulcanismo, asociado a la aparición de los depósitos carbonatados del Complejo Esquistó Grauváquico en esta zona.

- V) *Brechas calcáreas grano-soportadas*: Son brechas calcáreas grano-soportadas, heterométricas y generalmente de cantos tabulares. La superficie inferior de estas brechas siempre es una superficie erosiva más o menos planar. No se observan superficies de estratificación dentro de ellas y la superficie superior es o erosiva o más frecuentemente es una superficie irregular en la que sobresalen los cantos, adaptándose encima los dobletes arenoso-carbonatados a la morfología dejada por los cantos. Es frecuente reconocer geometría lenticular en esta facies.

El tamaño de los cantos varía entre 1 cm. y 1 m.; son generalmente angulosos y de litología variada. Se han reconocido los siguientes tipos: 1) Cantos de caliza gris más o menos arenosa, generalmente tabulares (representan más del 80 por 100 de los cantos) y, frecuentemente, presentan laminación paralela y/o cruzada de «ripples» de corriente. Algunos, sin embargo, presentan «ripples» de olas. 2) Cantos de caliza micrítica gris oscura que suelen estar muy redondeados. 3) Cantos de arenisca que representan menos del 1 por 100 del total de cantos. 4) Cantos de brecha calcárea, los cuales no siempre aparecen. La matriz es arenoso-limosa, generalmente de color beige. No suele haber ordenación interna de los cantos, pero localmente sí puede verse una grosera granoselección, inversa o normal, y a veces una ligera imbricación de cantos.

Por todas las características descritas, esta facies se interpreta como depósitos de «debris flow» altamente viscosos (COOK et al., 1972; DAVIES, 1977; COOK & TAYLOR, 1977), que puntualmente se hacen menos densos, permitiendo una cierta imbricación o granoselección. La mayoría de los cantos que constituyen estos «debris flows» fueron arrancados de los materiales sobre los que circularon, ya que predominan cantos de litología similar al substrato sobre el que se encuentran (dobletes arenoso-carbonatados), aunque en menor proporción hay cantos procedentes de otras áreas de aporte, como pueden ser plataformas carbonatadas con distintos niveles de energía (cantos con «ripples» de olas y cantos micríticos muy redondeados).

Las características del límite superior de estos depósitos de «debris flow» y su paso a dobletes arenoso-carbonatados hay que interpretarlo

como la evolución de los primeros, una vez que han depositado la carga más gruesa por emplazamiento en masa, a corrientes de turbidez arenosas de alta densidad que dan lugar a la sedimentación de los dobletes (MIDDLETON & HAMPTON, 1973; DAVIES, 1977; COOK & TAYLOR, 1977; LOWE, 1982).

- VII) *Facies arenosas*: Son areniscas de grano fino a medio, a veces algo carbonatadas, en capas de 30 cm., con cantos negros de 1 mm. a 3 cm. Las capas de grano más fino presentan laminación paralela, mientras que los de grano grueso aparecen masivas o con grano-selección positiva en la base, y encima laminación paralela, con base y techo en las capas planares. La base de esta facies es una superficie erosiva sobre un tramo de pizarras negras.

Se interpreta como depósitos por corrientes de turbidez más o menos densas dentro de un canal.

- VIII) *Facies de deslizamiento*: Están constituidas por pizarras y pizarras arenosas de colores negros y beige, que a veces presentan en su interior bloques métricos, fundamentalmente conglomeráticos y carbonatados, y con frecuencia se observan «slumps» y discordancias intraformacionales dentro de ellas.

Esta facies se interpreta como derrumbes y deslizamientos en masa de sedimentos desde el margen de la plataforma o talud superior a la base de éste (ENOS & MOORE, 1983).

- VIII) *Facies de conglomerados*: Se trata de conglomerados tanto grano-soportados como matriz-soportados, de cantos polimícticos (cuarzosos, carbonatados, arenosos, pizarrosos y conglomeráticos), predominando en esta Hoja los cantos de cuarzo. La morfología de los cantos es variable, pero predominan los muy redondeados. El tamaño oscila desde centimétrico a bloques, predominando los primeros. Aunque a veces estos conglomerados no presentan estratificación ni ordenación interna de los cantos, frecuentemente se les encuentra estratificados en capas de 50 cm. a 1 m. de espesor, y con los cantos imbricados o marcando una estratificación cruzada planar. La matriz puede ser arenosa, arenoso-pelítica o calcárea, según las zonas. Esta facies tiene con frecuencia geometría lenticular con base erosiva y techo planar.

Esta facies, cuando no se presenta estratificada ni organizada, como parece que ocurre al N de Pastores, aunque no hay seguridad por lo mal que aflora, se interpreta como depósitos por «debris flow» altamente viscosos. Cuando se encuentra estratificada e internamente organizada, que es lo más frecuente en zonas próximas fuera de esta Hoja, se interpreta como depósitos canalizados generados por corrientes tractivas.

Las tres primeras facies descritas aparecen siempre agrupadas entre sí en carbonatos finamente estratificados (lo que en la figura 3 se llama capas finas), constituyendo el techo de secuencias de escala métrica (1-5 m.), cuya base está siempre constituida por alguna de las brechas descritas.

En la serie levantada en Cabezal Viejo (fig. 3), sobre el tramo 1, constituido por facies arenosa, la facies de brechas calcáreas de cantos aplanados se encuentra representada en la base de los tramos 2-5, ambos inclusive. Las capas finas de estos tramos están constituidas, casi exclusivamente, por dobles arenoso-carbonatados, excepto en el tramo 5, donde es abundante también la facies de calizas arenosas con cantos y más escasa la de calizas arenosas con laminación cruzada.

En estos cuatro tramos siempre la facies de brechas calcáreas de cantos aplanados pasa gradualmente por una disminución en la brechificación a los dobles arenoso-carbonatados. Al mismo tiempo, los dobles en la parte alta de cada uno de estos tramos pasan gradualmente hacia arriba, por aumento de la brechificación, a las brechas de cantos aplanados, excepto en el techo del tramo 5, que está cortado por una superficie erosiva.

El tramo 6 está constituido todo él por facies de brecha calcárea grano-soportada. Es característico en este tramo su límite inferior, que es una superficie erosiva con una importante canalización, que erosiona en parte el techo del tramo 5. Es también característico su límite superior, que es también una superficie erosiva con una importante canalización, que es, posiblemente, la causa de que falten las capas finas de esta secuencia. Sobre esta superficie erosiva se encuentran las restantes secuencias, de los tramos 7 a 11, las cuales van rellenando la depresión dejada por la superficie erosiva anteriormente citada.

Estos últimos tramos tienen brecha calcárea grano-soportada en su base que descansa siempre sobre una superficie erosiva plana, y pasan en la vertical, con las características descritas anteriormente, a los dobles que es la facies más frecuente en las capas finas de estos tramos. Sin embargo, en los tramos 9 y 10 es bastante abundante entre las capas finas la facies de calizas arenosas con laminación cruzada y es muy escasa la de calizas arenosas con cantos.

En el conjunto de la serie se observa una disminución gradual del contenido en siliciclásticos desde la base hasta el tramo 4, aunque no llega a desaparecer completamente. A partir del tramo 8, se produce de nuevo un aumento gradual del contenido en siliciclásticos, de tal manera que en el techo de la serie se pasa a una arenisca calcárea.

En la columna levantada al NO de Pastores (fig. 4) sobre las pizarras negras

basales hay un tramo constituido por una alternancia de areniscas y calizas arenosas que es el equivalente lateral de la columna de Cabezal Viejo (fig. 3). Los dos primeros tramos corresponden a la Unidad Intermedia, mientras que el último tramo corresponde a la Unidad Superior de ROBLES & ALVAREZ NAVA (op. cit.).

A la vista de las características geométricas del conjunto de sedimentos carbonatado-detríticos y su base erosiva sobre materiales finos, en Cabezal Viejo se interpreta como un depósito de relleno de canal en varias etapas de abandono y reactivación, donde la facies de brechas calcáreas grano-soportadas, sedimentadas por «debris flow» viscosos, corresponden a facies de eje de canal, mientras que las otras facies (dobletes, calizas arenosas con cantos, calizas arenosas con laminación cruzada y, por supuesto, las brechas calcáreas de cantos aplanados que resultan de diagénesis en dobles) corresponden a facies de margen de canal, por su asociación a facies de grano grueso (CAZZOLA et al., 1981). La facies de eje de canal está alimentada en su mayor parte por los materiales de sus propios márgenes, lo cual vuelve a confirmar una inestabilidad importante. En menor medida hay aportes de una plataforma carbonatada más o menos afectada por oleaje.

En cuanto a la otra columna, se hace difícil hacer una interpretación sedimentológica, debido a lo mal que afloran todos los materiales, pero dado que no se observa ninguna canalización y su proximidad a Cabezal Viejo, los sedimentos carbonatado-detríticos del tramo 2 se interpretan como depósitos de fuera de canal (intercanal) por corrientes de turbidez más o menos diluidas. En cuanto a los conglomerados detríticos del techo de la serie, poco se puede decir, excepto que se corresponden con otros niveles conglomeráticos que aparecen en la Serie Superior, en las Hojas limítrofes (Ciudad Rodrigo y Fuenteguinaldo).

Por tanto, el afloramiento al N de Pastores, por el tipo de secuencias y facies que presenta, se interpreta como depósitos de canal e intercanal en la parte inferior de un talud carbonatado no deposicional (COOK & MUL-LINS, 1983), posiblemente relacionado a una plataforma con barreras (READ, 1980), que se caracteriza por la abundancia de depósitos de flujo por gravedad («debris flow» y flujos de arena) procedentes de la citada plataforma.

Finalmente, la *Unidad Superior* se caracteriza por un predominio pelítico (6), presentando varios tramos de pelitas negras (7) con niveles y nódulos fosfatados, entre los que se encuentran otras alternancias pelítico-arenosas con niveles de conglomerados diversos (cg) (carbonatados, cuarzosos, feldespáticos y fosfatados). En todo el conjunto se reconocen grandes variaciones laterales de facies.

En esta Hoja la Unidad Superior se superpone discordantemente sobre la Intermedia únicamente al N de Pastores, presentando en su base un conglomerado carbonatado-detrítico (5), desorganizado, que desaparece hacia el E (ROBLES y ALVAREZ NAVA, 1988). En otros puntos del área se observa una disposición discordante de la Unidad Superior sobre la Inferior. Esta discordancia puede observarse en la carretera que une La Peña de Francia con Monsagro.

En líneas generales, la Unidad Superior representa una sedimentación en un medio de talud-plataforma en la parte inferior, que gradualmente va haciéndose más somera en los niveles superiores, observándose en áreas situadas más al NE un tránsito gradual de estos metasedimentos a las facies arenosas someras del Cámbrico Inferior (Areniscas de Tamames; DIEZ BALDA, 1980, 1982, 1986).

PETROGRAFIA

Desde el punto de vista petrográfico, las grauvacas y pelitas constituyen el grupo litológico más abundante, predominando siempre sobre los conglomerados, rocas carbonatadas y anfibólicas.

Metapelitas.—Se trata de rocas con textura blastopelítica constituida por una fina masa de filosilicatos (sericita, clorita, moscovita) con distintas proporciones de cuarzo en clastos de tamaño limo a arena fina. Entre los minerales accesorios se reconocen feldespatos, biotita, opacos, turmalina, circón y apatito.

Según la mineralogía dominante se han distinguido varios tipos: metapelitas sericíticas, metapelitas carbonosas y metapelitas limo-arenosas y arenosas. En las pelitas negras es notable la presencia de material carbonoso que le confiere su color. En ellas también suele encontrarse pirita y, ocasionalmente, material rico en fosfatos, constituyendo finas láminas, nódulos o clastos.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son la laminación paralela y oblicua, de potencia milimétrica, que suele estar definida por un cambio granulométrico, desde los términos limo o arena fina hasta arcilla, o también por la alternancia de láminas con distinta proporción de filosilicatos, cuarzo o material carbonoso.

La mayoría de los filosilicatos han sido orientados por la deformación de la primera fase hercínica y, ocasionalmente, presentan una crenulación posterior.

El metamorfismo regional, en facies de esquistos verdes, ha desarrollado clorita, a veces en pequeños cristales dispersos.

Areniscas.—En este grupo se incluyen rocas clasificadas desde areniscas líticas a cuarzarenitas feldespáticas, con clastos de tamaño entre arena fina a gruesa y grava, con una proporción variable de matriz.

El esqueleto está compuesto mayoritariamente por cuarzo (mono y policristalino), fragmentos de roca (pelítica, carbonatada, cuarzo monocristalino + sericita, biotita o clorita) y feldespatos. El material cementante es calcita, a veces dolomita, con textura granular o poiquiloblástica. Como minerales accesorios se encuentran biotita, opacos, turmalina y circón.

Metagrauvas.—Son rocas con textura blastosamítica, formada por clastos de arena muy fina a media y gruesa, con «sorting» moderado a pobre y clastos subangulosos a subredondeados, con proporciones variables de material intersticial. Se han reconocido los siguientes tipos, según la mineralogía predominante: metagrauvas cuarzosas, líticas y feldespáticas.

El esqueleto está constituido mayoritariamente por cuarzo, con proporciones variables de FR y feldespatos. El cuarzo es mono y policristalino. Los FR son, en su mayor parte, pelíticos, volcánicos y de cuarzo microcristalino + sericita. El material intersticial está compuesto por un agregado de filosilicatos (sericita, clorita, biotita), con menor proporción de cuarzo, y buena parte se trata de epimatriz. En algunas muestras se reconoce una cementación silíceas en continuidad óptica con los clastos. Los minerales accesorios presentes son moscovita, opacos, turmalina, circón, apatito, xenotima y material carbonatado.

La deformación ha originado algunas superficies de disolución-presión y orientación de algunos filosilicatos.

Metaconglomerados.—Este grupo de rocas presenta una textura blastosefítica, que puede ser grano o matriz soportada, constituida por clastos generalmente heterométricos y otros bastante homométricos, oscilando de subredondeados a angulosos. Se han distinguido los siguientes tipos, según su mineralogía: metaconglomerados polimícticos, cuarzosos, feldespáticos y carbonatados.

El esqueleto está compuesto predominantemente por clastos de cuarzo (mono y policristalino), junto con feldespatos y FR (pelítica, arenosa, ígnea, carbonatada, fosfatada y de cuarzo microcristalino + sericita). El material intersticial está formado por un agregado de cuarzo, sericita, clorita y a veces biotita.

En los conglomerados matriz soportados se distingue una fracción gruesa (arenosa), con composición similar a la de los clastos grandes, y otra fina, fundamentalmente sericítico-clorítica.

En los conglomerados carbonatados el material intersticial es calcita o dolo-

mita, constituyendo un mosaico de esparita o en agregados esferulíticos. En algunos casos se observan procesos de silicificación, dolomitización y fosfatización parciales.

Como minerales accesorios se reconocen: opacos, clorita, biotita, turmalina, circón, moscovita, apatito y xenotima.

Rocas carbonatadas.—En este grupo se incluyen rocas carbonatadas estratificadas, clasificadas como calizas cristalinas con proporciones variables de terrígenos y brechas carbonatadas. Todas ellas han sufrido una intensa recristalización y, a veces, dolomitización que dificulta el reconocimiento de las texturas originales.

Entre los carbonatos estratificados se distinguen dos variedades:

- A) Calizas grises compuestas por cristales de esparita rica en Fe con algunos relictos de aloquímicos ricos en materia orgánica y escasos clastos de cuarzo y plagioclasa dispersos de tamaño limo a arena fina. Ocasionalmente se encuentran FR microcristalinos (FR volcánicos?) y algunos reemplazamientos de la calcita por sílice y material fosfatado. Como minerales accesorios se encuentran opacos, moscovita, biotita y apatito.
- B) Calizas arenosas constituidas por cristales de pseudoesparita, y localmente doloesparita, con granos de cuarzo de tamaño limo a arena fina, algunos FR volcánica y agregados fosfatados. Otros minerales accesorios son los opacos, clorita y moscovita. Se observan algunos reemplazamientos de la calcita por sílice y material fosfatado.

Las brechas carbonatadas presentan una textura blastosefítica, grano o matriz soportada, constituida por clastos generalmente aplastados, angulosos y heterométricos. La mayoría de los clastos son de caliza cristalina arenosa, con idéntica mineralogía a la descrita anteriormente, pero también se reconocen otros FR: carbonatada, arena y de brecha calcárea. La matriz es areno-limosa, con algo de carbonato. Como minerales accesorios se encuentran biotita, clorita y opacos.

Rocas anfibólicas.—En este grupo se engloban rocas clasificadas como cuarcitas y areniscas feldespático-anfibólicas. Presentan una textura blastosamítica a granoblástica, constituida por clastos de cuarzo tamaño arena muy fina entre un material intersticial de carácter feldespático, que a veces también constituye los granos. Su relieve es alto, por lo que su contenido en anortita será relativamente alto, y sólo ocasionalmente se observan maclas de la albita. Durante el metamorfismo se ha originado una asociación mineral de anfíbol (tipo actinolita-tremolita), minerales del grupo de la epidota, opacos y esfena. Ocasionalmente se encuentran clorita y calcita. Los anfíboles pre-

sentan un hábito acicular y se agrupan en fascículos. En algunos cristales de clinozoisita se observan varias etapas de crecimiento. Las características texturales y la asociación metamórfica sugieren un origen probablemente volcánoclastico para este tipo de rocas.

Correlación con otras áreas

Como ya hemos mencionado, los metasedimentos del área fueron separados tradicionalmente por RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1985) en dos grandes Unidades: Inferior y Superior.

Con posterioridad, ROBLES CASAS, R. et al. (1988) y ALVAREZ NAVA, H. et al. (1988), en estudios realizados por MAYASA, identificaron tres Series: Inferior, Intermedia y Superior.

Comparando ambas denominaciones, la Unidad Inferior y la Serie Inferior son aproximadamente equivalentes, y la Unidad Superior se corresponde, también aproximadamente, con el conjunto definido como Series Intermedia y Superior.

En el área estudiada la Serie Inferior se correlaciona con el Grupo Domo Extremeño, que tiene una edad Rifeense Superior.

Para la Serie Intermedia, ALVAREZ NAVA, H. et al. (1988) establecen su correlación con los materiales del Grupo Ibor, de edad Vendiciense Superior (Montes de Toledo).

Por último, la Serie Superior, de edad Cámbrico Inferior, se correlaciona con el Grupo Valdelacasa de los Montes de Toledo (ALVAREZ NAVA, H. et al., 1988). También estos sedimentos son similares a las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada, existentes al S de Salamanca, y descritas por DIEZ BALDA, M.^a A. (1982).

La ausencia del resto de la Serie Cámbrica que aparece en el área de Tamames (Areniscas y Calizas de Tamames) deberá su origen a la ausencia o a la erosión producida por la Fase Sárdica. Para esta zona NOZAL MARTIN, F. et al. (1988) establecen una correlación con los materiales del Cámbrico Inferior existentes en el Anticlinorio de Valdelacasa (Montes de Toledo). Comparan las litologías, facies y restos faunísticos y establecen la equivalencia entre las Areniscas de Tamames y las Areniscas de Azorejo y las Calizas de Tamames con las Calizas de Los Navalucillos.

Finalmente, en relación con los materiales del CEG existentes en Portugal hay que destacar la semejanza de la Serie Inferior de este trabajo con los denominados Esquistos de Las Beiras (SCHERMERHORN, L. J. G., 1955); a su vez, parte de la Formación de Bateiras (BERNARDO DE SOUSA, M., 1981,

1982), podría correlacionarse con las Series Intermedia y Superior, aflorante en esta Hoja.

1.2 PALEOZOICO

1.2.1 ORDOVICICO INFERIOR

Los sedimentos paleozoicos existentes en el marco de la presente Hoja, de edad Ordovícico Inferior, se localizan preferentemente en el cuadrante SE, formando alineaciones estructurales NO-SE, que tienen su continuación en el ángulo NO (Sierras de Torralba y Serradilla).

Se han distinguido tres unidades cartográficas cuyas características se describen en base a los cortes realizados en las Hojas limítrofes, ya que en ésta los sedimentos, tanto cuaternarios como neógenos, dificultan el estudio completo de las unidades diferenciadas.

A nivel regional, dentro de la provincia de Salamanca, integran el Ordovícico un conjunto litológico de unos 800 metros, en el que se distinguen cuatro grandes Unidades Litoestratigráficas (CARBALLEIRA et al., 1980), que se encuentran representadas en tres unidades estructurales: Sinclinal de Salamanca, Sinclinal de Sequeros - Ahigal de los Aceiteros (GARCIA DE FIGUERO-LA, 1971) y conjunto de la Sierra de Francia - Torralba (GARCIA DE FIGUERO-LA Y UGIDOS MEANA, 1971). Los materiales ordovícicos que aparecen en la Hoja Serradilla del Arroyo pertenecen a este último conjunto.

1.2.1.1 Conglomerados, microconglomerados y areniscas (Unidad I) (8)

Discordante sobre los materiales del C. E. G., se dispone una unidad cartográfica eminentemente arenoso-conglomerática, que constituye la base del Ordovícico en este área. El estudio detallado de esta Unidad se ha efectuado en las series levantadas en las Hojas de Miranda del Castañar (12-23) y Sequeros (12-22), debido a que es allí donde se observan mejores afloramientos. En la presente Hoja se ha levantado una serie, al NO de Monsagro.

La potencia de esta unidad a escala regional es variable, oscilando entre 16 m., medidos en el área de la Rebollera, a 30 m. en Las Mestas, dentro de la Hoja de Miranda del Castañar, cuyos afloramientos se prolongan por la Hoja de Martiago, y unos 20 m. al NO de Monsagro, en la presente Hoja. A nivel regional, paralelamente a la disminución del espesor de la unidad cartográfica, existe un cambio de facies, estando representados los conglomerados principalmente en las zonas donde mayor espesor presenta la unidad.

**COLUMNA TIPO DEL ORDOVICICO INFERIOR
EN LA PEÑA DE FRANCIA**

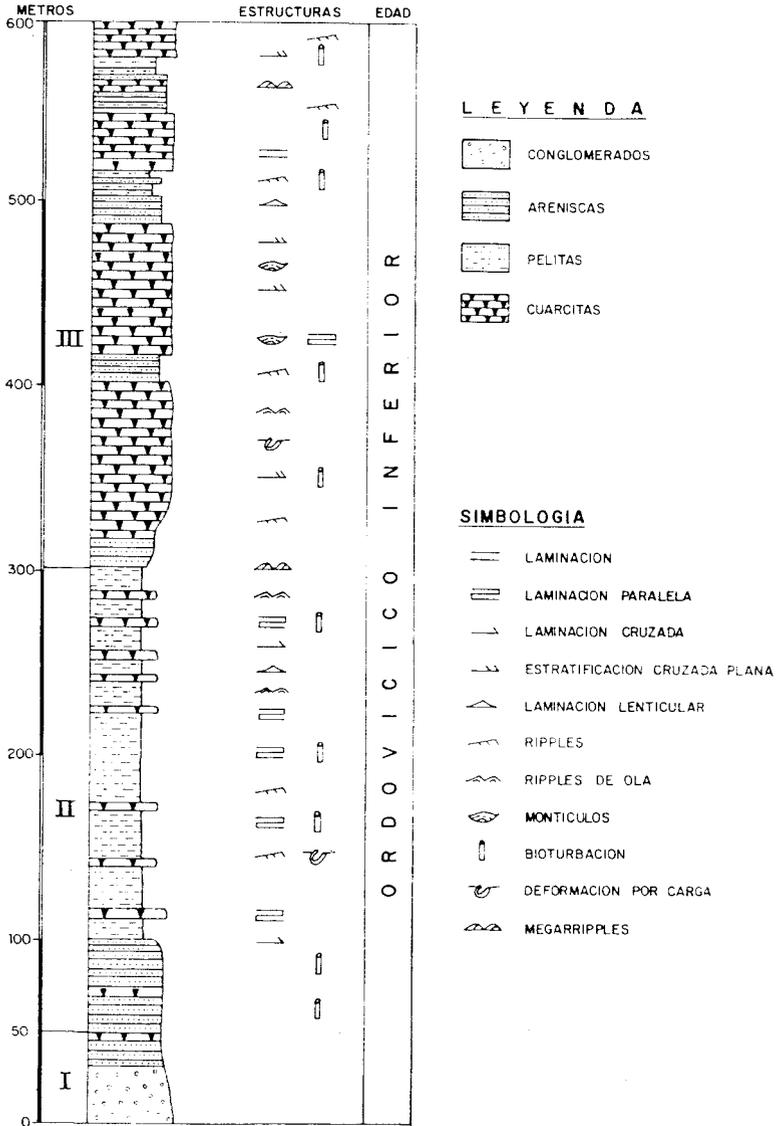


Figura 5

Las areniscas y microconglomerados, éstos subordinados, constituyen la litología fundamental de este tramo en la presente Hoja. El tamaño de grano más frecuente dentro de las areniscas es de medio a grueso. Presentan siempre color gris verdoso más o menos oscuro. Es frecuente la gradación a tamaños de grano fino, y aparecen estratificadas en bancos de 0,10 a 0,50 m., aunque excepcionalmente alcanzan el metro de espesor. Pueden aparecer interstratos de lutitas o limolitas que llegan a alcanzar los 4 ó 5 cm. Los bancos están limitados por superficies netas y, en ocasiones, erosivas; tienen formas tabulares o en cuña, y es la laminación la estructura más frecuente que se observa. Ocasionalmente se constata la presencia de secuencias estratocrecientes.

Los conglomerados se localizan fundamentalmente al norte de Las Mestas, dentro de la Hoja de Miranda del Castañar, y se prolonga por la de Martiago. Son ortoconglomerados y raramente paraconglomerados, con cantos de tamaño medio, de 2 a 4 cm., casi exclusivamente de cuarzo y alguna lidita a escala regional. Por lo general se presentan bien clasificados, bien redondeados y esféricos o elipsoidales. Están incluidos entre arenas de grano medio a grueso y raramente fino.

Domina el aspecto masivo, pero se observa también gradación inversa y normal hacia términos microconglomeráticos o areniscosos. Son frecuentes las superficies erosivas, las secuencias granodecrecientes y la presencia de cuerpos que se acuñan.

Los afloramientos más representativos de esta unidad dentro de la presente Hoja se localizan al N y NO de Monsagro, en la carretera que une esta localidad con Serradilla del Arroyo, y al sur de la Sierra del Carazo, también en un talud de la carretera.

Al microscopio se han reconocido principalmente metaconglomerados cuarzosos y meta-cuarzoarenitas, constituidas esencialmente por clastos de tamaño arena homométricos y principalmente cuarzosos. En algunos puntos la distribución del cuarzo y los filosilicatos sugiere la presencia de bioturbación.

Las características litológicas de la unidad, junto con la presencia de superficies erosivas, cuerpos que se acuñan, estratificación cruzada en surco, surcos erosivos y gradaciones frecuentes, sugieren ambientes aluviales de alta energía y alta capacidad de arrastre y erosión, con predominio de las zonas canalizadas.

En la zona de Monsagro esta unidad basal se caracteriza por la presencia de secuencias positivas de energía decreciente, representadas por barras aluvio-litorales con retoque por el oleaje, colonización por *scolithus* y episodios de decantación a techo.

1.2.1.2 Areniscas, cuarcitas y pizarras (Unidad II) (9)

Constituye esta unidad un conjunto litológico complejo, areniscas, cuarcitas y pizarras (limolitas y lutitas), en el que predominan las alternancias de litologías tanto a nivel de capa como a nivel de lámina, dando en algunas zonas tramos heterolíticos complejos. Su característica esencial es la presencia casi constante de bioturbación, siendo los afloramientos existentes en la ladera sur de la Sierra del Guindo los más representativos dentro de la Hoja, aunque no es posible observar la unidad completa debido a la presencia de derrubios.

En la serie tipo de la Peña de Francia (Hoja de Sequeros, 12-22), cuya continuación por el O constituyen los afloramientos de la Sierra del Guindo, se pueden definir hasta cuatro subunidades. La basal, con una potencia de unos 50-60 metros, está formada por areniscas gris verdosas de grano fino a medio, estratificadas en capas de 0,10 a 0,30 m., llegando a alcanzar los 0,55 m. Presentan laminación paralela y cruzada, pero la característica fundamental es la presencia de bioturbación («burrows» verticales del tipo *Scolithus*).

La segunda subunidad tiene una potencia de unos 100 metros. Se caracteriza por la presencia de lutitas y limolitas, generalmente arenosas, de colores grises a negros, en tramos masivos de 2 a 20 metros. Aparecen por lo general pizarrosas o lajeadas. Pueden aparecer tramos areniscosos de tamaño de grano muy fino o alternancias a nivel de lámina entre estas litologías, dando facies heterolíticas con laminación de «ripples». La característica fundamental es la bioturbación, muy intensa en todas las direcciones a lo largo de todo el tramo.

La tercera subunidad, de unos 110-115 metros, está constituida por alternancias de lutitas y limolitas con areniscas de grano fino. Las alternancias pueden darse a nivel de capas, que oscilan desde los 5 a los 40 cm., o a nivel de láminas, definiéndose entonces una facies heterolítica. Todas estas litologías presentan tonos grises, predominando los más claros en los términos areniscosos, y a los grises oscuros o negros en los de grano más fino. Las areniscas pueden conservar geometría de barras, algunas definiendo estratificación lenticular en los términos lutíticos. También presentan laminación «hummocky». Es muy frecuente también, tanto en los términos arenosos como en los limolíticos, la presencia de laminación paralela, laminación de «ripples» de ola y lenticular. Es característico de todo el tramo la bioturbación intensa, *Vexillum*, *Scolithus*, *Cruzianas*, etc.

Finalmente, la cuarta subunidad, con una potencia de 70-75 m., está constituida por alternancias de cuarcitas y areniscas con lutitas y limolitas. Aparecen estratificadas en bancos de 0,10 a 0,40 m. Caracteriza estos tramos la presencia de distintos tipos de «ripples» de crestas rectas, linguoides, etc., y las laminaciones («hummocky», paralela, de «ripples», lenticular, etc.).

El hecho de que esta unidad se sitúe y cambie lateralmente a la inferior como se observa en la Hoja de Miranda del Castañar (12-23), con claras características continentales, unido a las características señaladas, hace pensar en un depósito en ambientes marinos litorales de transición y en una plataforma marina afectada por tormentas.

Por lo que se refiere a la edad de estos depósitos, en la Peña de Francia se ha encontrado la siguiente fauna: *Scolithos Dufrenoyi* Rou y *Cruciana furcifera* D'Orb (KINDELAN, 1956), y *Cruciana goldfussi*, *Cruciana furcifera*, *Daedalus halli* y *Skolithen* (RÖLZ, 1972), del Ordovícico Inferior.

El estudio petrográfico ha puesto de relieve los siguientes grupos litológicos.

Cuarcitas.—Se trata de rocas con textura blastosamítica a granoblástica constituidas por clastos de tamaño arena muy fina, con un «sorting» moderado a bueno. El esqueleto está compuesto esencialmente por cuarzo monocristalino y el material intersticial es predominantemente sericitico, correspondiendo en parte a una cementación con textura del tipo «clay coat» y observándose en algunos puntos una cementación silícea en continuidad óptica con los clastos. Otros minerales accesorios presentes son: opacos, moscovita, clorita, turmalina y circón.

En algunas muestras se observa un fino bandeo definido por pequeñas intercalaciones pelíticas compuestas mayoritariamente por sericita y moscovita. Otras veces se observa la presencia de «burrows» rellenos de material arenoso, algo más grosero y esencialmente cuarzoso.

El metamorfismo y la deformación han contribuido a la recristalización del conjunto además de la orientación de algunos filosilicatos y al desarrollo de clorita en algunos lugares.

Metapelitas.—Son rocas con textura blastopelítica compuestas mayoritariamente por una fina masa de filosilicatos (sericita, moscovita, clorita) con granos subangulosos de cuarzo de tamaño limo a arena muy fina en distintas proporciones. Otros minerales accesorios presentes son: opacos, turmalina, circón, xenotima y apatito.

Frecuentemente, se reconoce un bandeo u oblicuo definido por la alternancia de láminas con distinta proporción de cuarzo o filosilicatos. Estos últimos suelen presentar una orientación preferencial debida a la deformación.

1.2.1.3 Cuarcitas. Cuarcita Armoricana (Unidad III) (10)

Es la unidad más característica del Ordovícico y que en el corte tipo de la

Peña de Francia alcanza una potencia de unos 200 metros, pero que en la presente Hoja de Serradilla del Arroyo puede superar los 400 m., pero con características similares.

Constituyen esta Unidad tramos en los que dominan claramente las cuarcitas, separadas por otros de alternancias de cuarcitas con términos más finos. Los tramos cuarcíticos forman crestones continuos con potencias que oscilan entre 30 y 50 metros, o más. Están constituidos por ortocuarzitas de grano fino a medio, blancas o blanco grisáceas, frecuentemente teñidas por tonos rojizos. Se encuentran bien estratificadas en bancos muy continuos, limitados por superficies planares netas y erosivas, generalmente ferruginizadas. Ocasionalmente se observan superficies con montículos («hummocky»). Las potencias extremas de los bancos oscilan entre 0,20 y 2 metros, siendo las más frecuentes de 0,30 a 0,70 m. Como estructuras más comunes aparecen la estratificación cruzada a mediana escala, planar con láminas asintóticas basales, y en surco. La laminación «hummocky» es excepcional, apareciendo normalmente laminaciones de «ripples». Como estructuras orgánicas más características se pueden citar las de desarrollo vertical, siendo, por lo general, escasas.

Subordinados aparecen tramos cuya potencia oscila de 10 a 30 metros, constituidos por alternancias de cuarcitas, lutitas y limolitas. Se trata de areniscas o cuarcitas de tamaño fino a medio, de tonos grises de claros a oscuros, que parecen bien estratificados en bancos cuya potencia oscila entre 0,10 y 0,40 metros. Pueden presentar un aspecto lajeado. Las superficies límites son, por lo general, netas, planares o alabeadas, siendo frecuente su desaparición y fusión, produciendo acuñamientos de capas. Presentan gran número de estructuras, entre las que destacan las superficies de «ripples» de crestas rectas y linguoides, y es frecuente la laminación paralela, de «ripples», lenticular, «hummocky» y de «ripples» de olas. Presentan estratificación cruzada y planar, y ocasionalmente, entre los tramos de lutitas, aparecen trenes de formas positivas conservadas («megaripples»). También se encuentran estructuras de deformación interna y son abundantes también las estructuras orgánicas, distinguiéndose Vexillum, Scolithus y Cruzianas.

La unidad responde a un claro carácter secuencial con megasecuencias de 20 a 100 metros. Se trata de megasecuencias negativas correspondientes a la progradación de formas arenosas sobre zonas más lutíticas dentro de un ambiente de plataforma marina somera y abierta, eventualmente efectuada por tormentas.

Como novedad respecto a la serie tipo definida en la Peña de Francia, se han reconocido al N del Alto del Coperó morfologías positivas, tipo barras asimétricas, con una cara de avalancha muy bien desarrollada y tapizada por superficies de «ripples» linguoides.

El estudio petrográfico ha puesto de manifiesto grupos litológicos análogos a los descritos en la unidad anterior.

Por lo que se refiere a la edad de este tramo, KINDELAN (1956) cita la siguiente fauna del Ordovícico Inferior en la Peña de Francia: *Cruziana goldfusi*, Rou., *Cruziana beirensis*, Delgado, *Fraena goldfusi*, Lap. y Mar., *Robusophycus rouaulti*, Lebec., *Aribrophycus* sp. Hall., *Paleochorda marina*, Emmos, *Vexillum halli*, Rou., y *Vexillum desglandi*, Rou.

1.3 Terciario

Los sedimentos de edad Terciario ocupan más del 60 por 100 de la superficie de la Hoja. Se trata de depósitos paleógeno-neógenos (Eoceno-Mioceno) que forman parte del relleno de la Cuenca de Ciudad Rodrigo, y de sedimentos neógenos que conforman el piedemonte, principalmente de la vertiente norte de la Sierra.

En relación con la potencia de estos depósitos hay que resaltar que los perfiles geofísicos realizados por FERNANDEZ AMIGOT, J. A. (1981) indican espesores de hasta 400 m. a lo largo de una banda situada entre Puebla de Azaba (Hoja 550, Fuenteguinaldo) y El Tenebrón, en la presente Hoja.

1.3.1 EOCENO

1.3.1.1 Areniscas con intercalaciones de fangos (11)

Es una unidad de carácter continental aluvial formada por depósitos detríticos mal calibrados, caracterizados por las litologías intermedias resultado de las mezclas entre los tamaños de arcilla y canto. ALONSO GAVILAN, G. et. al. (1987) la definieron como «Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo».

Destaca por su compacidad respecto al resto de las unidades del Terciario y por sus colores de tonos ocre y amarillentos verdosos. A nivel de afloramiento todas las litologías presentan colores abigarrados con moteado blanco o gris verdoso y naranjas amarillentos, dominando uno u otro según los tramos. A nivel general controlan un paisaje más o menos tabular en el sector centro occidental de la Hoja.

Los mejores afloramientos corresponden a los existentes en la Hoja de Ciudad Rodrigo, especialmente en la carretera de bajada desde el Parador Nacional al valle del Río Agueda (fig. 6).

En la presente Hoja los mejores afloramientos se sitúan en una cantera abandonada en la carretera de Morasverdes (PR 94 + 650) (fig. 7).

ARENISCAS CON INTERCALACIONES DE FANGOS (11)

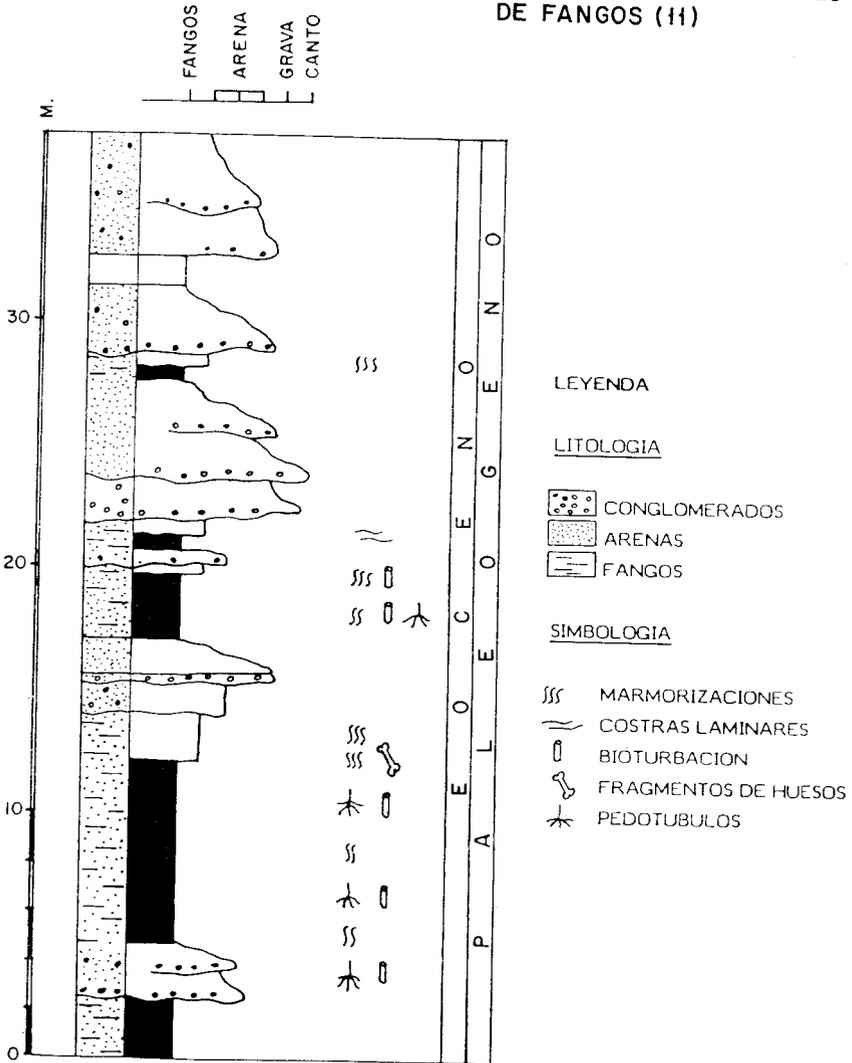


Figura 6

ARENISCAS CON INTERCALACIONES DE FANGOS (II)

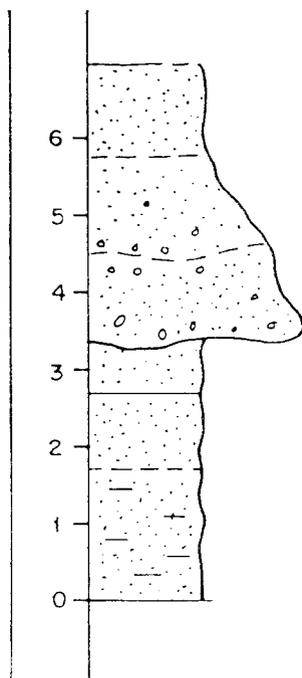


Figura 7

En ellos se reconocen areniscas fangosas, areniscas con gravas y cantos, niveles de conglomerados con matriz abundante, y fangos o limos arenoso-arcillosos. La geometría general de estos depósitos es de cuerpos tabulares, con superficies limitantes planares e irregulares de gran continuidad lateral aparente. Destaca la presencia de niveles más resistentes que controlan resaltes y su carácter alternante con otros menos resistentes.

Las areniscas, constituyentes fundamentales de la unidad, son de grano grueso a muy grueso, en general feldespáticas, llegando en algunos niveles a ser arcosas y en otros líticas. Están mal calibradas y los granos mal redondeados. La matriz fangosa es muy abundante, pasando a ser a menudo areniscas fangosas. Normalmente son microconglomeráticas con gránulos, gravas y cantos dispersos de cuarzo, feldespatos o pizarras, que llegan a alcanzar tamaños máximos de 4 a 7 cm. Son característicos los colores abigarrados verde grisáceos o gris verdoso, que suelen dominar sobre los amarillos ana-

ranjados, que aparecen en parches o definiendo un enrejado. Su grado de cementación es variable, siendo el cemento bien de naturaleza carbonatada o caolinítica. Presentan en general granoselección positiva, y en algunos niveles son frecuentes los pedotúbulos. Pueden contener fragmentos de vertebrados.

Los conglomerados y gravas forman parte subordinada de los tramos potentes de areniscas constituyendo niveles mal definidos que desaparecen por transición lateral o vertical en las areniscas, mediante tamaños intermedios, con abundante matriz arenoso fangosa. Generalmente son paraconglomerados con cantos de cuarzo, pizarras alteradas y areniscas. También pueden aparecer esporádicamente cantos de granitos.

En los tamaños de grava son abundantes los clastos de feldespatos. El tamaño máximo es del orden de 13 a 15 cm., siendo el más frecuente de 3 a 5 cm. Los cantos son subangulosos y subredondeados, dependiendo de su naturaleza litológica. Las pizarras aparecen bien redondeadas, alargadas y aplanadas, mientras que el resto es generalmente subanguloso.

En relación con las areniscas, generalmente a través de gradaciones, se encuentran fangos arenosos y/o areniscas muy fangosas de tonos verde rojizos con parches naranjas amarillentos, rosados o violáceos, de tonos más claros que el resto de las litologías, que se caracterizan por su alta compacidad. Aparecen en tramos de 0,40 a 1,90 metros con geometría tabular y superficies limitantes irregulares, bien en transición con otras litologías, o netas y erosivas.

Las estructuras más frecuentes son de origen orgánico representados por pedotúbulos, rizoconcreciones y huellas de actividad animal en todas las direcciones que presentan «Sprinten» internos. Todos ellos tienen edafización intensa y marmorizaciones. En algunos niveles se observan pequeñas costras laminares de carbonatos y porosidades horizontales discontinuas.

Estos niveles edafizados definen el techo de secuencias granodecrecientes de relleno y abandono de canal. La fase de relleno activo estaría representada por los tamaños más gruesos, arenosos y conglomeráticos. El abandono con sedimentación activa y desplazamiento lateral de los canales permitiría el desarrollo de edafización sobre amplias zonas del sistema canalizado, que posteriormente son de nuevo surcadas por canales activos. La geometría de los canales respondería a un modelo de canales amplios cuya relación anchura-profundidad es relativamente alta.

Los fangos pardos son los equivalentes laterales a los términos litológicos descritos anteriormente, y constituyen tramos litológicos uniformes, masivos y compactos con potencias entre 5 y 7 m.

Litológicamente son fangos o limos más o menos arenosos que destacan por su gran continuidad lateral y sus tonos pardos. En afloramiento presentan tonos verdes amarillentos y naranjas marrones. Aparecen en tramos masivos y compactos en los que se distinguen no obstante rasgos edáficos y bioturbaciones muy abundantes debidas a raíces (pedotúbulos), pistas y galerías.

Pueden interpretarse como potentes llanuras de inundación desarrolladas lateralmente a sistemas aluviales, en relación con las facies canalizadas que se sitúan tanto lateral como por encima de ellas. Se define así, para toda la unidad, un sistema aluvial trenzado bien jerarquizado en canales amplios y llanuras de inundación extensas.

Del estudio de los minerales pesados realizado en diversas muestras distribuidas en todo el área (Hojas de Ciudad Rodrigo y Serradilla) se observa que son mayoritarios la turmalina, el circón, la anatasa y la andalucita.

Los porcentajes de estos minerales en las muestras estudiadas presentan los siguientes valores mínimos y máximos:

	<i>Mínimo</i> %	<i>Máximo</i> %
Turmalina	14	69
Circón	1	15
Anatasa	—	14
Andalucita	23	61

Aparte, es de destacar la abundancia de granate (30 por 100) en una muestra recolectada a la altura del PK 95 de la carretera de Ciudad Rodrigo a Moras-verdes.

Con relación a los minerales ligeros, los valores extremos observados en las distintas muestras analizadas son:

	<i>Mínimo</i> %	<i>Máximo</i> %
Cuarzo	4	88
Feld. total	12	96
Feld. K.	1	9
Plagioclasa	3	96

En dos muestras situadas en la Hoja de Ciudad Rodrigo se realizaron estudios de difracción de rayos X, que han determinado:

<i>Comp. mineralógica global</i>	<i>Mínimo</i> %	<i>Máximo</i> %
Cuarzo	15	20
Feldespato	5	15
Filosilicatos	65	70

<i>Comp. mineralógica filosili.</i>	<i>Mínimo</i> %	<i>Máximo</i> %
Esmectita	50	60
Illita	15	15
Caolinita	Indicios	3

Por último, en relación a la edad, no se han localizado restos fósiles clasificables. CANTANO, M. et al. (in litt.), por criterios morfológicos y teniendo en cuenta su posición respecto a otras unidades terciarias, lo consideran de edad Eoceno.

1.3.2 OLIGOCENO

1.3.2.1 Arcosas blancas y rosadas (12)

Corresponde esta unidad arcósica a la definida en las Hojas de Ciudad Rodrigo y Fuenteguinaldo como arcosas y arenas feldespáticas y que se caracterizaban por destacar en el campo por su intenso color blanco.

En la presente Hoja esta unidad aluvial de carácter cíclico es el resultado de la interdigitación de sedimentos, fundamentalmente canalizados, de distintas procedencias.

Esta variedad se puede observar en la Serie de las Barrancas (fig. 8), situadas al norte de Tenebrón. En ella se pueden distinguir distintos tramos, teniendo en cuenta el color y la composición litológica, que de muro a techo son los siguientes:

- El primero está constituido por un nivel conglomerático muy cementado que destaca por su color blanco. Está formado por cantos y algunos bloques de esquistos, cuarcita y cuarzo dispuestos con textura flotante en un cemento arcilloso con granos de cuarzo y feldespatos de tamaño grueso a muy grueso. El centil oscila entre los 25 y 30 cm., y el más frecuente se sitúa en torno a los 7 cm.

**ARCOSAS BLANCAS Y ARCOSAS ROJAS (MIOCENO)
LAS BARRANCAS**

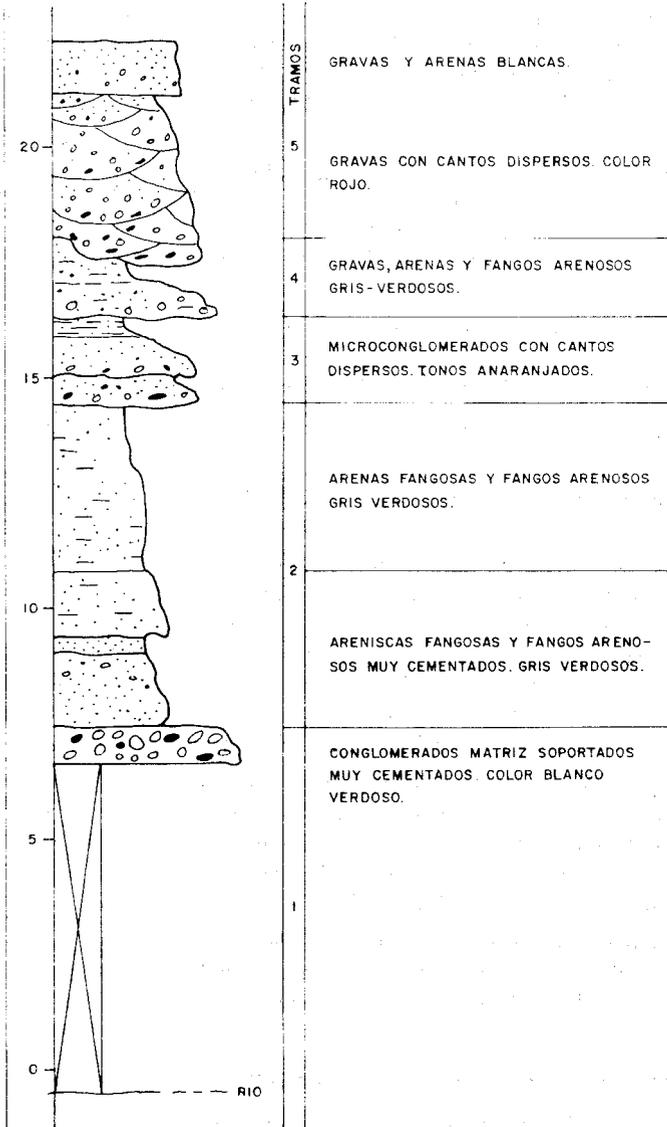


Figura 8

- El segundo lo constituye un conjunto arcósico de tonos blanco verdosos formado por arenas fangosas, a menudo conglomeráticas, y fangos más o menos arenosos.
- El tercer tramo está formado por microconglomerados de tonos anaranjados con clastos de cuarzo y feldespatos cuya moda oscila entre 0,5 y 0,75 cm. Poseen cantos de esquistos redondeados muy alterados y de cuarzos subredondeados. Presentan estratificación cruzada y definen secuencias granodecrecientes.
- El cuarzo lo constituye una secuencia granodecreciente formada por gravas feldespáticas, arenas fangosas y fangos de color gris verdoso. Los cantos de cuarzo pueden alcanzar hasta 2 cm., los clastos de feldespatos, subredondeados y poco alterados, presentan una moda entre 0,5 y 0,75 cm.

Del estudio de minerales pesados en varias muestras se desprende que son mayoritarios la andalucita, con valores extremos de 57 y 23 por 100, y la turmalina, con un porcentaje máximo del 51 por 100 y mínimo del 14 por 100.

Por lo que se refiere al estudio de minerales ligeros se desprenden los siguientes valores:

Cuarzo, 59-94 por 100. Feldespato total, del 6 al 41 por 100. Plagioclasa, 1-36 por 100.

Del estudio diferenciado de los resultados obtenidos en el análisis de minerales ligeros de muestras procedentes de afloramientos más septentrionales, donde esta unidad arcósica presenta tonos más blanquecinos, se desprende un contenido en cuarzo entre 85 y 94 por 100 y de feldespatos entre 6 y 20 por 100. En muestras procedentes de áreas más meridionales, donde predominan los tonos rosados, los valores obtenidos se sitúan entre 59 y 83 por 100 para el cuarzo y entre 17 y 41 por 100 para los feldespatos.

En relación a los ensayos mediante difracción de rayos X es de resaltar, por lo que se refiere a los filosilicatos, la mayor abundancia de esmectitas, con porcentajes próximos al 40 por 100, y el bajo contenido en caolinita (3-14 por 100), excepto en una muestra donde se alcanza el 45 por 100, limitándose en ésta el contenido de esmectita a indicios.

Asignemos a estas arcosas una edad Oligoceno en base a la clasificación de restos de polen (POLO et al., 1987), en facies similares en la serie de la Alamedilla, dentro de la Hoja de Fuenteguinaldo.

1.3.2.2 Arcosas y arenas feldespáticas rojizas (13)

Se trata de una unidad cartográfica que tiene una clara representación en la

Hoja de La Fuente de San Esteban, limítrofe con ésta por el Norte, y que se sitúa discordantemente sobre la descrita en el apartado anterior. En la presente Hoja se ha localizado esta unidad, que suponemos similar, en el techo de la serie levantada al N de Tenebrón (Serie de Las Barrancas, fig. 8). Correspondería a un quinto tramo de dicha serie que aparece separado por una importante superficie canalizada. Se trata de microconglomerados de color rojo, con clastos de cuarzo y feldespatos, cuyos tamaños más frecuentes son de 0,5 a 1 cm. Tienen cantos dispersos de esquistos y areniscas, derivados del Complejo Esquisto Grauváquico, cuarzo y algunos de cuarcita. El centil de estos cantos es de 17 cm. y el tamaño más frecuente es de 6 a 11 cm. Los cantos de esquistos se encuentran redondeados y totalmente alterados. La característica fundamental es que presentan estratificación cruzada en surco en todo el conjunto marcando una secuencia granodecreciente. Las direcciones medidas son ENE-OSO.

La representación cartográfica de esta unidad es muy escasa, ya que queda desmantelada por los abanicos neógenos.

1.3.3 MIOCENO INFERIOR

1.3.3.1 Arcosas, arenas gruesas y gravas con cantos (14)

Sus afloramientos se sitúan en el área suroccidental de la Hoja, apoyándose sobre los materiales del Precámbrico-Cámbrico, sobre las «areniscas de Ciudad Rodrigo» (11) o, ya dentro de la Hoja de Ciudad Rodrigo, sobre la unidad de arcosas blancas.

Su potencia se sitúa entre unos 20 y 40 metros. Los mejores afloramientos están en la carretera a la Alberguería de Argañán, alrededores del caserío de Pesularina, y proximidades de Los Tesoros, dentro de la Hoja de Ciudad Rodrigo.

Se diferencia de las unidades anteriores por su color castaño y castaño naranja amarillento oscuro, por ser menos feldespáticos y por una mayor abundancia de los términos conglomeráticos. Se trata de arenas masivas, mal calibradas, de tamaños gruesos y muy gruesos, con gravas y cantos que pueden llegar a constituir niveles conglomeráticos. Estos son muy abundantes a medida que ascienden en la unidad en la vertical.

Los niveles de conglomerados generalmente son paraconglomerados incluidos en una matriz de grano grueso a muy grueso, muy fangosa y con algún feldespato. Los cantos, generalmente angulosos, de esquisto, suelen ser mayoritarios, con porcentajes del 50-71 por 100, seguidos del cuarzo, 19 a 46 por 100, y las areniscas y conglomerados del C. E. G., 2 a 10 por 100, y granitos y microgranitos, 2-3 por 100.

Se distinguen grandes superficies canalizadas separando tramos que tienen internamente estratificación cruzada en surco y ordenación de cantos en lechos que rellenan surcos. Son frecuentes las gradaciones de los tamaños mayores. Los centiles de los cantos oscilan entre los 10-15 cm. ó entre 20 y 25 cm.

La génesis de este conjunto corresponde a la superposición de rellenos de canales activos con desarrollo de barras desarrolladas en un sistema aluvial trenzado que incrementa su proximidad en el tiempo, dando una megasecuencia negativa. Su procedencia estaría en un primer momento ligada a un área madre ígneo esquistosa para pasar en el tiempo a ser casi exclusivamente esquistosa, situada al Sur (bloque oriental de la fosa).

1.3.4 MIOCENO INFERIOR - SUPERIOR

1.3.4.1 Fangos y conglomerados (15)

Se trata de la unidad cartográfica que presenta un mayor desarrollo superficial, ocupando gran parte del área centro-oriental de la Hoja.

Es una unidad de carácter aluvial en la que predominan los sedimentos fangosos, arcillas de desbordamiento y los conglomerados según sistemas canalizados. El tipo de sedimento, junto con la morfología del depósito, parece indicar que la unidad debe su origen al desarrollo de un sistema de abanicos aluviales a gran escala.

En el campo destaca por su intenso color rojo, aunque en muchos casos presenta en superficie tonalidades que parecen deberse a una decoloración por procesos de alteración.

Los fangos, más o menos arenosos, es la litología dominante. Aparecen masivos o en tramos de 1 a 1,5 metros. Son fangos arenosos con clastos dispersos de cuarzo de hasta 0,5 mm., micas y también feldespatos muy escasos. Presentan rasgos edáficos, representados en general por orientación de arcillas, presencia de óxidos de manganeso, moteado versicolor de tonos verdes y bioturbación en todas las direcciones debida a la actividad de flora y fauna. En transición con los fangos se sitúan arcillas o limos, en general arenosos, con granos de cuarzo, esquistos y feldespatos.

Los conglomerados aparecen en tramos de 0,10 a 0,25 metros, en relación con niveles de arenas. Más bien son concentraciones de cantos matriz soportados por fangos o arenas fangosas. Están formados por cantos de cuarcita subangulosos, y sólo excepcionalmente se observan esquistos y feldespatos. Los tamaños más frecuentes son de 2-3 cm., y raramente alcanzan los 6-7 cm.

al norte de la Hoja, mientras que en cabecera oscilan entre 5 y 20 cm. Estos niveles pueden reellenar formas canalizadas de relación profundidad/anchura = 0,75/2.

Subordinadas a las litologías anteriores aparecen arenas, fangosas o arcillosas, que pasan transicionalmente a fangos, limos o a niveles conglomeráticos. Son de tamaño grueso y mal calibradas. Tienen como componentes cuarzo dominante, esquistos y feldespatos accesorios. Pueden presentar laminación cruzada de «ripples», alternando entonces a nivel de lámina con términos más fangosos.

Los ensayos mediante difracción de rayos X de varias muestras han proporcionado la siguiente composición mineralógica global:

	%
Cuarzo	6-32
Feldespatos	0- 5
Esmectitas	0-36
Illita	30-59
Caolinita	12-49

Por lo que se refiere a la edad de estos conglomerados, la bibliografía existente apunta diversas opiniones: MINGARRO MARTIN, F. et al. (1971b) les atribuye una edad Oligoceno, mientras que ARRIBAS y JIMENEZ (1971b) y SANZ DONAIRE (1979) se inclinan por un Mioceno.

Si pensamos que las rañas desarrolladas sobre estos conglomerados son de edad Plioceno, y ya que, según MOLINA et al. (1982), la superficie elaborada sobre ellos sería también Plioceno, parece lógico pensar que la sedimentación de estos abanicos tuviera lugar durante el Mioceno.

1.3.4.2 Conglomerados (16)

Es una unidad cartográfica muy similar a la descrita anteriormente, en la cual se encaja o se apoya.

La diferencia esencial entre ambas es que en ésta predominan los tramos ocreos y las facies conglomeráticas sobre las fangosas.

Sus cortes más representativos se sitúan en la Hoja de La Fuente de San Esteban, límite por el Norte con la de Serradilla, cuyos afloramientos están controlados en muchas ocasiones por fracturas, apoyándose indistintamente sobre la unidad de conglomerados o fangos (15) o sobre las arcosas del Oligoceno.

1.4 CUATERNARIO

Los sedimentos de edad Cuaternario que aparecen en el marco de la Hoja de Serradilla del Arroyo se desarrollan principalmente sobre depósitos terciarios. Sobre los sedimentos del Paleozoico y del Precámbrico únicamente existen derrubios de ladera, canchales y algún nivel de terraza.

A falta de datos cronológicos precisos la leyenda pretende dar una secuencia general de los procesos acaecidos tomando como base los distintos niveles de terrazas.

1.4.1 PLEISTOCENO

1.4.1.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (17) y (18)

Corresponden a los niveles de terrazas relacionados con el río Agueda y que se sitúan a cotas relativas de 80 y 70 m. del cauce actual. No obstante, no son los niveles más altos, pues dentro de la Hoja de Ciudad Rodrigo se localizan niveles por encima de los 100 m.

La litología fundamental de estas terrazas son cantos rodados de cuarcita y cuarzo y, en menor medida, de grauvacas y pizarras. Parte de esta litología debe ser heredada de depósitos miocenos (conglomerados) ya desmantelados, a tenor de la profusión de cantos de cuarcita existentes. El tamaño medio de los cantos es de unos 10 cm. y se encuentran sueltos sobre una matriz areno-arcillosa rojiza.

1.4.2 PLEISTOCENO - HOLOCENO

1.4.2.1 Cantos y bloques angulosos con matriz areno-arcillosa. Derrubios de ladera y canchales (22)

Estos depósitos de gravedad se distribuyen adosados a los relieves paleozoicos de una forma casi general; no obstante, sólo se han representado en la cartografía allí donde presentan una mayor entidad y siempre considerando prioritarios los datos estructurales de los materiales sobre los que se adosan. Sin embargo, su presencia es casi continua, lo que ha dificultado notablemente la obtención de series representativas.

Su composición fundamental son cantos angulosos de pizarras, areniscas y cuarcitas, con tamaños en general no superiores a los 20 cm., ligeramente empastados en una matriz areno-arcillosa.

1.4.3 HOLOCENO

1.4.3.1 Cantos redondeados arenas y arcillas. Terrazas (19), (20) y (21)

Se trata de niveles de terraza desarrollados en relación con el río Yeltes, con alguno de sus afluentes (ríos Morasverdes y Tenebrilla, ribera de Gavilanes y arroyo del Saltillo) y con el río Agueda, al oeste de la Hoja.

Se trata de niveles escalonados que presentan las siguientes cotas relativas aproximadas con respecto al cauce actual: 3-5 m., 5-7 m. y 10 m.

Su litología fundamental son cantos de cuarcita, en las terrazas relacionadas con el río Yeltes y sus afluentes, y de grauvaca y pizarra en las terrazas del río Agueda.

1.4.3.2 Cantos redondeados arenas y arcillas. Aluvial (23)

Los principales depósitos aluviales se localizan en el cauce del río Yeltes, que son motivo de explotación para áridos en las proximidades del límite de esta Hoja por el Norte, pero ya dentro del marco de la de La Fuente de San Esteban. No obstante, también se desarrollan importantes depósitos en los arroyos que nacen en la Sierra de Francia. Su litología, al igual que las terrazas, varía según el área madre. Así, los arroyos que vierten al río Yeltes y él mismo presentan un depósito donde son mayoritarios los cantos rodados de cuarcitas. Por el contrario, el depósito aluvial del río Agueda se compone principalmente de grauvacas y pizarras con un alto índice de aplanamiento.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Las principales deformaciones que se observan en los materiales que ocupan la Hoja de Serradilla del Arroyo (11-21) corresponden a la Orogenia Hercínica, que en una primera fase de deformación produce pliegues de plano axial subvertical y que llevan asociada una esquistosidad, por lo general de tipo «slaty cleavage», debida al aplastamiento generalizado de los sedimentos. No obstante, con anterioridad, los materiales anteordovícicos también han sufrido deformaciones, como lo demuestra no sólo la existencia de una discordancia en la base del Ordovícico y otras dos en las series Precámbrico-Cámbricas, sino por la presencia de pliegues cortados por la primera esquistosidad hercínica. Aparte, estas deformaciones prehercínicas también se evi-

dencian por la existencia de lineaciones de intersección L_1 (S_0/S_1), fuertemente inclinadas en los sedimentos anteordovícicos, lo que demuestra que el plegamiento hercínico actuó sobre superficies previamente plegadas.

Por lo que se refiere a la fracturación, es de destacar una serie de familias comunes en todo el Macizo Hespérico, entre las que cabe mencionar las tardihercínicas de desplazamiento senestro N 40-55° E y otro sistema posterior N 10-20° E. Finalmente, mencionar que los cambios observados en la dirección general de los pliegues de primera fase, de NO-SE a NO-SO ó N-S, y que se ponen de manifiesto en el ángulo NO de la Hoja, y con más claridad en las Hojas contiguas —Fuenteguinaldo (10-22), Ciudad Rodrigo (10-21)—, pueden deberse a la existencia de cizallas tardías.

2.2 DEFORMACIONES PREHERCINICAS

Dentro de los materiales anteordovícicos presentes en la Hoja de Fuenteguinaldo, se puede determinar la existencia de tres episodios de deformación de edad antehercínica, que provocan contactos discordantes entre las tres series anteordovícicas existentes (Serie Inferior, Serie Intermedia y Serie Superior de ROBLES, R., y ALVAREZ NAVA, H., 1988) y del Ordovícico sobre las mismas. Aunque en esta zona, al no estar presente la serie ordovícica, no es posible ver dicho contacto.

Estas deformaciones son:

— Deformación Intraprecámbrica.

Esta deformación viene marcada por la existencia de una fuerte discordancia angular, de la Serie Intermedia sobre la Serie Inferior, y en numerosos puntos donde la Serie Superior erosiona totalmente la Serie Intermedia se apoya directamente sobre la Serie Inferior, siendo el contacto la suma de dos discordancias.

Además de la discordancia, se puede reconocer en numerosos puntos de la Hoja la existencia de pliegues cortados por la esquistosidad, así como pliegues de Fase 1 Hercínica que pliegan a capas ya invertidas.

El estudio de los ejes de pliegues menores y lineaciones de intersección de Fase 1 Hercínica presenta una gran diferencia entre los valores de ángulos de buzamientos de los mismos en las Series Superior e Intermedia (inferior a 45°) con respecto a la Serie Inferior, que pueden llegar a 90° e incluso afectar a capas ya invertidas con valores medios de 60-70°. Esto implica la existencia de una mayor deformación previa en la Serie Inferior que en la Media y Superior.

— Deformación precámbrico-cámbrica

Esta deformación está reflejada en este área por la discordancia que separa las Series Superior e Intermedia, pudiéndose ver en la cartografía cómo la Serie Superior erosiona a la Serie Intermedia, encontrándose frecuentemente en contacto directo discordante sobre la Serie Inferior. Esta discordancia ha sido citada y descrita por ROBLES, R., y ALVAREZ NAVA, R. (1988), los cuales, por correlación con los Montes de Toledo, atribuyen una edad situada en el límite Cámbrico Inferior - Precámbrico.

Además de la discordancia, en los alrededores de Fuenteguinaldo, así como en otros puntos de la banda Fuenteguinaldo-Pastores, situados fuera de esta Hoja, es posible reconocer dentro de la Serie Intermedia pliegues con esquistosidad asociada claramente afectada por la esquistosidad de Fase 1 Hercínica (S_1) (ALVAREZ NAVA, H., y ROBLES, R., 1988), los cuales no han sido reconocidos en los materiales de la Serie Superior. Estas estructuras corresponden a pliegues de orden métrico de dirección E-O, asimétricos, de plano axial inclinado, con flancos largos, de buzamiento suave y flancos cortos verticalizados o invertidos.

— Deformación Sárdica

La deformación Sárdica queda presente en esta Hoja por la existencia de una discordancia entre los materiales del Cámbrico y Ordovícico. Estos últimos son los que configuran la prolongación del Sinclinorio de Las Batuecas.

Al margen de la discordancia, dentro de la Serie Superior, se encuentran figuras de interferencia a escala cartográfica, con los pliegues de Fase 1 Hercínica de dirección N-S en esta zona, que permiten deducir una dirección aproximada E-O para los pliegues de fase sárdica. Estos pliegues serían muy suaves, con buzamiento de los flancos inferior a 45° y valores medios de 25 a 35° , sin esquistosidad asociada. El tipo de figuras de interferencia originado entre la Fase 1 Hercínica y la Fase Sárdica, serían del tipo I de Ramsay, en forma de domos y cubetas.

Esta deformación (además de la evidencia cartográfica) es visible en el campo, al estudiar las lineaciones de intersección (L_1) entre la S_0 y la S_1 hercínicas, ya que los valores del ángulo de buzamiento de las mismas oscila de 0 a 45° , siendo los valores medios próximos a 30° .

2.3 OROGENIA HERCINICA

La Orogenia Hercínica, que tiene su inicio en el Carbonífero Inferior, es la responsable de las principales deformaciones que se observan en el ámbito de la presente Hoja. Aunque desde el punto de vista regional, y en áreas muy

próximas, se debe hablar de una deformación polifásica debida a la Orogenia Hercínica, en la superficie ocupada por la Hoja de Serradilla del Arroyo (11-21) sólo se han detectado estructuras debidas a una única fase de deformación hercínica y que por consideraciones de tipo regional asociamos a una primera fase.

2.3.1 PLIEGUES DE PRIMERA FASE HERCINICA

A escala regional, los grandes pliegues pertenecientes a esta fase están representados preferentemente por los sinclinales que configuran las diferentes sierras ocupadas por sedimentos paleozoicos (Sinclinal de Peña de Francia, al NE, y Sinclinal de Cañaverál, al S); entre ellos queda una amplia y compleja estructura antiformal donde son muy escasas las capas guía, por lo que las trazas de los pliegues se deducen de las medidas tomadas en campo, siendo sólo visibles los pliegues menores.

En la presente Hoja se individualiza un amplio sinclinorio, prolongación hacia el NO de las estructuras que configuran la Sierra de Francia, Batuecas, etc., y que cruza toda su superficie con dirección NO-SE a ESE-ONO y con ligera vergencia al NE. No obstante, dicha estructura se presenta en la actualidad muy desmantelada y/o cubierta por sedimentos terciarios y cuaternarios.

Aparte, destacan dentro de la Hoja otra serie de macroestructuras de menor longitud y que afectan a los materiales del Precámbrico-Cámbrico Inferior, todas ellas con longitudes de 1 a 4 Km. y con planos axiales subverticales y ejes con inclinaciones diversas, según afecten a sedimentos de la Serie Inferior, Intermedia o Superior. De las observaciones efectuadas en pliegues menores y de las medidas de lineaciones L_1 se deduce que estos pliegues presentan fuertes inclinaciones de sus ejes cuando afectan a materiales de la Serie Inferior del C. E. G., tendiendo a ser subhorizontales en la Serie Superior. Como ejemplo de estas estructuras mayores podemos citar las que afectan a los sedimentos más modernos del conjunto Precámbrico-Cámbrico (C. E. G.), como son los sinclinales del Cabezal Viejo, Cerro de Cabachuela, La Atalaya, etc.

Todos ellos se orientan con dirección ONO-ESE, excepto el de Cabezal Viejo, que presenta una dirección mucho más norteada, posiblemente debido a cizallas tardías subverticales, tal como ocurre en áreas próximas, como, por ejemplo, al NE de Tamames (DÍAZ BALDA et al., en prensa).

De los datos regionales, y de los de esta Hoja, se deduce que estas macroestructuras de primera fase presentan una amplitud muy diferente si se trata de pliegues que afectan a los sedimentos de Precámbrico-Cámbrico o

al Paleozoico (niveles cuarcíticos preferentemente). Así, en los primeros de ellos la amplitud es mayor, siendo los pliegues en general más apretados, mientras que los pliegues que afectan a niveles cuarcíticos del Ordovícico presentan una amplitud mucho menor.

Finalmente, hacer constar que las trazas de estas macroestructuras aparecen localmente deformadas, según una dirección próxima N 30° E, debido a una deformación tardía.

2.3.2 PLIEGUES TARDIOS

Con posterioridad a la primera fase de deformación tienen lugar a escala regional una serie de movimientos tardihercínicos que repliegan, ligera y puntualmente, los pliegues existentes. Estas nuevas deformaciones no dan lugar a macroestructuras y sólo están representadas por pliegues menores que en áreas situadas más al Sur se presentan como dos plegamientos diferentes, cuya cronología no ha sido posible definir, según las siguientes direcciones: N 10-35° E y N 100-120° E (BASCONES ALVIRA, L. et al., 1982-84). En áreas próximas, Sinclinal de la Peña de Francia, se observa también la existencia de suaves pliegues de dirección N 30-40° E con plano axial subvertical que podría asimilarse al sistema N 10-35° E.

Pertenecientes a este mismo sistema existen, en esta Hoja, micro y meso-pliegues afectando a sedimentos tanto del Ordovícico como Precámbrico-Cámbricos. En general presentan una dirección N 25-45° E plano axial vertical o con inclinación de hasta 60° al SE y ejes por lo general con fuertes buzamientos, tanto el N como el S. Un buen ejemplo de micropliegues de este sistema se pueden observar al sur de Cabeza Gorda, en las proximidades del contacto entre las cuarcitas ordovícicas y las pizarras de la Serie Superior Cámbrica, afectando a estas últimas.

2.3.3 ESQUISTOSIDAD DE PRIMERA FASE HERCÍNICA

La primera fase de deformación hercínica origina una esquistosidad de flujo S_1 que es subparalela a los planos axiales de los pliegues de dicha fase. Esta esquistosidad, que está casi siempre presente, se desarrolla de diferente forma según el tipo de sedimentos. Así, en las capas cuarcíticas del Ordovícico y niveles de conglomerados del C. E. G. se presenta como una esquistosidad espaciada o grosera («rough cleavage»), mientras que en los términos pelíticos del C. E. G. se desarrolla una fábrica planar y homogénea a escala de microscopio («slaty cleavage»). Por el contrario, no se llega a formar en ningún caso una verdadera «schistosity», ya que el metamorfismo

que afecta a los sedimentos del área es de bajo grado, no sobrepasando en ningún caso la isograda de la biotita.

Sobre una falsilla de Schmith se ha realizado el conteo de los polos de planos de S_1 medidos en campo, dentro del ámbito de la presente Hoja, obteniéndose una dirección preferente N 150° E con buzamiento de 70° al S (fig. 9).

Comparando estos resultados con los obtenidos durante la realización de diferentes Hojas en la región se observan escasas variaciones a nivel general. No obstante, si se estudia la variación, de la orientación de la esquistosidad dentro de la superficie de la presente Hoja se puede observar una rotación,

PROYECCION DE LOS POLOS DE LA ESQUISTOSIDAD S₁ FALSILLA DE SCHMIDT (HEMISFERIO SUR)

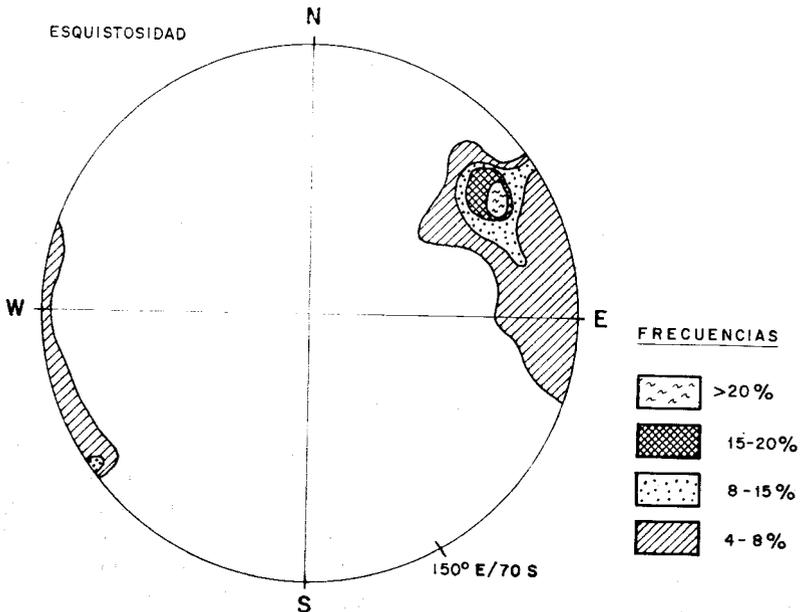


Figura 9.

para situarse aproximadamente N-S, en el ángulo SO. Esta variación en la orientación de los planos S_1 , que es más patente en la Hoja de Fuenteguinaldo (10-22), se podría atribuir a cizallas tardías subverticales.

2.3.4 ESQUISTOSIDAD TARDIA (CRENULACION)

Del estudio petrográfico en lámina delgada se deduce la existencia en varios puntos de una ligera esquistosidad que crenula a los planos S_1 . Esta esquistosidad de crenulación, que podría estar relacionada con los pliegues de plano axial N 10-35° E, con cuya dirección coincide en términos generales en áreas próximas, se encuentra presente en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres (CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al., 1980-82; BASCONES ALVIRA et al., 1980-84; MARTIN HERRERO, D. et al., 1982-84, y UGIDOS MEANA, J. M.* et al., 1983).

2.3.5 LINEACIONES DE PRIMERA FASE HERCINICA

La lineación L_1 es la resultante de la intersección entre el plano de estratificación S_0 y el de la primera esquistosidad S_1 , y es paralela a los ejes de los pliegues de esta fase.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior) se han representado las lineaciones L_1 medidas en campo o deducidas en gabinete (fig. 10), y se puede observar direcciones preferentes N 145° E, pero dentro de un amplio espectro, de E-O a N-S.

Si se comparan estos resultados con los obtenidos en Hojas limítrofes situadas más al Sur observamos una abundancia mayor de lineaciones con direcciones más norteadas, lo que está en consonancia con las direcciones de los pliegues que sufren en esta área una rotación debido posiblemente a cizallas tardías.

No obstante, el hecho más significativo que se observa, el representar de una forma diferenciada las medidas tomadas en las tres series definidas en los sedimentos precámbrico-cámbricos, es la variación en su inclinación. En este sentido se observan buzamientos en general inferiores a 40° en la Serie Superior e inclinaciones mucho mayores, muchas veces próximos a los 90°, en la Serie Inferior.

Esta diferencia en las inclinaciones de la lineación L_1 sería el resultado de una mayor deformación previa en la Serie Inferior.

PROYECCION ESTEREOGRAFICA DE LOS VALORES DE LA L_1 HERCINICA.

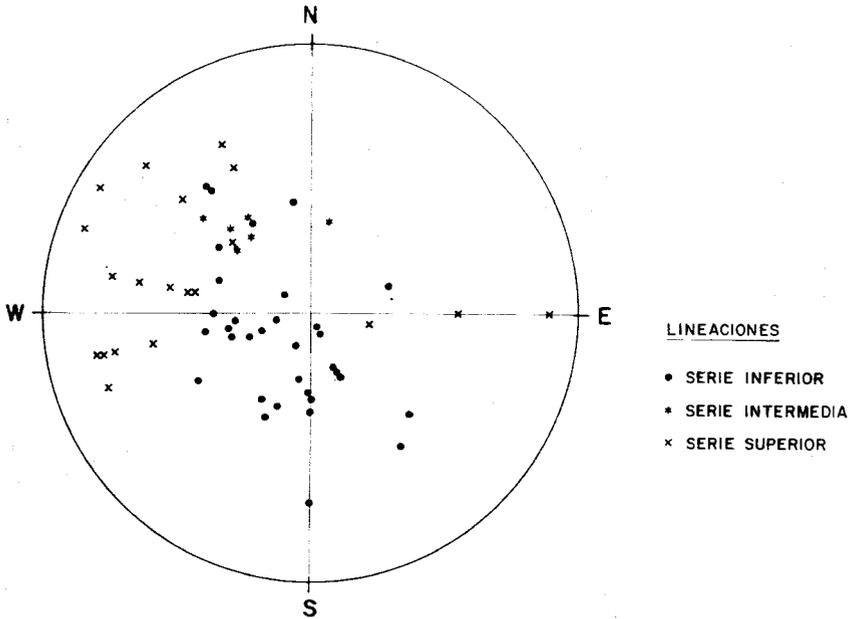


Figura 10.

2.3.6 FRACTURAS

Las familias de fracturas representadas en el ámbito de la Hoja de Serradilla del Arroyo pertenecen al sistema general tardihercínico que afecta a toda la región Centroeibérica y que posteriormente fueron activadas durante la Orogenia Alpina.

Se pueden distinguir dos familias bien definidas en el marco de la presente Hoja:

N 40-55° S. Constituye, posiblemente, la familia mejor representada a escala regional. A esta familia pertenece la falla senestra Alentejo-Plasencia, situada

al SE de la presente Hoja, que con un recorrido de más de 400 Km. presenta, en algún punto, un desplazamiento horizontal próximo a 3 Km. Dentro del ámbito de esta Hoja existen varios ejemplos de fracturas de esta familia, todas ellas con amplio recorrido en superficie:

- N de Monsagro-Tamames. Afecta con claridad a los depósitos del Ordovícico Inferior y es la responsable del hundimiento relativo del bloque norte con respecto a las elevaciones de la Peña de Francia. Su traza no queda muy bien definida, excepto en el área de Monsagro, donde presenta un movimiento senestro, por lo que en la cartografía se ha señalado como supuesta. No obstante, su existencia es evidente y queda reflejada en la morfología general.
- Embalse río Agueda-Morasverdes. Queda reflejada en los materiales del Precámbrico-Cámbrico Inferior, y es la responsable de la interrupción del Sinclinal de Guadapero, hundiendo el bloque norte, para volver a reaparecer su prolongación en el sinclinal de Torralba.
- Atalaya-Cabezagorda. Afecta a los dos flancos del Sinclinal de Guadapero, con desplazamiento senestro, aunque su control en el flanco norte está poco definido debido a los recubrimientos cuaternarios y neógenos.
- Torralba-Ciudad Rodrigo. No marcada en la cartografía por estar fosilizada por depósitos arcósicos del Paleógeno. Su presencia queda reflejada en las cuarcitas ordovícicas de Sierra Peronilla, donde se observa un claro movimiento senestro.

N 10-20° E. Se trata de un sistema algo posterior al anterior, al cual desplazan. Afectan claramente a los sedimentos ordovícicos, donde su control es fácil, debido a sus características mecánicas.

De este sistema es de destacar una fractura que afecta con un salto de 20 m. a la unidad de fangos y conglomerados del Mioceno, al N de Serradilla del Llano. A este mismo sistema, y posiblemente a la misma fractura, corresponde el accidente tectónico que, fuera del ámbito de esta Hoja, pone en contacto mecánico las arcosas del Oligoceno con la unidad de fangos y conglomerados del Mioceno (Hoja de La Fuente de S. Esteban).

Aparte, y en el contexto regional, es de destacar un sistema conjugado N 100-140° E que no aparece representado en esta Hoja, pero sí en áreas muy próximas (Hojas de Fuenteguinaldo, Martiago, etc.).

Durante la Orogenia Alpina las fracturas tardihercínicas se reactivan dando lugar a la formación de fosas que posteriormente se rellenarán con sedimentos paleógenos y neógenos. Cuencas terciarias de estas características son, por ejemplo, las de Coria y Moraleja, situadas al Sur, y la de Ciudad Rodrigo, parte de la cual queda dentro del ámbito de la Hoja de Serradilla.

Finalmente, resaltar que la cuenca de Ciudad Rodrigo presenta una dirección general ENE-OSO, pudiéndose definir dos grandes bloques. Uno al S (bloque levantado), constituido por los sedimentos más antiguos del área (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior y Paleozoico) y por rocas ígneas, en donde predominan las fracturas de dirección N 110-115° E y N 30-60° E, y que de forma escalonada se desarrollan desde La Alamedilla (Hoja núm. 550 - Fuenteguinaldo), hasta las proximidades de Salamanca, y otro al N (bloque hundido), que en la actualidad se encuentra ocupado por sedimentos terciarios, que oculta el basamento compartimentado en zonas de «graben» y «horst», según las direcciones hercínicas. Los perfiles geofísicos realizados por FERNANDEZ AMIGOT, J. A., 1981) en este área indican potencias del Terciario de hasta 400 m. a lo largo de una banda que va desde Puebla de Azaba (Hoja núm. 550 Fuenteguinaldo) a El Tenebrón, en la presente Hoja.

3 GEOMORFOLOGIA

3.1 INTRODUCCION Y SITUACION MORFOESTRUCTURAL

La Hoja núm. 10-21 (Serradilla del Arroyo) (fig. 11) se encuentra localizada en el extremo suroccidental de la submeseta septentrional. Comprende gran parte de la vertiente norte y suroccidental de la Sierra de Francia y, por tanto, un sector importante del borde sur de la Cuenca de Ciudad Rodrigo.

Los relieves de la Sierra se extienden de E a O al sur de la Hoja, con orientación E-O a NO-SE de las estructuras. Todo el relieve está sostenido por los afloramientos de capas cuarcíticas que conforman las cumbres del conjunto serrano.

El piedemonte de esta vertiente norte de la Sierra está constituido por los depósitos neógenos (conglomerados y fangos «rojos», o «versicolores», alteritas y conglomerados «ocres» y/o rañas), bajo los cuales se encuentran las series arcóscicas paleógenas que afloran hacia el O de la Hoja o bien el zócalo preterciario alterado.

En el sector occidental, el paisaje de planicie terciario se ve interrumpido por el paleorrelieve cuarcítico de la Sierra Peronilla.

El sector suroccidental constituye la zona de enlace de la superficie de pedimentación que desciende de los relieves de las Sierras de Francia-Gata, con el relleno terciario de la Fosa de Ciudad Rodrigo.

En el área comprendida en esta Hoja los rasgos morfográficos y orográficos que la caracterizan se asientan sobre el zócalo Precámbrico-Paleozoico, que

MAPA GEOMORFOLOGICO

SERRADILLA DEL ARROYO

526
11-21



LEYENDA

RELIEVES PRECUATERNARIOS

- Crestas.
- Lomas.
- Relieves residuales.
- Apianamientos sobre tórcio con caracter exhumado y degradado (Pre Mioceno).
- Proximal.
- Distal.
- Rampas de enlace.
- Rampas sobre Terciario.

RELIEVES CUATERNARIOS

- Cuchales y depósitos coluviales.
- Frente de sierra = cambio de pendiente.
- Laderas desnudas.
- Laderas cubiertas.
- Pie de ladera.
- Vertiente regularizada.
- Vertiente degradada.
- Escarpes acusados.
- Escarpes moderados.
- Escarpes de terraza o de poca entidad.
- Abanico / glacis cuaternario.
- Líneas de fracturación con expresión morfológica.



CANTANO M. (U. SALAMANCA)
MADRID 1988

Figura 11

aflora en este sector de la Zona Centro-Ibérica del Hercínico de la Península y, fundamentalmente, sobre un sector importante del Terciario continental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo.

3.2 RASGOS OROGRAFICOS

El relieve de la Hoja pone de manifiesto un evidente contraste de «formas»: por un lado, las extensas superficies tipo glacis, desarrolladas en la etapa finineógena de génesis del piedemonte de las sierras. Por otro, el paisaje también tendente a la planitud, de un relieve senil relacionado con la vieja penillanura meseteña y con carácter de «pediment» exhumado y degradado, en el sector suroccidental de la Hoja.

Y, por último, los viejos relieves parcialmente rejuvenecidos durante el Alpino, del dominio serrano, con rasgos morfológicos heredados o generados en la última etapa de morfogénesis.

El dominio de las «sierras» comprende los relieves occidentales de la Sierra de Francia con las cotas más elevadas de la zona (Hastiala, 1.735 m.; Coopero, 1.560 m., y Guindo, 1.462 m.). Estos relieves se prolongan hacia el NO a favor de la estructura del sinclinal de Guadapero, en las sierras que constituyen ambos flancos del mismo (Sierras del Carazo y Valdefuentes), y que aún presentan continuidad, con expresión morfológica, en las Sierras Peronilla-Torralva, como paleorrelieve exhumado dentro del dominio terciario.

Las cumbres de las Sierras (Francia, Carazo, Torralva y Peronilla) hacen de divisoria fluvial entre los dos sistemas principales de la zona: el del Yeltes y el del Agueda, que por su dinámica, netamente distinta, dividen la Hoja en dos zonas con rasgos morfológicos y orográficos distintos:

- La zona oriental, con el piedemonte neógeno bien conservado. En él el encajamiento fluvial ha tenido poca incidencia desde el punto de vista de degradación, ya que el río Yeltes ha mantenido sustancialmente una dinámica de migración lateral, constructiva, más que de encajamiento con erosión, debido al efecto de presa desarrollado por los relieves cuarcíticos situados al NO.
- La zona occidental, donde el proceso de degradación, debido a la dinámica del Agueda y su sistema de afluentes, ha sido más intenso. Presenta, por tanto, una morfología de exhumación a su vez netamente degradada por la erosión fluvial.

3.3 DOMINIO CON CONTROL TECTONICO-ESTRUCTURAL

Restringido a la zona de sierras. Es evidente la incidencia de los factores de carácter tectónico-estructural, sobre algunos rasgos morfológicos. La distribución y orientación de valles y cimas responde a la estructura del basamento sobre el que se asienta y desarrolla el relieve, así como a la resistencia, ante los procesos de alteración de las diferentes litologías de este zócalo, a lo largo de las sucesivas etapas morfogénicas desde su emplazamiento. A ello se suma la tectónica frágil del Alpino con evidente expresión morfológica reflejada, fundamentalmente, en la adaptación de las principales líneas de disección y encajamiento a favor de las mismas, y en el rejuvenecimiento que haya supuesto para el relieve.

3.4 EL PIEDEMONTTE

El piedemonte de la Sierra presenta dos aspectos diferentes: el piedemonte con registro sedimentario neógeno y el piedemonte desnudo.

- A) El piedemonte de la Sierra de Francia desarrolla en todo su entorno una secuencia de superposición de abanicos aluviales a lo largo de toda la etapa neógena.

Estos sedimentos, cuya facies mejor conservada son las de carácter conglomerático, constituyen en su conjunto las «series rojas neógenas», bien representadas en diferentes zonas marginales de las cuencas mesetañas (MARTIN SERRANO, 1985, 1988). Sobre ellas se desarrolla un perfil de alteración de carácter caolinitico («alteritas ocre»), que culmina en la superficie glacis de la raña.

Los sedimentos neógenos, restos de los mismos o de las rañas que constituyen el techo del conjunto, rellenan las ensenadas o amplios valles dibujados entre los relieves cuarcíticos. Su distribución espacial deja patente la coincidencia direccional con el sistema fluvial cuaternario, el cual, en el caso de Yeltes, ha permitido la conservación de toda la organización del piedemonte neógeno septentrional, que es abarcado en la Hoja 526.

No ocurre lo mismo con la vertiente meridional de la Sierra, donde tan sólo se conservan algunos retazos de estas secuencias sedimentarias neógenas y de los rasgos morfológicos de esta etapa.

- B) Piedemonte desnudo.

Restos de una superficie de tipo «pediment» se conservan al oeste de los

relieves de la Sierra de Francia (Pastores-Zamarra). Esta superficie de carácter exhumado constituye un elemento morfológico heredado de un ciclo morfológico anterior al Neógeno, que conforma el piedemonte septentrional de la Sierra.

3.5 DOMINIO PALEOGENO

El sector noroccidental de la Hoja está constituido por los depósitos paleógenos que rellenan la Cuenca de Ciudad Rodrigo. Desde el punto de vista morfológico, este sector se caracteriza por «formas» suaves de degradación: valles, rampas y laderas regularizadas, relacionadas con la red fluvial del sistema del Agueda. Destacan también algunos relieves estructurales, de carácter residual (Sierras Peronilla y Carazo), que atraviesan dicho dominio.

3.6 LAS RAÑAS

Marcan el inicio del sistema fluvial actual. Se han definido como un sistema de abanicos aluviales. Conforman el techo del conjunto sedimentario que constituye el piedemonte de la sierra de Francia. Se inician hacia los 1.000-950 m., y descienden hasta los 880-840 m. Estos conglomerados se disponen sobre los materiales neógenos o sobre el zócalo alterado, con una potencia máxima de 5 m.

La superficie en la que culminan es de gran planitud, constituyendo perfectos glaciares de piedemonte, actualmente rotos por el encajamiento de la red fluvial que los disecta.

Están constituidas por acumulaciones de cantos de cuarcita, fundamentalmente, con variaciones de tamaño notables.

En superficie, sobre todo en la parte distal de estos cuerpos, presentan el característico nivel de cantos rubefactados.

3.7 RAMPAS DE ENLACE

Conservadas sobre los depósitos terciarios, fundamentalmente constituyen las formas típicas de unión entre los glaciares finineógenos («Rañas») y las primeras terrazas.

3.8 DEPOSITOS COLUVIONARES

— Derrubios de tipo canchal, de cantos angulosos, sin matriz, que general-

mente ya no son activos. Se localizan bajo las crestas cuarcíticas y/o en las cabeceras de arroyos y barrancos.

- Derrubios de ladera, con matriz limo-arenosa, pueden presentar cierto ordenamiento interno, interpretándose como depósitos de origen periglacial. O bien, son simplemente coberteras de derrame existentes en las laderas de fuerte pendiente.

3.9 ALUVIAL

Depósitos aluviales que rellenan las llanuras aluviales de los cursos más importantes.

En la Hoja 526 dominan los cursos fluviales con gran desarrollo de llanura aluvial, cuyos depósitos están constituidos por cantos de tamaños entre bloques y grava, de naturaleza fundamentalmente cuarcítica, heredados de los conglomerados finineógenos en que se encajan.

3.10 RED FLUVIAL

Constituida por dos sistemas: el del río Yeltes y el del río Agueda.

- Sistema del Yeltes.

Drena todo el sector septentrional de la Hoja. Su dinámica ha permitido la conservación de la morfología neógena preexistente. La red se jerarquiza en cursos de amplias llanuras aluviales. Las direcciones predominantes de drenaje son N-S y SE-NO. Los interfluvios son, predominantemente, las mismas superficies finineógenas disectadas o las primeras terrazas. Sólo en las zonas de cabecera se encuentra la variante de interfluvios cresteados, constituidos por las cimas de los relieves cuarcíticos.

Las terrazas de la cuenca del Yeltes destacan por su buena conservación. El sistema desarrolla terrazas de gran extensión longitudinal y con 2-3 niveles transversales.

- Sistema del Agueda.

Red preferentemente orientada hacia el NO, con direcciones NE-SO de los tributarios. El encajamiento es mucho más acusado que en la cuenca del Yeltes, de manera que el sector drenado por sus aguas ha sufrido un acentuado proceso de exhumación.

Las terrazas desarrolladas por el río Agueda están peor conservadas que

en el caso del Yeltes, aunque el número de escalones de aterrazamiento es mayor.

La naturaleza de los depósitos de las terrazas depende lógicamente de su ubicación. Las terrazas de Yeltes heredan las características litológicas de los materiales a partir de los cuales se nutren, predominando los cantos de cuarcita reciclado.

En el Agueda la naturaleza de los materiales que conforman los depósitos aluviales de las terrazas es más variada, con mezcla de cantos de cuarcita, cuarzo y pizarras.

4 PETROLOGIA

4.1 PETROLOGIA METAMORFICA

La mayoría de los sedimentos estudiados presentan texturas blastopelíticas, blastosamíticas y blastosefíticas, en las que es posible reconocer las texturas clásticas originales con distinto grado de recristalización y deformación. Únicamente en las zonas próximas a los granitos, fuera del contexto de esta Hoja, se observa un aumento del gradiente de deformación y temperatura que se manifiesta en la aparición de texturas lepidoblásticas y granulíticas, con la consecuente pérdida de las características originales.

En conjunto, el estudio de las asociaciones mineralógicas presentes permiten afirmar que se ha alcanzado un metamorfismo de bajo grado correspondiente a la zona de la biotita. Se reconoce una blastesis de biotita y/o clorita generalizada en casi todas las muestras y de plagioclasa-anfíbol-clinozoisita-epidota-esfena-calcita en las rocas anfibólicas.

La mayor parte de las muestras presentan una orientación de la principal masa de filosilicatos definiendo la esquistosidad S_1 . Además, se reconoce una segunda blastesis de biotita, parcialmente cloritizada, presente en cristales poiquiloblásticos de tamaño algo mayor que el resto de los filosilicatos y que pueden aparecer dispersos o bien orientados estadísticamente perpendicular y oblicuamente a la S_1 . Dicha orientación coincide con el plano axial de una débil crenulación correspondiente a una deformación tardía que tiene desarrollo local.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de los materia-

les más antiguos que se depositaron sobre una corteza silíceo erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva (VEGAS, R. et al., 1977). Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

La sedimentación de los materiales de la Unidad Inferior del C. E. G. (Serie Inferior, ROBLES et al., 1987), durante el Precámbrico Superior, tuvo lugar en un ambiente submarino relativamente profundo en el que se depositaron un conjunto de facies cuya asociación y organización corresponde, por un lado, a una sedimentación turbidítica propiamente dicha y, por otro, a la deposición autóctona de la cuenca. En la Unidad Superior, con la sedimentación de los niveles de pizarras negras carbonosas, se constata la presencia de condiciones muy restringidas típicas de las facies anóxicas, entre las que se intercalan de nuevo facies probablemente turbidíticas. La petrografía de dichos metasedimentos revela un área de aporte múltiple (sedimentaria, volcánica, metamórfica e ígnea) y la presencia de un vulcanismo contemporáneo con la sedimentación.

Sobre el C. E. G. se habría depositado una serie detrítica de edad Cámbrico Inferior-Medio, no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica, y que tiene su representación en el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, al E en el Sinclinal de Guadarranque y al S en las proximidades de Alburquerque.

Esta fase Sárdica se produce después del Cámbrico Medio y daría lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al mismo tiempo que va acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO, F. et al. (1976) la discordancia Sárdica debe ser, al menos, anterior al Tremadoc Inferior.

La existencia de dos fases anteriores a la Sárdica han producido deformaciones previas, así como dos discordancias entre las tres Series definidas en los sedimentos del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior (ALVAREZ NAVA et al., 1988).

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la aparición de depósitos propios de una plataforma marina somera detrítica y de zonas de depósitos aluviales canalizados (cuarcitas, areniscas, pizarras y conglomerados), en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas.

Los sedimentos ordovícicos y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de bajo grado.

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fracturas tardí y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar

tres familias: N 30-50° E, N 10-20° E y N 100-140° E, cuyo efecto produce la disposición del área en bloques y va a configurar a nivel regional diversas fosas que se rellenarán durante el Terciario, desarrollándose abanicos a partir de los bloques levantados. Estas fracturas seguirán actuando posteriormente, como lo demuestra la existencia de «rañas», así como por el desplazamiento que se observa puntualmente en los fangos y conglomerados miocenos.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

De la bibliografía consultada y del estudio de campo realizado se deduce que no existen en el ámbito de la Hoja explotaciones mineras y tampoco se ha evidenciado la existencia de indicios mineros.

6.2 CANTERAS

No son de destacar explotaciones actuales dentro de la Hoja de Martiago (11-22). Sólo mencionar que existieron explotaciones pequeñas y esporádicas, hoy abandonadas, en algún nivel cuarzograuváquico del C. E. G., al sur de la Hoja, para áridos de machaqueo. Para este mismo fin podrían explotarse los derrubios de ladera, pedrizas y canchales que son una constante en toda la zona sur de la Hoja. Aparte, con carácter esporádico, podría obtenerse material granular para áridos de las terrazas bajas del río Agueda, en el área suroccidental de la Hoja.

6.3 HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja de Serradilla del Arroyo pertenece en su totalidad a la cuenca hidrográfica del Duero, siendo sus cursos de agua más significativos, el río Agueda y el río Yeltes.

Desde el punto de vista hidrogeológico se puede dividir la Hoja en dos zonas claramente distintas: zona del dominio Hercínico y zona de depósitos terciarios.

- a) *Dominio Hercínico*: Ocupa aproximadamente el 25 por 100 de la superficie y está ocupado por metasedimentos del C. E. G. y del Ordovícico. La posibilidad de captación de aguas subterráneas en este dominio se limita a las zonas con fracturación preferente, o a zonas donde se desarrollan importantes depósitos de tipo coluvionar.

b) *Depósitos terciarios*: Rellenan la denominada fosa tectónica de Ciudad Rodrigo y están constituidos principalmente por materiales permeables con buena recarga y, por tanto, susceptibles de constituir un buen acuífero. En este sentido hay que hacer mención al «Estudio Hidrogeológico del Pasillo de Ciudad Rodrigo» (IGME, 1981), donde se expone que desde un punto de vista general se trata de un acuífero con potencias que varían entre pocos metros y más de 300 m., pudiéndose considerar un espesor medio de 100 m. Dado que los niveles por lo general están a 10 m. de profundidad, se podría establecer un espesor saturado de unos 90 m. Este mismo estudio aporta también las siguientes características para el citado acuífero:

- Caudales medios: 10-12 l/s.
- Transmisividad media: 50 m²/día.
- Tipo de acuífero: libre.
- Coeficiente de almacenamiento: 5 a 10 por 100.
- Recarga por agua de lluvia: 90 a 150 Hm³/año (años secos) y 290 a 350 Hm³/año (años húmedos).

7 BIBLIOGRAFIA

ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ 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 (Galicia Central, Zamora y Salamanca). *Studia Geológica*, VI, pp. 29-48.

ALONSO GAVILAN, G. (1979).—«Estudio sedimentológico de los depósitos fluviales del Paleógeno en Olmo de la Guareña (Salamanca)». *Primera Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, t. I, pp. 59-83.

ALONSO GAVILAN, G., y CANTANO, M. (1976).—«La formación Areniscas de Ciudad Rodrigo: ejemplo de sedimentación controlada por paleorrelieves (Eoceno, fosa de Ciudad Rodrigo)». *Studia Geológica Salmanticensis*, XXIV, pp. 247-258.

ALVAREZ-NAVA, H., y ROBLES CASAS, R. (1988).—«Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, SO de Salamanca». *Congreso Geológico de España*, 1988, vol. 2.

ALVAREZ-NAVA, H.; GARCIA CASQUERO, J. L.; GIL, A.; HERNANDEZ URROZ, J.; LORENZO, S.; LOPEZ DIAZ, F.; MIRA, M.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARIA, J., & SOLE, F. J. (1988).

«Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbrico en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica». *II Congr. Geol. España*, vol. 1, pp. 19-22.

ARRIBAS, A., y JIMENEZ, E. (1978).—«Esquema geológico-litológico de la provincia de Salamanca». *Estudio integrado y multidisciplinario de la dehesa salmantina*. 1. *Estudio fisiográfico descriptivo*. 2.º fascículo, pp. 41-61, Salamanca-Jaca.

BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1978).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 674-675 (7-27/8-27). Sever-Santiago de Alcántara». *IGME*.

BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 622 (11-25). Torrejuncillo». *IGME*.

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja número 676 (9-27). Membrío». *IGME*.

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja número 678 (11-27). Casar de Cáceres». *IGME*.

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja número 620 (9-25). Zarza la Mayor». *IGME*.

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja número 621 (10-25). Coria». *IGME*.

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y UGIDOS MEANA, J. M.ª (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 597 (11-24). Montehermoso». *IGME*.

BERNARDO DE SOUSA, M. (1981).—«Complexo xisto-grauvaquico do Douro: a Formação de Bateiras; Facies, ocorrência e significado litoestratigrafico». VII Reunión Gest. O Peninsular. Madrid. *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 7, 645-651.

BERNARDO DE SOUSA, M. (1982).—«Litostratigrafia e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovicico". Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)». *Tesis doctoral*. Universidade do Coimbra.

BERNARDO DE SOUSA, M.—«Perspectiva sobre os combecimientos octueis do Complexo-Xisto Grauvaquico de Portugal». *Mem. Not. Publ. Musc. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 100, 1-16.

BOUMA, A. H. (1962).—«Sedimentology of zona flysch deposits». *Elsevin*, Amsterdam, 168 pp.

BOUYX, E. (1962).—«La edad de los esquistos de la Alcudia». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 66, pp. 197-200.

BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.

CANTANO, M., y MOLINA, E. (in litt.).—«Aproximación a la evolución morfológica de la fosa de Ciudad Rodrigo. Salamanca». *Studia Geologica*.

CARBALLEIRA, J., y CORRALES, I. (1980).—«El Paleozoico Inferior del S de Salamanca y N de Cáceres: Generalidades». *IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Guía de Sesiones de Campo, pp. 12-15.

CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I., y POL, C. (1980a).—«Características del Ordovícico Inferior en las Unidades de Tamames-Sierra de Francia (Salamanca-Cáceres)». *IX Congreso Regional de Sedimentología*. Guía de Sesiones de Campo, pp. 25-47.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—«Quelques remarques sur la tectonique du Portugal!». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, pp. 193-206.

CAZZOLA, C.; FONNESU, F.; MUTTI, E.; RAMPONE, G.; SONNINO, M. & VIGNA, B. (1981).—«Geometry and facies of small, fault controlled deep sea fan systems in a transgressive depositional setting (Tertiary Piedemont Basin, Northwestern Italy)». *2nd Europ. Eg. Mtg. Sedim.*, Excursión 1, pp. 7-56, Bologna, Int. Assoc. Sedim.

COLACICCHI, R. & PASSERI, L. (1981).—«Mesozoic pelagic sequences and their relations to carbonate platform margin in Umbria-Marche Appennine». *2nd Europ. Reg. Mtg. Sedim.*, Excursión 2, pp. 59-76, Bologna, Int. Assoc. Sedim.

COOK, H. E. & MULLINS, H. T. (1983).—«Basin margins environment». In: «Carbonate depositional environments (Scholle, Bebout & Moore, Eds.)». *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, núm. 33, pp. 539-617.

COOK, H. E. & TAYLOR, M. E. (1977).—«Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada». In: «Deep-water carbonate environments (Cook & Enos, Eds.)». *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, núm. 25, pp. 51-81.

COOK, H. E.; McDANIEL, P. N.; MOUNTJOY, E. W. & PRAY, L. C. (1972).—«Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins Alberta, Canada». *Can. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 20, pp. 439-497.

CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 648 (9-26). Alcántara». *IGME*.

CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y PEREZ DEL VILLAR, L. (1984).—«Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el Complejo Esquisto Grauváquico del área Zarza la Mayor-Garrovillas (provincia de Cáceres)». *I Congreso Español de Geología*, t. II, pp. 97-108.

CORRETGE, G., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971).—«Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». *I Congreso Hispano Luso-Americano de Geología Económica*, t. I, sección I (Geología), E-1-17.

CORRETGE CASTAÑON, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 649 (10-26). Garrovillas». *IGME*.

CORRETGE CASTAÑON, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 677 (10-27). Brozas». *IGME*.

DAVIES, G. R. (1977).—«Turbidites, debris sheets, and truncation structures in Upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup basin, Arctic Archipelago». In: «Deep-water carbonate environments (Cook & Enos, Eds.)». *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, núm. 25, pp. 221-247.

DIEZ BALDA, M.ª A.; 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 geológica*, XII, pp. 91-108, Salamanca.

DIEZ BALDA, M.ª A. (1980).—«La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto Grauváquico al sur de Salamanca». *Estud. geol.*, 36, pp. 131-138.

DIEZ BALDA, M.ª A. (1982).—«El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

DIEZ BALDA, M.ª A. (1983).—«Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del sur de la provincia de Salamanca». *Studia Geológica Salmanticensis*, XVII, pp. 65-80, Salamanca.

DIEZ BALDA, M.ª A. (1986).—«El Complejo Esquisto Grauváquico, las series

paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca». *Acta Salmanticensis*, 52, 162 pp, Salamanca.

ENOS, P. & MOORE, C. H. (1983).—«Fore-reef slope». In: «Carbonate depositional environments (Scholle, Bebout & Moore, Eds.)». *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, núm. 33, pp. 508-537.

FORT, R., y ORDOÑEZ, S. (1984).—«Los aluviones de casiterita-ilmenita de Fuentes de Oñoro (Salamanca): Estudio previo». *I Congreso Español de Geología*, t. II, pp. 467-478, Segovia.

GARCIA ABAD, F. J., y MARTIN-SERRANO, A. (1980).—«Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)». *Estud. Geol.*, 36, 391-401.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970).—«La existencia de pliegues en el Complejo Esquisto Grauváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geológica Hispánica*, t. V, pp. 105-108.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971).—«Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, J. M. (1971).—«Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, t. I, sección 1 (Geología), E-1-18.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1985).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 573 (10-23). Gata». *IGME*.

HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978).—«Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaïn et de la Peninsule Iberique». *Sechkenbergiera lethaea*, 59 (4-6), pp. 410-429. Frankfurt am Meim.

HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977).—«Ensayo de correlación entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Machel». *Est. Geol.*, 33, pp. 327-342.

HURTADO FERNANDEZ, A. (1971).—«Memoria de la Hoja núm. 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a escala 1:200.000». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, t. I, sección I (Geología).

IGME (1970).—«Mapa geológico. E. 1:200.000. Hoja núm. 43. Plasencia».

- IGME (1971).—«Mapa geológico. E. 1:200.000. Hoja núm. 51. Cáceres».
- IGME.—«Mapa metalogenético de España. E. 1:200.000. Hoja núm. 43. Plascencia».
- IGME.—«Mapa metalogenético de España. E. 1:200.000. Hoja núm. 51. Cáceres».
- IGME (1981).—«Estudio hidrogeológico del pasillo de Ciudad Rodrigo».
- JIMENEZ FUENTES, E. (1974).—«Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXV-V, pp. 518-524, Madrid.
- JIMENEZ FUENTES, E., y MARTIN-IZARD, A. (1987).—«Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo». *Estud. Geol. Salmanticensis*, XXIV, pp. 215-228.
- JORDA PARDO, J. F. (1983).—Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo». *Revista Provincial de Estudios*, 8, pp. 129-173.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, D., y CONDE, L. (1974).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000». *Servicio de Publicaciones del IGME*.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta». *Geotekt. Fosch*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico de España». *Notas y Com. Instit. Geol. y Minero*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969).—«El Cámbrico de España. Primera parte». *IGME*.
- LOWE, D. R. (1976).—«Grain flow and grain flow deposits». *J. Sed. Petrol.*, vol. 46, pp. 188-199.
- LOWE, D. R. (1982).—«Sediment previty flows: II. Depositional models with special reference to the deposit of high density turbidity currents». *Jour. Sed. Petrology*, 52, 1, 279-297.
- MACAYA, J. (1981).—«Estudio geológico estructural de la Sierra de Francia (provincias de Salamanca y Cáceres)». *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 7, pp. 567-576, Madrid.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976).—«Las capas de transición, Cámbrico Inferior y otras series preordovicicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo Surorientales: sus implicaciones geotectónicas». *Estudios geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978).—«Mapa geológico

de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaverál». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 651 (12-26). Serradilla». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984).—«Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres». *I Congreso Español de Geología*, t. III, pp. 75-90.

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 595 (9-24). Teso Moreno». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 703 (10-28). Arroyo de la Luz». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja número 650 (11-26). Cañaverál». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja número 597 (10-24). Cilleros». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1985).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja número 572 (9-23). Valverde del Fresno». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y UGIDOS MEANA, J. M. (1983).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 623 (12-25). Malpartida de Plasencia». *IGME*.

MIALL, A. D. (1977).—«Fluvial Sedimentology». *Canadian Society of Petroleum Geologist*, Calgary, Alberta, Canadá.

MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. (1973).—«Sediments gravity flows: mechanics of flow and deposition». In: «Deep turbidites and deep water sedimentation (Middleton & Bouma, Eds.)». *Soc. Econ. Pal. Min. Pacific Section, Short Course*, pp. 1-38.

MOLINA, E., y JORDA, J. (1984).—«Le piémont nord du "sistema central" espagnol dans la province de Salamanca». *Montagnes et piémontes*, RGPSO, pp. 157-164, Toulouse.

MORENO SERRANO, F. (1975).—«Olistostromas, fangoconglomerados y "slump folds". Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-

Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real». *Separata de Estudios Geológicos*, vol. XXXI, pp. 249-260, agosto de 1975.

MORENO SERRANO, F. (1975).—«Las deformaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa». *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXV-IV (396-400), Geología.

MORENO SERRANO, F. (1977).—«Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales». Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XX, núm. 1, Oviedo.

MUTTI, E. (1977).—«Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South Central Pyrenees, Spain)». *Sedimentology*, vol. 24, pp. 107-131.

MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972).—«Le torbiditi dell'Apenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199. Trad. al inglés por T. H. Nilsen: «Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis». *A. G. I. Reprint Series 3*, 1978.

MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1975).—«Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations». *IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11*, pp. 21-36, Nice (Italia).

NOZAL MARTIN, F., y ROBLES CASAS, R. (1988).—«Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca». *II Congreso Geológico de España. Sociedad Geológica de España*, vol. 1, pp. 139-143.

OEN ING. SOEN (1970).—«Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Minero de España*, t. 81, núm. 2.

OLIVE DAVO, A.; MONTESERIN, V., y ANDONAEGUI, P. (1986).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000 2.^a Serie. Hoja núm. 654 (15-26). El Puente del Arzobispo». *IGME*.

PARGA, J. R. (1969).—«Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos de Lab. de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.

PARGA, J. R. (1971).—«Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico». *Trabajos del Lab. Geol. de Lage*, núm. 40, *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fascs. III y IV, pp. 234-238.

- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971).—«El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica». *Real Sociedad Española de Historia Natural. Volumen extraordinario del Primer Centenario*, t. I (1891-1971).
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979).—«El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos». *Primera reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero*, t. II, 717 pp., Salamanca.
- PEREZ GONZALEZ, A.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CARBALLEIRA, J. (1984).—«El Terciario continental de Extremadura. Libro Jubilar J. M. Ríos». *Geología de España. IGME*. En prensa.
- PEREZ REGODON, J., y SOS BAYNAT, V. (1963).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. Hoja núm. 650. Cañaveral». *IGME*.
- POLO, M. A.; ALONSO-GAVILAN, G., y VALLE, M. F. (1987).—«Bioestratigrafía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)». *Estudia Geológica Salmanticensis*, XXIV, pp. 229-245.
- PORTERO, J. M.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ DEL POZO, J., y VARGAS, I. (1979).—«Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero». *Primera Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, t. 1, pp. 11-37, Salamanca.
- PORTERO GARCIA, J. M., y AZNAR AGUILERA, J. M. (1984).—«Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y Cuencas limítrofes (Duero y Tajo)». *I Congreso Español de Geología*, t. III, pp. 253-263, Segovia.
- QUESADA GARCIA, A. (1960).—«Falla de desgarre en el SO de la Península Ibérica». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.*, 58, 163-182.
- READ, J. F. (1980).—«Carbonate ramp to basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician Virginian Appalachians». *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 64, pp. 1575-1612.
- REGENCIO, C. A., y PORTUGAL, M. (1981).—«O Sinclinal Paleozoico de Esposende (Porto). Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica*.
- RICCI LUCCHI, F. (1978).—«Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain». *Geol. Mijnbouw*, 57, 559-576.
- RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A.; ORI, G. G., y COLAGONGO, M. L. (1981).—«Pliocene tan deltas of the Intra. Apenninic Basin, Bologna». *2nd IAS reg meet. Exc. guidebook*, 76-138.
- ROBLES CASA, H., y ALVAREZ NAVA, H. (1988).—«Los materiales Precámbrico-Cámbricos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca». *Congreso Geológico de España*, 1988, vol. 1.

- RODA, J. (1981).—Investigaciones sobre el "Complejo Esquisto Grauváquico anteordovícico" al NO de Ciudad Rodrigo. Salamanca». *Inédito*, 61 pp.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1979).—«El Complejo Esquisto Grauváquico y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca-España)». *Estudia geológica*, XIV, pp. 7-34, Salamanca.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982).—«Contribución al conocimiento del C. E. G. en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)». Tesis Doctoral inédita. Universidad de Salamanca.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1985).—«El Complejo Esquisto Grauváquico en el área de Las Hurdes-Sierra de Gata (provs. de Salamanca-Cáceres, España)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 9.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1985a).—«El Complejo Esquisto Grauváquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español». *Acta Salmanticensis*, 51, 174 pp., Salamanca.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, S. M.^a (1985).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 574 (11-23). Casar de Palomero». *IGME*.
- RÖLZ, P. (1975).—«Beiträge zum Aufbau des jungpräkambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata), Spanien». *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, Heft. 36, S. 1-68, Münster (Westf.).
- RUPKE, N. A. (1978).—«Deep clastic seas». In: «Sedimentary environments and facies», 372-415. Ed. H. G. Reading. *Black well Scient. Publ.*
- SAAVEDRA ALONSO, J., y PELLITERO PASCUAL, E. (1979).—«Concentraciones elementales en niveles premesozoicos de áreas de la provincia de Salamanca. Ensayo sobre la naturaleza de los procesos geológicos implicados en su génesis». *Primera Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero*, t. I, pp. 567-586, Salamanca.
- SAN JOSE LANCHÁ, M. A. de (1983).—«El Complejo sedimentario pelítico grauváquico». En: «Los tiempos Precámbricos y Paleozoicos. El ciclo hercínico. Libro Jubilar J. M. Ríos». *Geología de España*, t. I, 91-100. IGME.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956).—«Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-Sao Pedro do Sul-Sá tao region (Northern Portugal)». *Con. Serv. Geol. Portugal*, 37.
- TEIXEIRA, C. (1955).—«Notas sobre a geología de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico». *Porto Editora*, Lisboa, 50 pp.

- TEIXEIRA, C. (1979).—«Le Precambrien portugais». *C. R. Som. Soc. Geol. France*, fasc. 5-6, 228-230, París.
- TEIXEIRA, C., y TORQUATO, J. R. (1975).—«Nouvelles données sur l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, 99-101.
- TENA DAVILA-RUIZ, M., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 704 (11-28). Cáceres». *IGME*.
- TORRE DE ASUNCAO, C. (1969).—«Sur la petrographie du Complexe des schistes et grauvacoés ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)». *Tomo LII das comunicações dos Serços Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J. M.ª; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1983).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 598 (12-24). Plasencia». *IGME*.
- UGIDOS, J. M.ª; RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1985).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 575 (12-23). Hervás». *IGME*.
- VALLADARES, I., y CORRALES, I. (1980).—«Las series Carbonatadas del Cámbrico Inferior de Salamanca». *IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Guía de Sesiones de Campo, pp. 15-25.
- VALLADARES, I. & RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1988).—«Depositional processes of submarine channel-fill carbonate (Late Precambrian, Salamanca, Spain)». *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 1 (1-2), pp. 165-175.
- VALLE DE LERSUNDI, J. (1959).—«Sobre la posible existencia de una importante falla en el SO de la Península». *Not. y Com. Inst. Geol. y Minero*, 46, p. 103.
- VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuña y en las Sierras de Cáceres y N de Badajoz». *Est. Geol.*, vol. XXVII, pp. 419-425, octubre de 1971.
- VEGAS, R. (1971).—«Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Minero de España*, t. 82, pp. 351-358.
- VEGAS, R. (1974).—«Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Minero de España*, t. 85 (2), pp. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIG, J. M., y MORENO, F. (1977).—«Significado del Complejo Esquisto Grauváquico en relación con otras series "prearening" de España Central». *Studia Geológica*, XII, pp. 207-215.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID