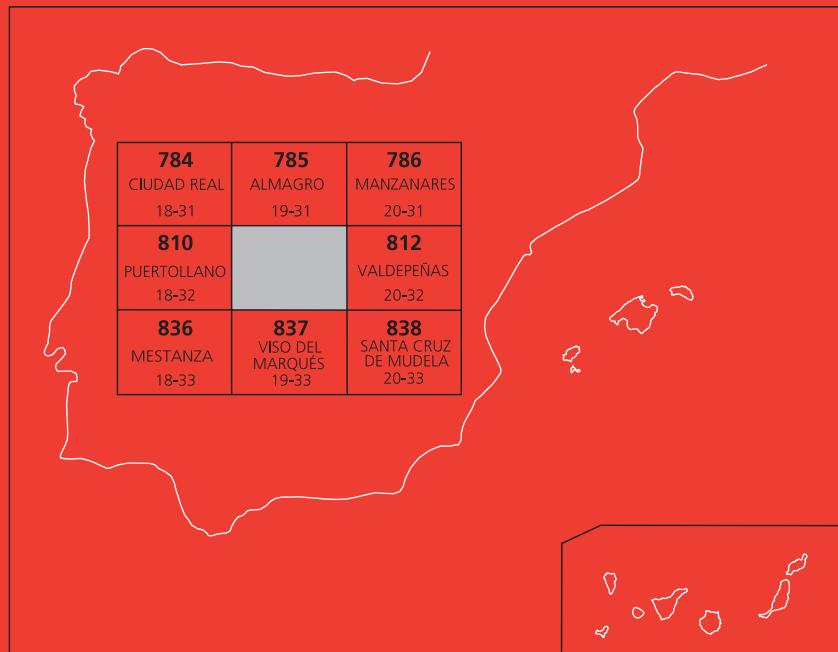




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



MORAL DE CALATRAVA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

MORAL DE
CALATRAVA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 064-18-008-2
ISBN: 978-84-9138-057-3
Depósito legal: M-17.579-2018

Fotocomposición: P. Peñas
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Moral de Calatrava-811), han sido realizadas durante los años 1996 a 2003 por el Instituto Geológico y Minero de España habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

- A. Martín-Serrano García (IGME)
- V. Monteserín López (IGME)
- E. Ancochea Soto (UCM)
- A. Herrero Hernández (Universidad de León)
- C. Rey Moral (IGME)
- R. Martín Banda (IGME)

Cartografía Geomorfológica y Memoria

- A. Martín-Serrano García (IGME)
- R. Martín Banda (IGME)

Colaboradores:

Paleontología

- J.C. Gutiérrez Marco (CSIC)

Sedimentología

- A. del Olmo Sanz (IGME) (Paleozoico)
- A. Herrero Hernández (Terciario)

Petrología

- F. Bellido Mulas (IGME)
- L. Amado Cueto (IGME)
- E. Ancochea Soto (UCM)

Geología económica

- F.J. Palero Fernández (UCLM)

Hidrogeología

- T. Peinado Parra (IGME)

Edafología

- A. Álvarez González (UAM)
- M.P. Carral González (UAM)
- R. Jiménez Ballesta (UAM)

Lugares de interés geológico

- A. García Cortés (IGME)
- J. Vegas Salamanca (IGME)

Dirección y supervisión

- A. García Cortes (IGME)

Edición

- G. Romero Canencia (IGME)
- L.F. Miguel Cabrero (IGME)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informes complementarios

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. PALEOZOICO	12
2.1.1. Ordovícico	12
2.1.1.1. Conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras (1). Formación de Base. Arenig	13
2.1.1.2. Cuarcitas (2). Cuarcita Armoricana. Arenig	14
2.1.1.3. Areniscas y pizarras (3). Estratos Pochico. Arenig	15
2.1.1.4. Pizarras (4). Pizarras del Río. Oretaniense-Dobrotiviense inferior. (Llanvirn-Llandeilo inferior)	17
2.1.1.5. Alternancias de areniscas y pizarras (5). Alternancias del Caño. Dobrotiviense inferior. (Llandeilo basal)	18
2.1.1.6. Pizarras (6). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior terminal-Dobrotiviense superior. (Llandeilo)	19
2.1.1.7. Cuarcitas y areniscas (7). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior. (Llandeilo-Caradoc basal)	20
2.1.1.8. Pizarras (8). Pizarras de Canteras. Caradoc inferior-medio...	21
2.1.1.9. Areniscas y pizarras (9). Bancos Mixtos. Caradoc terminal- Ashgill inferior.....	22
2.1.1.10. Calizas (10). Caliza Urbana. Ashgill (Prehirnantiente).....	24
2.1.1.11. Pizarras (11). Pizarras Chavera. Ashgill terminal (Hirnantiente)	25
2.2. CENOZOICO	26
2.2.1. Mioceno-Plioceno. Episodio de agraciación	27
2.2.1.1. Vulcanismo cenozoico	29
2.2.1.1.1. Piroclastos de caída y piroclastos indiferenciados (12): Basaltos y basanitas (a); Nefelinitas olivínicas y limburgitas (b); Melilititas olivínicas (c). Indiferenciados (d). Plioceno-Pleistoceno inferior.....	31

2.2.1.1.2.	Lavas (13): Basaltos y basanitas (a); Nefelinitas olivínicas y limburgitas (b); Melilititas olivínicas (c). Plioceno-Pleistoceno inferior	31
2.2.1.1.3.	Depósitos hidromagmáticos. Piroclastos y fragmentos de rocas metasedimentarias (14). Plioceno-Pleistoceno inferior	32
2.2.1.1.4.	Edad del Vulcanismo	32
2.2.1.2.	Registro sedimentario cenozoico	32
2.2.1.2.1.	Paraconglomerados, arenas, arcillas y alteritas (15). Mioceno (?) - Plioceno	33
2.2.1.2.2.	Lutitas y arenas (16) con conglomerados (c), areniscas (a) y calcimorfos (p). Mioceno - Plioceno	34
2.2.1.2.3.	Calizas y margocalizas (17). Plioceno	35
2.2.2.	Plioceno-Cuaternario. Episodio de degradación	37
2.2.2.1.	Problemas cartográficos generales	37
2.2.2.2.	El episodio de inflexión	37
2.2.2.2.1.	Costras carbonatadas (18). Plioceno superior - Pleistoceno inferior-medio	38
2.2.2.2.2.	Paraconglomerados, arenas, arcillas y gravas (19). Coluvión. Plioceno-Holoceno	40
2.2.2.2.3.	Gravas y cantos, arenas y limos (20). Abanicos y conos aluviales. Plioceno superior-Pleistoceno-Holoceno	41
2.2.2.3.	Episodio de degradación propiamente dicho	42
2.2.2.3.1.	Gravas y cantos, arenas y limos (21). Terrazas. Pleistoceno	42
2.2.2.3.2.	Gravas y cantos, arenas y limos (22). Glacis. Pleistoceno-Holoceno	43
2.2.2.3.3.	Gravas y cantos, arenas, limos y arcillas (23). Fondo de valle y/o llanura de inundación. Holoceno	43
2.2.2.3.4.	Gravas y cantos, arenas y limos (24). Conos de deyección. Holoceno	44
2.2.2.3.5.	Limos y arcillas (25). Lagunas y fondos endorreicos. Holoceno	44
3. TECTÓNICA	44	
3.1.	INTRODUCCIÓN	44
3.2.	DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS	46
3.2.1.	Deformaciones Prehercínicas en el Dominio de los Pliegues Verticales ...	46

3.2.2. Deformaciones Prehercínicas en la Hoja de Moral de Calatrava.....	47
3.3. DEFORMACIONES HERCÍNICAS	47
3.3.1. Deformaciones Hercínicas en el Dominio de los Pliegues Verticales (<i>sensu lato</i>).....	48
3.3.2. Deformaciones Hercínicas en el contexto de la Hoja de Moral de Calatrava.....	50
3.3.2.1. Primera fase de deformación (F_1).....	50
3.3.2.2. Segunda fase de deformación (F_2).....	53
3.3.2.3. Tercera fase de deformación (F_3)	53
3.3.2.4. Cuarta fase de deformación (F_4).....	53
3.3.2.5. Fracturación	54
3.3.2.6. Edad de las deformaciones hercínicas.....	55
3.4. DEFORMACIONES ALPINAS	56
4. GEOMORFOLOGÍA	57
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	57
4.2. ANTECEDENTES.....	58
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	59
4.3.1. Estudio morfoestructural.....	59
4.3.1.1. Marco y unidades principales.....	59
4.3.1.2. Formas o elementos	60
4.3.1.3. Formas volcánicas	61
4.3.2. Estudio del modelado.....	63
4.3.2.1. Modelado exógeno.....	63
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS.....	67
4.4.1. Depósitos de gravedad	67
4.4.2. Depósitos fluviales	67
4.4.3. Depósitos lacustres	68
4.4.4. Depósitos ligados a procesos de alteración química.....	69
4.4.5. Suelos	70
4.4.6. Depósitos poligénicos	71
4.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA.....	71
4.5.1. Relaciones entre los distintos elementos morfológicos del relieve	71
4.5.2. Conclusiones	72
4.6. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL.....	73
5. PETROLOGÍA	73
5.1. ROCAS VOLCÁNICAS	73
5.1.1. Melilititas olivínicas (12c y 13c)	74

5.1.2. Nefelinitas olivínicas y limburgitas (12b y 13b).....	74
5.1.3. Basaltos y basanitas (12a y 13a).....	75
5.1.4. Depósitos hidromagnéticos (14).....	75
5.1.5. Geoquímica y petrogénesis.....	76
5.2. METAMORFISMO REGIONAL	78
6. HISTORIA GEOLÓGICA	79
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	83
7.1. RECURSOS MINERALES.....	83
7.1.1. Minería metálica.....	83
7.1.2. Rocas y minerales industriales	83
7.2. HIDROGEOLOGÍA	84
7.2.1. Climatología.....	84
7.2.2. Hidrología superficial	85
7.2.3. Características hidrogeológicas	85
8. PATRIMONIO GEOLÓGICO	86
8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS LIG	87
8.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS DE SELECCIÓN.....	87
9. BIBLIOGRAFÍA.....	91

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Moral de Calatrava nº 811 del MTN escala 1:50.000 está situada en el centro-sur de la provincia de Ciudad Real y limitada por los paralelos 38° 50' 04", 8 y 38° 40' 04", 8 de latitud norte y por los meridianos 3° 51' 10", 7 y 3° 31' 10", 7 de longitud oeste, referidos al meridiano de Greenwich.

Los núcleos urbanos más importantes son, por orden de población, Moral de Calatrava, Calzada de Calatrava, Aldea del Rey y Granátula de Calatrava, todos situados en el norte y sureste de la hoja. El resto, generalmente monte bajo, carece de concentraciones urbanas, tan solo casas de labor aisladas.

Tiene una muy buena red viaria, con fácil acceso entre todas las poblaciones antes indicadas y a su vez con Valdepeñas, Ciudad Real, Almagro, Puertollano y Santa Cruz de Mudela (las comarcas CM-410, CM-415 y CM-417 y otras tantas locales), junto con una densa red de caminos vecinales y pistas agrícolas y forestales.

Esta ocupación del territorio implica importantes alteraciones del mismo, pero el máximo exponente es sin duda el derivado de la actividad agrícola. Sin lugar a dudas, el cultivo más representativo y riqueza indiscutible de la región es la vid. Su labranza ocupa gran parte de los terrenos de la Hoja, quedando preservada, únicamente de esta actividad, las zonas donde la competencia del sustrato y la inclinación de las vertientes no permiten el laboreo agrícola. El desarrollo económico es por tanto y sobre todo agrícola (vid, olivo y cereales) y muy escasamente ganadero (ovino). También merece resaltarse la actividad cinegética, sobre todo circunscrita a los relieves montañosos de la zona.

El clima es de características mediterráneas continentales, con inviernos relativamente fríos, veranos secos y calurosos y precipitaciones abundantes en primavera y otoño.

Desde el punto de vista geográfico se distinguen tres sectores, uno al norte y oeste con un relieve moderadamente accidentado entre los 850-950 m de altitud máxima, otro al sureste con elevaciones entre los 750-850 m y entre ambos, unas franjas más planas sobre los 650 m, correspondientes al paso del río Jabalón y de su afluente el arroyo del Sequillo. La red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Guadiana, se organiza en torno a este río que discurre por el centro-norte de la Hoja siguiendo un rumbo E-O primero, y NE-SO, después.

Geológicamente la Hoja se encuadra en el Macizo Hespérico al sur de la Zona Luso-Oriental-Alcudiana de LOTZE (1945) y también al sur de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972) modificada de la anterior, según la distribución paleogeográfica establecida por los citados autores para los materiales precámbrico-paleozoicos de la Península Ibérica.

Los sedimentos más antiguos que afloran en esta Hoja son de gran predominio detrítico (areniscas y pizarras) de edad ordovícica. Sobre todos ellos y en posición discordante están los materiales cenozoicos, pues falta registro sedimentario del Mesozoico, cuyos afloramientos más próximos se sitúan en la Llanura Manchega central y oriental.

Durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno tiene lugar una importante actividad volcánica con emisión de magmas de carácter ultrapotásico y alcalino-ultraalcalino que conforman el volcanismo del Campo de Calatrava.

Los primeros reconocimientos geológicos sobre el área de estudio y regiones vecinas pertenecen a MAESTRE (1836) y EZQUERRA DEL BAYO (1844) que hacen referencia al entorno de Mestanza y también a CASIANO DE PRADO (1856) en su estudio sobre la comarca de Almadén. EGOZCUE y MALLADA (1876) aportan los primeros conocimientos fundamentales sobre la estratigrafía y paleontología del Sinclinal de Guadarranque, e inmediatamente CORTAZAR (1878-1880), HERNÁNDEZ PACHECO (1912) y GÓMEZ DE LLARENA (1916) atribuyen al Cámbrico los materiales calizos de Urda, basándose en su similitud con los de Sierra Morena.

El descubrimiento y puesta en explotación de la cuenca hullera de Puertollano da lugar a los trabajos de GAMBOA y PACHECO (1923), ALVARADO y MENENDEZ (1931) y ROSA *et al.* (1929).

Tras la síntesis de HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1935) y de MELÉNDEZ (1943), RAMÍREZ (1955) aporta valiosos datos sobre las litologías del límite Cámbrico-Ordovícico, mientras LOTZE (1945, 1954, 1956, 1958 y 1961) realiza modernos y extensos trabajos en la Península y junto con algunos de sus alumnos: WEGGEN (1955) y MERTEN (1955) estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Precámbrico terminal y Paleozoico inferior, sobre todo en los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo. En esa etapa también destaca REDLIN (1956) por el primer esbozo geológico del Valle de Alcudia y Sierras Meridionales. Después se avanza en conocimiento del Precámbrico y el Paleozoico inferior (LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE en 1961, 1963 y 1965; PARGA y VEGAS en 1971), mientras que RANSWEILER (1968) realiza un mapa geológico de Extremadura oriental. La contribución de REDLIN (1956) que realiza un esquema geológico del Valle de Alcudia y Sierras Meridionales, supone el primer esbozo geológico válido de esas comarcas.

LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1961, 1963 y 1965) estudian el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior, RANSWEILER (1968) realiza un mapa geológico de Extremadura oriental y PARGA y VEGAS (1971) describen las series precámbricas del Macizo Hespérico.

La aportación de BOUYX (1970) es fundamental para el conocimiento de las sucesiones pre-ordovícicas del sector meridional de la Zona Centroibérica. Pero también la de SAUPE (1971) en el Sinclinal de Almadén, TAMAIN (1972, 1975) en Almadén y en el Valle de Alcudia y CRESPO y REY DE LA ROSA (1971) en ese último lugar. Al final de esta década es importante la aportación en los Montes de Toledo de HERRANZ *et al.* (1977), MORENO (1977), ROIZ (1979), VEGAS y ROIZ (1979) y WALTER (1977), este último por el trabajo de recopilación de la escuela de LOTZE en esa región. Más recientemente SAN JOSÉ (1983, 1984), SAN JOSÉ *et al.* (1990, 1992), BERGAMIN y DE VICENTE (1985), PALERO (1991) y LÓPEZ DÍAZ (1992).

En los últimos años, citar la aportación al conocimiento paleontológico de GUTIÉRREZ-MARCO (1984-actualidad) y al regional de toda la Zona Centroibérica del "Proyecto Hespérico" (IGME-MAYASA-ENCASUR) entre los años 1984 y 1993.

En el entorno regional más cercano debe destacarse la propia aportación del MAGNA a través de un nutrido grupo de autores: en la parte occidental a J. FERNÁNDEZ CARRASCO, J. GARCÍA

SANSEGUNDO, S. LORENZO, A. MARTÍNEZ RIUS, J.M. MOLINA, E. ORTEGA, J. SÁNCHEZ VIZCAINO, J. VERGES, A. VIDAL FUNES y J.M. ZAPARDIEL); en el norte y sur a M.I. AGUILAR, E. ANCOCHEA, M.J. FRAILE, A. HERNÁNDEZ, V. GABALDON, J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, F. LÓPEZ DÍAZ, F. LÓPEZ SOPEÑA, J. LILLO RAMOS, J.J. NAVARRO, I. ORTEGA, F. PALERO, H. PASCUAL, A. PÉREZ GONZÁLEZ, A. PIEREN, J.M. PORTERO, I. RÁBANO, J.I. RAMÍREZ y A. SALAZAR); y en el este a J. FERNÁNDEZ GIANOTTI, F. LEYVA y J. MATAS.

Los aspectos más modernos de la geología regional fueron tratados desde antiguo y testimonio de ello son las aportaciones de GÓMEZ DE LLARENA (1916) que define geológicamente la Raña, HERNÁNDEZ-PACHECO (1932) por su trabajo sobre la región volcánica central de España y DANTIN (1948) y SOLÉ (1952) por sus contribuciones regionales. De interés regional son las posteriores aportaciones de MOLINA (1975) en el Neógeno del Campo de Calatrava, MUÑOZ (1976) en los Montes de Toledo, PÉREZ GONZÁLEZ (1981) en el Neógeno y Cuaternario de la Mancha, ANCOCHEA (1983) en el vulcanismo postalpino del Campo de Calatrava desde los puntos de vista vulcanológico, petrológico, geoquímico y evolutivo, y CEBRIÁ (1992) en esta misma materia pero en aspectos geoquímicos y petrogenéticos.

Asimismo por su carácter específico y local, a CRESPO ZAMORANO (1992) que estudia los yacimientos de manganeso cobaltífero del Campo de Calatrava y a POBLETE (1995) por su trabajo sobre geomorfología volcánica de la misma comarca.

Las citas paleontológicas que son relativamente recientes están relacionadas con los yacimientos de Piedrabuena y Las Higueruelas (ARRIBAS y ANTÓN, 1997; MAZO y TORRES, 1990; MAZO, 1993) o abordan aspectos magnetoestratigráficos (BOGALO *et al.*, 1994, GALLARDO y PÉREZ GONZÁLEZ, 2000 y GALLARDO, 2004).

Merece también destacar el avance en el conocimiento de esta etapa la aportación del propio MAGNA, mencionada en párrafos anteriores y cuyos autores están recogidos en ellos.

Especial reconocimiento nos merece el Dr. CRESPO ZAMORANO, autor de unas de las aportaciones regionales más importantes, por su desinteresada dedicación a nuestro trabajo lo que indudablemente ha facilitado su elaboración y ha contribuido a la mejora de su calidad.

2. ESTRATIGRAFÍA

Estratigráficamente la Hoja de Moral de Calatrava está constituida por materiales de características predominantemente detríticas de edad Paleozoico y Cenozoico.

Del Paleozoico (2.300-2.500 m de potencia en esta Hoja) solo aflora el Ordovícico que, aunque estratigráficamente completo, está muy recubierto por los materiales cenozoicos.

El registro sedimentario cenozoico es relativamente reciente. Se trata de materiales de edad pliocena de la etapa terminal de relleno de la cuenca manchega y aquellas otras formaciones superficiales relacionadas con el actual episodio de incisión fluvial de la misma. En relación con ese relleno final, existe una importante etapa volcánica que da lugar a múltiples episodios

interestratificados en dicho registro y también fuera de él, diseminados sobre el basamento varisco.

2.1. PALEOZOICO

Los afloramientos paleozoicos de este trabajo y su entorno regional muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hipercírculo Postcármbico, que abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior-Pérmino Inferior (HAMMANN *et al.* 1982; PILLOLA y GUTIÉRREZ-MARCO 1988; SAN JOSÉ *et al.* 1990 y 1992). La base de este hipercírculo para la Zona Centroibérica (ZCI) es una discordancia angular y cartográfica de primer orden (Discordancia Toledánica, LOTZE 1956) que separa estos materiales de los infrayacentes más antiguos.

La sucesión paleozoica está representada, exclusivamente, por un Ordovícico de características detríticas (cuarcitas, areniscas y pizarras) a excepción de un pequeño nivel carbonatado de 10 cm de potencia (Caliza Urbana).

Las formaciones que conforman el registro estratigráfico del Paleozoico de esta Hoja tienen amplia representación a escala regional y en su definición se utilizarán las denominaciones formalmente propuestas por HAMMANN (1983), SAN JOSÉ (1990 y 1992) y PARDO ALONSO (1984 y 1997).

2.1.1. Ordovícico

La extensión cartográfica del Ordovícico en esta Hoja es considerable (en torno al 50%), aunque no se conocen buenos cortes estratigráficos que permitan un estudio detallado de las unidades que lo componen, debido sobre todo a las deficientes condiciones de observación de los afloramientos, que suelen estar recubiertos por extensos depósitos cenozoicos. No obstante para su descripción nos basaremos en observaciones realizadas en secciones parciales, más o menos puntuales, de este trabajo así como en datos y cortes descritos en el entorno próximo (Hojas: 785 Almagro; 810 Puertollano; 836 Mestanza y 837 Viso del Marqués).

El Ordovícico Inferior (Arenig), discordante sobre su sustrato aunque aquí no se observa la discordancia, es muy potente y ocupa los bordes norte y oeste de la Hoja. Los sedimentos aflorantes más bajos de la sucesión son cuarcitas, areniscas y escasas pizarras de la Formación de Base, a las que siguen las ortocuarcitas del Arenig (Cuarcita Armoricana) y las alternancias areniscoso-pizarrosas de Pochico.

El Ordovícico Medio (Pizarras del Río, Alternancias del Caño, Pizarras Guindo y Cuarcitas Botella), tiene un tramo basal de predominio pizarroso que se halla muy recubierto, habiéndose observado escasos afloramientos de este tramo en el noreste de la Hoja; del tramo superior sobresalen, en la zona suroriental, los resalte areniscosos de las Cuarcitas Botella que definen de forma bastante precisa la estructura hercínica de ese sector. En cualquier caso se describirá tomando como base las observaciones realizadas en las zonas citadas y a datos del entorno colindante.

El Ordovícico Superior (Pizarras de Canteras, Bancos Mixtos, Caliza Urbana y Pizarras de Chavera) tiene cierto predominio pizarroso, está en general muy recubierto y solo se observa en el sureste de la Hoja.

2.1.1.1. Conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras (1). Formación de Base. Arenig

Estos materiales constituyen la base del hiperciclo postcámbrico y afloran en el borde norte de la Hoja con una potencia estimada para el tramo aflorante, ya que no se conoce el muro, de unos 500 m, RAMÍREZ *et al.* (2016). Se ha adoptado la denominación "Formación de Base" de TAMAIN (1972) que comprende la diferenciación realizada por este autor de Serie detrítica de Base más Niveaux Rouge, aunque es conocida con muy diversos nombres: "Capas intermedias" (LOTZE, 1956); "Capas del Relumbrar" (KETTEL, 1968); "Serie Púrpura" (HAMMANN, 1983); "Serie roja basal" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* 1990) etc.

Los términos conglomeráticos solo se han observado, puntualmente, en el km 13 de la Ctra. de Valenzuela de Calatrava a la Nal. 417 (de Granátula a Almagro); este nivel se compone de clastos de cuarzo, arenisca y fragmentos de pizarra, con tamaños máximos próximos a los 2-3 cm, estando inmersos en una matriz arenosa. Las areniscas y cuarcitas forman la mayor parte de los materiales de la Formación de Base constituyendo alternancias con limolitas que varían de centímetros a metros y forman secuencias de más de 50 m de espesor. No se observan aquí los términos conglomeráticos tan frecuentes en el entorno regional. La base de los cuerpos (de 0,20 cm a 1 m) es planar a débilmente erosiva. Son cuarzoarenitas de grano fino, a veces muy blancas y a veces con laminaciones de tonalidades ferruginosas, que muestran una estratificación cruzada tendida y planar así como "ripples" de corriente. Ocasionalmente se ha observado estratificación "flaser". Se amalgaman dando barras de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica (a unos 500 m del muro de la serie) que en algunas zonas han llegado a confundirse con la Cuarcita Armoricana.

Al microscopio se observa que tienen una granulometría de grano medio-fino y una morfología subangulosa-subredondeada; están formadas principalmente por granos de cuarzo (80-95%) y feldespato potásico (2 al 10%); como accesorios puede haber plagioclasa, micas detríticas, turmalina, rutilo y circón. La matriz (5 al 20%) es serícita aunque ocasionalmente puede haber un cemento de óxidos de hierro o de cuarzo.

Los términos limolíticos no son muy frecuentes y solo se encuentran hacia la base de la serie. Tienen tamaño de grano muy fino y la única estructura es laminación paralela poco desarrollada aunque ocasionalmente puede observarse "wavy bedding" o estratificación "linsen".

Es muy frecuente la presencia de bioturbación vertical y horizontal que borra muy a menudo las estructuras sedimentarias.

El medio de sedimentación de la "Formación de Base" puede suponerse como el de una llanura mareal para una buena parte de la unidad, al menos para las alternancias de conglomerados y areniscas, aunque el significado del conglomerado basal (no siempre presente como es en este caso) así como los cambios bruscos de litología quedan poco claros. BOUYX (1970), para explicar los cambios de espesor que observaba en zonas próximas (Hojas 809 Tirteafuera y 836 Mestanza) suponía la existencia de un paleorrelieve que era inicialmente rellenado por el conglomerado basal, interpretación lógica si existiera correspondencia entre la presencia del conglomerado de base y las zonas con brusco aumento de espesor, hecho que no se produce. Al contrario las zonas con mayor potencia coincidían a veces con series donde estaban ausentes los conglomerados.

Por esta razón se puede suponer una llanura mareal producida por el comienzo de una transgresión en la que las zonas más proximales tendrían los aportes más gruesos y las distales los más finos. Las variaciones bruscas de espesor podrían deberse a la compartimentación de la cuenca, en zonas con diferente subsidencia, por la actividad de fallas sinsedimentarias (RAMÍREZ et al., 2016).

La atribución de edad Tremadoc a estos materiales (o solo a los tramos basales de la serie) en numerosos trabajos, sobre todo a partir de la publicación de MORENO et al. (1976), es discutible. Estos autores situaban tentativamente el límite Tremadoc-Arenig a muro de la "Cuarcita Armoricana" bajo aquellos niveles donde coexisten las tres icnoespecies de *Cruciana del Grupo Rugosa*. Actualmente es generalizada la opinión de que esta coexistencia es típica de la Cuarcita Armoricana y tramos correlacionables con ella de otras unidades arenosas del Ordovícico Inferior del N y NO peninsular, pero que carece de connotaciones cronoestratigráficas propias, que en este caso se presuponían indicativas del Arenig. La inexistencia de *Cruziana Rugosa* en la "Formación de Base" no tiene porqué conducir a sospechar la asignación de estos materiales al Tremadoc. Hasta la fecha todos los argumentos paleontológicos esgrimidos en este sentido carecen de fundamento. El desarrollo sedimentario de ambas unidades unido a su comparación con los grandes ciclos transgresivos-regresivos (FORTEY, 1994) registrados a escala global, así como la ausencia de argumentos paleontológicos concluyentes, indica con mayor probabilidad una edad post-Tremadoc, es decir Arenig basal para todo el conjunto (SAN JOSÉ et al. 1992).

2.1.1.2. Cuarcitas (2). Cuarcita Armoricana. Arenig

Sobre los materiales anteriores y en conformidad con ellos aparece una formación de carácter siliciclástico, muy singular a escala regional no solo por sus características litológicas y estratigráficas sino además por ser el elemento principal constructor del relieve, formando alineaciones de cumbres y riscos escarpados que se siguen a lo largo de muchos kilómetros y en cuyas vertientes se acumulan potentes depósitos coluviales. Es por lo tanto un excelente nivel de referencia para reconstruir la macroestructura hercínica del área. Esta formación tiene una amplia distribución en toda la cadena hercínica española y europea, pudiendo correlacionarse con niveles semejantes del Macizo Armoriano (Francia) de donde informalmente ha tomado el nombre.

Si bien a esta unidad se le reconoce casi siempre con el apelativo de Cuarcita Armoricana también ha recibido otras denominaciones: "Cuarcitas de las Altas Sierras" (MALLADA, 1896); "Cuarcita de Despeñaperros" (RICHTER, 1967); "Cuarcitas de las Sierras" (KETTEL, 1968) etc.

El espesor que puede alcanzar esta formación en el extremo noreste de la Hoja es del orden de los 500 m. A escala regional se han identificado tres tramos (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1972; PALERO, 1991) en los que tanto el inferior como el superior tienen un predominio de bancos gruesos y el intermedio (menos potente) lleva asociadas capas y granulometrías más finas. En esta Hoja es complicado establecer el límite con la Formación de Base infrayacente ya que no se han detectado niveles conglomeráticos; el criterio cartográfico más utilizado es el contraste morfológico entre ambas unidades, que se puede seguir con la foto aérea, aunque en numerosas ocasiones no se percibe con claridad.

Los materiales de la Cuarcita Armoricana se organizan en capas de 1 a 3 m de espesor, con algunas intercalaciones pizarrosas. Cuando se amalgaman las capas de cuarcita dan lugar a cuerpos de hasta 7 m de potencia. Las capas cuarcíticas que tienen base y techo planos muestran que a su vez están formadas por el amalgamamiento de capas más pequeñas de morfología tabular y de 1 a 5 dm de espesor. En estas pequeñas capas se identifican estructuras internas como la estratificación cruzada muy tendida y la laminación paralela teniendo en este caso una granulometría fina con clastos bien calibrados y redondeados que muestran escasa porosidad intraclástica.

La composición es de cuarzoarenitas (ortocuarcitas) blancas, de grano medio y muy escasa matriz sericítico-caolinitica con algunos minerales pesados como circon, rutilo, apatito, turmalina; puede haber procesos de recristalización con puntos triples entre los clastos de cuarzo.

El medio sedimentario en que se desarrollan estos depósitos corresponde a una plataforma siliciclastica interna. Su gran espesor así como la considerable potencia de algunos paquetes indican una notable subsidencia de la cuenca y una gran cantidad de aportes. La pureza de las ortocuarcitas, como sedimento muy retrabajado, da idea de la alta energía de este medio.

La edad se considera Arenig tanto por su posición estratigráfica como por el abundante registro paleoicnológico que se sitúa sobre todo en el denominado "nivel de grandes pistas bilobadas" (BOUYX, 1970) que este autor ubica, entre otros lugares, en la Sierra de Calatrava. Las dataciones micropaleontológicas de *Quitinozoos* y *Acritarcos* han probado que los materiales de la Cuarcita Armoricana no conllevan una diacronía apreciable en áreas alejadas geográficamente (SO de Europa) donde la unidad se encuadra siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis* que equivale al Arenig medio (PARIS et al., 1982; PARIS, 1990).

2.1.1.3. Areniscas y pizarras (3). Estratos Pochico. Arenig

Suprayacente y en contacto gradual con la Cuarcita Armoricana hay una serie constituida por la alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras también denominadas "Capas Pochico", por ser el nombre más utilizado para su designación en toda la ZCI y que proviene de la suma de las dos unidades establecidas por TAMAIN (1972), es decir las "Alternancias Pochico" como tramo basal y "Grès Jaunes Pochico" como tramo superior diferenciado en base a su tonalidad amarillenta muy característica. A escala regional también se le reconoce con otras denominaciones como "Capas de Marjaliza" (MARTÍN ESCORZA, 1977), "Aternancias inferiores" (KETTEL, 1968), etc.

Los mejores afloramientos de esta unidad se localizan al suroeste de la Hoja aunque también se observan afloramientos al noroeste y noreste, estando la mayoría de ellos frecuentemente cubiertos por los coluviones que provienen de la Cuarcita Armoricana. El límite entre ambas unidades es casi siempre una pequeña depresión morfológica, producto de la erosión diferencial, que ayuda a definir la cartografía en numerosas ocasiones, sobre todo cuando los recubrimientos tienen una cierta entidad. La potencia es variable tanto a escala regional como local; aquí puede oscilar entre los 50 m de Moral de Calatrava y los 250 m en el caserío de Sacristanía (SO de la Hoja).

La parte basal, pocas veces observable, es una alternancia de niveles deci-centimétricos de ortocuarcitas blancas con niveles pelíticos de espesores equivalentes y de tonos gris claro o incluso

blanquecinos (E de finca La Nava en el límite de Hoja con Puertollano). Las estructuras internas en las areniscas son la laminación cruzada producida por "ripples" de oscilación y la estratificación "flaser"; la laminación paralela se observa en los términos lutíticos. En este tramo son abundantes las estructuras orgánicas, estrechamente relacionadas con las litologías areniscosas, desarrollándose bioturbación vertical (*Daedalus*) y pistas (*Cruziana*).

Hacia el techo de la sucesión lo que se observa es una alternancia de areniscas en bancos decimétricos y métricos (con extensión lateral en torno a la decena de metros) y tonos predominantes rojizo-amarillentos (por la presencia de óxidos de hierro) con pizarras de color gris oscuro. Los bancos métricos son consecuencia de la amalgamación de otros más pequeños estando la superficie de amalgamación definida por láminas discontinuas de pelitas y nódulos con orla ferruginosa; su base suele ser ligeramente erosiva. Como estructuras internas se observan "ripples" de corriente y de ola así como estratificación cruzada y laminación horizontal. En este tramo, además de la bioturbación tanto vertical como horizontal, suelen encontrarse a escala regional horizontes con nódulos fosfatados así como una lumaquela (hacia la parte basal del tramo) con bivalvos y braquíopodos inarticulados.

Composicionalmente se trata de cuarzoarenitas en las que el cuarzo es el componente principal de la roca, si bien se reconocen feldespatos, micas blancas y negras y una proporción abundante de minerales pesados como turmalina, circón y rutilo. La heterometría de los componentes minerales de las capas arenosas favorece la existencia de porosidad, la cual se rellena por óxidos de hierro que le dan la tonalidad pardo-rojiza tan característica.

Las pizarras son de tonalidades gris oscuro y alternan con areniscas y cuarcitas en capas decimétricas y centimétricas.

La base de esta formación supone una ligera somerización respecto a la Cuarcita Armoricana como lo atestigua la presencia de "ripples" de oscilación. Hacia techo hay menor presencia de "ripples" y mayor participación de sedimentos lutíticos. Las características observadas en las Capas Pochico sugieren aportes arenosos intermitentes, con predominio en algunos casos de la acción de las olas y en otros de corrientes que dan lugar a barras y "ripples" aislados, frecuentemente retocados ("ripples" de interferencia). El depósito de estas facies se interpreta como correspondiente a un ambiente submareal (plataforma interna) pudiendo derivar de la destrucción parcial de formas mayores durante períodos más energéticos.

Desde el punto de vista paleontológico las Capas Pochico son ricas en icnofósiles (pistas uni y bilobuladas). Un buen afloramiento de ellas se encuentra en el extremo occidental de la Hoja (Finca La Nava) en el contacto con la Hoja de Puertollano (a 50 m). Sin embargo las icnoasociaciones registradas no aportan precisiones biocronológicas y por tanto la unidad es assignable al Arenig superior s.l. en virtud de su posición estratigráfica, infrayacente a una unidad de pizarras en cuya base se registran puntualmente graptolitos del Arenig terminal (GUTIÉRREZ-MARCO, 2003).

2.1.1.4. Pizarras (4). Pizarras del Río. Oretaniense-Dobrotiviense inferior. (Llanvirn-Llandeilo inferior)

Aunque de amplia distribución regional solo afloran esporádicamente en el noreste de la Hoja debido a los recubrimientos cenozoicos que ocupan la mayor parte de la depresión morfológica generada en ellas por la erosión precenozoica. No obstante se hará una descripción de esta formación basada en los escasos datos aquí recogidos y en la información suministrada por las Hojas colindantes de Valdepeñas (812) y Viso del Marqués (837).

El término Pizarras del Río proviene de "Schistes du Rio" (TAMAIN, 1972) que a su vez es tomado por el citado autor del nombre que utilizaban los mineros del Centenillo (Jaén) para definir esas facies en el Río Grande. Regionalmente también se conoce esta unidad como "Pizarras de Calymene Tristani" (REDLIN, 1956), "Pizarras de las Correderas" (RICHTER, 1967), "Serie de pizarras arcillosas" (KETTEL, 1968), "Pizarras de Neseuretus" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984 a), "Pizarras de Navatrasierra" (RÁBANO, 1990), "Pizarras de las Alisedas" (SAN JOSÉ *et al.*, 1992), "Pizarras de Calymene inferiores" (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), etc.

Por encima de la formación anterior y en tránsito gradual aunque rápido se encuentra una sucesión siliciclástica que en su tramo basal es de areniscas centimétricas (ocasionalmente decímetricas) con intercalaciones de pizarras grises al que se superpone un tramo homogéneo y predominante de pizarras y limolitas negras y grises en el que es frecuente encontrar nódulos centi-decímetricos de litología variada (silícea, carbonatada, ferruginosa) en cuyo núcleo se suele encontrar algún resto fósil o cristales idiomorfos de sulfuros. El contacto con la formación suyacente, según las áreas que se consideren, puede ser neto o transicional. En general ofrece malos afloramientos al estar en las zonas morfológicamente más deprimidas y por lo tanto casi siempre recubiertas por depósitos recientes.

La potencia puede ser muy variable a escala regional (entre 150 y 800 m) aunque aquí se estima del orden de los 300 m.

La litología dominante en este área son las limolitas verdes o grises (cuando están alteradas adquieren tonos rojizos), de aspecto masivo, en las que difícilmente se observan planos de estratificación aunque sí de esquistosidad; cuando la estratificación se observa bien (sobre todo a muro y a techo) se define por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino en las que pueden observarse "ripples" en trenes continuos ("starved") o aislados ("linsen") que confieren al conjunto un aspecto microbandeado. En algunos tramos de la sucesión hay deformaciones hidroplásticas "convoluted bedding" y deslizamientos así como pequeños cristales de pirita y abundante bioturbación; en este sentido destacan por su abundancia los icnofósiles. Normalmente asociadas a estas facies microbandeadas se encuentran secuencias de orden centi-decímetro de areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de tonos gris-oscuro a azulado en las que la relación arena-limo / lutita es muy inferior a la unidad (LEYVA y MATAS, 2009). A los nódulos se les atribuye un origen diagenético temprano y en algún caso sinsedimentario (BLATT *et al.* 1972) relacionado con la precipitación directa de geles silíceos o carbonatado-ferrosos en una cuenca profunda.

Al microscopio las pizarras contienen fragmentos angulosos de cuarzo y pequeñas placas de moscovita en una predominante matriz de sericitita, materia orgánica, óxidos de hierro y

ocasionalmente cloritas de neoformación; accesorialmente se distinguen hematites, rutilo y circon. Las areniscas son muy semejantes a las de las "Capas Pochico" aunque con cierta presencia de cemento carbonatado no observado en aquellas.

El medio sedimentario es de plataforma profunda en condiciones reductoras que suponen el máximo de la transgresión ordovícica. La profundización se produce de forma gradual y progresiva a partir de la formación infrayacente existiendo durante la sedimentación algunas oscilaciones del medio, con somerizaciones puntuales que se van haciendo cada vez más frecuentes hacia el techo.

Esta sucesión es más o menos fosilífera según las áreas que se consideren en el entorno regional. Se atribuyen al Arenig terminal los primeros metros de la unidad merced al descubrimiento de graptolitos (*Corymbograptus*, *Expansograptus*) al N de Huertezuelas (Hoja 837 Viso del Marqués). En esta Hoja (con más abundancia de fósiles que la 809 Tirteafuera y la 836 Mestanza) la formación es muy fosilífera en especial su mitad inferior que proporciona asociaciones muy variadas del Oretaniense inferior (Llanvirn temprano) que están descritas en los trabajos de RAMÍREZ et al. (2016), RÁBANO (1988, 1990) y BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991). Los citados autores también localizaron una asociación de probable edad Oretaniense superior en la parte media-alta de la unidad. El tercio superior se incluye posiblemente en el Dobrotiviense inferior (comienzos del Llandeilo) en el que documentan: *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Isabelina* sp., *Reuentalina riberiana* (Jones), *Heterorthina* cf. *Kerfornei* Mélou y *Praenucula costae* (Sharpe).

2.1.1.5. Alternancias de areniscas y pizarras (5). Alternancias del Caño. Dobrotiviense inferior. (Llandeilo basal)

La denominación de Alternancias del Caño está tomada de RICHTER (1967) si bien este autor incluía en ellas a las Pizarras Guindo. Estas alternancias ocupan una razonable extensión en el entorno regional, con bastante uniformidad en cuanto al espesor, pero presentando dificultades de observación al estar muy recubiertas por los materiales cenozoicos. Regionalmente también se conoce esta formación como: "Areniscas de Calymene tristani" (REDLIN, 1956), "Cuarcitas inferiores" (TAMAIN, 1972), "Areniscas de los Rasos" (GUTIÉRREZ-MARCO en RÁBANO, 1990), "Alternancias inferiores" (GARCÍA SANSEGUNDO et al., 1987), etc.

Esta unidad está caracterizada por una monótona alternancia de areniscas de tonos crema y pizarras gris-oscuro muy moscovíticas en tránsito gradual con la formación infrayacente. En esta alternancia se intercalan cuerpos de areniscas cuarcíticas, de aspecto lenticular, espesor métrico a decamétrico y extensión lateral hectométrica, que dan al conjunto una morfología "arrosariada", muy característica de pequeñas colinas con formas más o menos cónicas, muchas veces aisladas y siempre subparalelas a los resalte continuos de las Cuarcitas Botella. La potencia, variable a escala regional, se estima aquí del orden de los 150 m.

La facies de areniscas cuarcíticas la conforman bancos de espesor métrico constituidos por areniscas de grano medio-fino y tonalidades amarillentas con estratificación cruzada de bajo ángulo y ondulada "hummocky" que están separadas por capas milimétricas de siliciclásticos muy finos o bien amalgamadas (LEYVA y MATAS, 2009). La facies más común son las alternancias

de orden decimétrico que tienen las mismas estructuras aunque la relación arena/lutita es próxima a la unidad. Los componentes principales son cuarzo y mica blanca, siendo menos abundantes los feldespatos y la biotita, los cuales suelen estar alterados a arcillas; las micas se encuentran total o parcialmente alteradas a clorita.

Los términos siliciclásticos finos suelen observarse en el campo como un bandeadío rítmico constituido por arena muy fina, limos y fangos de colores blancos y gris oscuro en los que la relación arena fina+limo/lutita es muy inferior a la unidad.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas son muy frecuentes e intensas por lo que las secuencias en ocasiones se convierten en una amalgama de sedimentos que les confiere un aspecto muy característico.

El conjunto de estas facies se estructura en secuencias de tipo grano y estrato creciente (negativas) y por lo tanto en situación regresiva en el sentido de BRENCHLEY *et al.* (1986). Se formarían en un medio marino de plataforma con dominio de tormentas y serían asimilables a los depósitos de nivel de mar más alto.

Desde el punto de vista paleontológico esta unidad suele contener abundantes icnofósiles y raros horizontes lumaquélidos (sobre todo hacia la base). Las asociaciones faunísticas de trilobites, moluscos y conodontos descritas en el entorno regional (RÁBANO, 1990; BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991 y SARMIENTO *et al.*, 1995; RAMÍREZ *et al.*, 2016) permiten atribuir las Alternancias del Caño al Dobrotiviense inferior (Llandeilo temprano).

2.1.1.6. Pizarras (6). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior terminal-Dobrotiviense superior. (Llandeilo)

Las Pizarras Guindo (HENKE, 1926), al igual que las Pizarras del Río y las Alternancias del Caño, afloran con dificultad al este y sureste de la Hoja. En el ámbito regional también se las conoce con otras denominaciones: "Pizarras Botella" (TAMAIN, 1972), "Pizarras de Calymene superior" (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* 1987) etc.

Es una formación pizarroso-limolítica con alternancias areniscosas hacia techo que muestra, a escala regional, variaciones notables de espesor y a veces muy rápidamente. Este espesor guarda relación directa con la mayor o menor proporción de los términos arenosos que incorpora y así como su contacto con la formación infrayacente (Alternancias del Caño) es bastante neto, el tránsito hacia la formación suprayacente (Cuarcitas Botella) es siempre transicional, lo que conlleva a un contacto de difícil ubicación cartográfica. En algún trabajo del entorno como puede ser la Hoja de Mestanza (RAMÍREZ *et al.*, 2016), se han agrupado las Pizarras Guindo y las Alternancias del Caño con la denominación genérica de Alternancias de Canteras dada la escasa entidad de los términos pizarrosos. En este trabajo se considera el criterio utilizado en otras zonas próximas (Hojas 809 Tirteafuera; 812 Valdepeñas etc.), de diferenciar todas estas formaciones (Alternancias del Caño, Pizarras Guindo y Cuarcitas Botella) ubicando el contacto entre las Pizarras Guindo y las Cuarcitas Botella cuando estas cuarcitas son masivas y generan un resalte topográfico claro. La potencia estimada para las Pizarras Guindo es del orden de los 200 m y su característica más evidente la riqueza fosilífera, constituyendo en este sentido, un nivel guía de primer orden.

La litología dominante son las pizarras y/o limolitas de tonalidades gris-verdoso o gris-negras, de aspecto masivo, en las que ocasionalmente se reconoce una fina laminación paralela normalmente relacionada con la presencia de areniscas intercaladas. Es muy frecuente en estas facies la presencia de nódulos de dimensiones centimétricas, aislados (ocasionalmente en capas), casi siempre llenos de restos fósiles o de pirita. También son muy frecuentes las lumaquelas, de espesores centímetros a decimétricos, con matriz, unas veces pelítica y otras carbonatada y ferrosa en cuyo caso la alteración da una tonalidad amarillenta. Al microscopio se observa un predominio de granos de cuarzo muy pequeños y angulosos y placas de moscovita en una matriz sericítico-carbonosa.

El tránsito hacia las Cuarcitas Botella, que puede tener un espesor considerable, es una alternancia de areniscas centí-decimétricas de tonos grises y pizarras negras; en los niveles arenosos es frecuente encontrar estructuras "hummocky" de orden centí-decimétrico, laminación paralela y laminación cruzada de "ripples" y en los términos más pelíticos una intensa bioturbación. Las muestras estudiadas al microscopio determinan un predominio de clastos de cuarzo de grano medio-fino, más o menos redondeado, fragmentos líticos (10-15%) y moscovita (5%) en una matriz sericítica y de cemento silíceo; accesoriamente se observan circón, turmalina y pirita.

Esta formación se estructura en secuencias estrato y granocrecientes (negativas) en las que los términos basales, más lutíticos, son muy ricos en fósiles, nódulos y pequeños lentejones de carbonatos bioclásticos y los arenosos (hacia techo) son facies de características tempestíticas. El medio sedimentario en que se realizó la génesis de esta formación corresponde a un talud marino o a una plataforma externa.

Como ya se ha indicado esta unidad es extraordinariamente fosilífera, con presencia de braquíópodos, trilobites, moluscos bivalvos, rostroconchas, gasterópodos, céfalópodos, hyolítidos, graptolitos, equinodermos y briozoos cuyas identificaciones se pueden consultar en los trabajos de GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984; CHAUVEL y MELÉNDEZ, 1986; RÁBANO, 1988, 1989, 1990; BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991; GUTIÉRREZ-MARCO y BAEZA, 1996; MAREK y GUTIÉRREZ-MARCO, *in litt.* La edad atribuida por estos autores comprende regionalmente el límite Dobrotiviense inferior-Dobrotiviense superior que equivalen a un Llandeilo pleno.

2.1.1.7. Cuarcitas y areniscas (7). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior. (Llandeilo-Caradoc basal)

Las Cuarcitas Botella (TAMAIN, 1972) se pueden observar en todo el cuadrante sureste de la Hoja, siendo su representación cartográfica el criterio que mejor define la estructura de esa parte del mapa. A escala regional se le reconocen otros nombres: "Cuarcitas de Canteras" (ALMELA *et al.*, 1962), "Cuarcitas Guindo" (HENKE, 1926), "Areniscas de Retuerta" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984), etc.

Como ya se ha indicado anteriormente el tránsito desde la anterior formación se realiza de forma gradual ubicándose el muro de esta unidad en el tramo masivo que da resalte topográfico. La base (tramo inferior) está constituida por una alternancia de capas, centimétricas a decimétricas (0,20 a 0,50 m) de cuarcitas de tonos claros y grano medio-fino, separadas por finos niveles de pizarras arenosas micáceas; ocasionalmente (Hoja 837 Viso del Marqués) pueden

encontrarse niveles centimétricos (a veces decimétricos) carbonatados originados por la acumulación de fósiles de esqueleto calizo. El tramo superior puede dar o no resalte topográfico y en él la estratificación es más difusa, llegando a amalgamarse las capas arenosas y pudiendo aparecer paquetes cuarcíticos de 0,5 a 1 m de espesor, de grano medio-grueso y tonos ocres. En ambos tramos la longitud de los paquetes arenosos es de varios metros, su base es plana e internamente se observa en ellos estratificación "hummocky" de orden decimétrico, estratificación cruzada muy tendida y "ripples" de oscilación. La potencia de la unidad puede estimarse del orden de los 150 m.

Los bancos cuarcíticos están constituidos casi exclusivamente por cuarzo subredondeado y los areniscosos por cuarzo predominante y feldespatos (potásicos y plagioclásas) con porcentajes del 3 al 10%, en una matriz caolínítico-serícita y cemento silíceo; los minerales accesorios son biotita, moscovita (parcialmente alterada a clorita), circón, turmalina, apatito, sulfuros etc. en porcentajes del 1 al 5%.

Estas facies se estructuran en secuencias grano y estratocrecientes (negativas) y junto con las Pizarras Guindo configuran una megasecuencia negativa en un ambiente sedimentario relacionado con la progradación de barras sublitorales o de plataforma sobre las áreas lutíticas de plataforma externa abierta.

Respecto a la edad de esta formación y dado que aquí se observa un afloramiento muy reducido de ella, nos remitimos a los estudios realizados en el entorno próximo. En el estrecho de Valdecirál (Hoja 837 Viso del Marqués) se han citado algunos conodontos dobrotivienses en la parte basal de la unidad (SARMIENTO *et al.*, 1995). También se han citado trilobites (HAMMANN, 1983) al sur de Viso del Marqués. Al este del Puntal del Villar (Hoja 836 Mestanza) se localizó un nivel muy rico en bivalvos sabulícolas, gasterópodos y trilobites (RAMÍREZ *et al.*, 2016). Todos estos trabajos atribuyen una edad claramente Dobrotiviense superior (Llandeilo terminal), que sería congruente con los datos regionales (SAN JOSÉ *et al.*, 1992).

2.1.1.8. *Pizarras (8). Pizarras de Canteras. Caradoc inferior-medio*

Las Pizarras de Canteras (TAMAIN, 1972), también conocidas regionalmente con el nombre de "Pizarras Intermedias" (HAMMANN, 1983), son de compleja observación en esta zona, a causa de los recubrimientos coluvionares procedentes de las Cuarcitas Botella; en esta área solo se reconocen en dos afloramientos: uno al sur del Caserío de Montanchuelos (E de Casa de las Casbras) y otro a la altura del km 14 de la Ctra. Moral-Sta. Cruz de Mudela.

Esta unidad es muy variable a escala regional, tanto en su potencia como desde el punto de vista composicional. En este sentido hay que indicar que son numerosas las zonas en que es compleja su representación cartográfica bien porque su espesor es muy reducido o, lo que es más probable, porque sea debido a los cambios laterales de facies que condicionan la presencia de sedimentos esencialmente pizarrosos, dificultando su separación de los Bancos Mixtos suprayacentes y por esta razón en algunos casos se han representado incluidas en ellos, como se refleja en los trabajos de PALERO, 1991 y 1992 y anteriormente en los de los autores alemanes que las incluían en los denominados "Esquistos con Orthis" suma de Pizarras de Canteras + Bancos Mixtos (RITHTER, 1967; BUTTENWEG, 1968; KETTEL, 1968).

Su registro sedimentario está constituido por lutitas negras o verde-grisáceas, ricas en moscovita y con pequeños cristales de pirita que hacia techo van intercalando algunos bancos de areniscas de espesor centimétrico y longitud métrica que ocasionalmente se observan disruptados; el contacto con las Cuarcitas Botella es neto, al igual que en zonas relativamente próximas (LEYVA y MATAS, 2009). Es muy frecuente encontrar nódulos de carbonato de tamaño centimétrico (en su núcleo pueden contener restos de fauna o sulfuros polimetálicos), bioturbación tanto perforante como horizontal así como braquiópodos y trilobites en posición transversal a la esquistosidad. En áreas próximas, como las Hojas de Piedrabuena y Ciudad Real (PORTERO et al. 1988 b, 1989), se ha detectado a unos 15 m de la base un nivel de limolitas oscuras con oolitos y nódulos fosfatados que contienen niveles lumaquélidos a techo. La potencia estimada para esta unidad en el área que nos ocupa puede ser del orden de los 200 m.

Los componentes principales son cuarzo y mica blanca, estando esta última muy transformada a clorita; en menor cantidad se encuentran feldespatos y biotita hallándose en gran parte alterados a arcillas; puede detectarse cemento silíceo en lugares próximos a las concentraciones de piritas.

Se trata de una unidad homogénea, masiva, con muy escasas estructuras sedimentarias (solo se reconocen laminaciones de "ripples" en algún banco de areniscas) que se puede interpretar tentativamente como sedimentado en un ambiente de plataforma marina externa o de talud continental. Forma la base del ciclo sedimentario de tendencia "regresiva" del Ordovícico Superior iniciado a partir de la interrupción sedimentaria del nivel oolítico fosfatado (PORTERO y DABRIO, 1988 a).

La edad se ha podido establecer gracias al hallazgo de diferentes niveles fosilíferos en la Hoja 837 de Viso del Marqués. Los primeros metros de la unidad pueden corresponder tanto al Dobrotiviense terminal como al Berouniense basal (base del Ordovícico Superior) pero por encima de la interrupción sedimentaria, a una distancia entre los 12-30 m, en un horizonte de removilización ferruginoso con cantos blandos y sideríticos se ha detectado una abundante asociación fosilífera Viniciense con trilobites, equinodermos, braquiópodos, briozos y moluscos (GUTIÉRREZ-MARCO y SARMIENTO, inf. Int.). La asociación de braquiópodos (*Svobodaina armoricana* BABÍN y MELOU, *Gelitordis meloui* VILLAS, *Aegiromena aquila intermedia* VILLAS y *Triplezia* sp) permite correlacionar este horizonte con el que sella la discontinuidad pre-Viniciense en numerosas localidades ibéricas y del norte de Gondwana, donde tiene un significado análogo al de la Discordancia Sárdica s. str. (SAN JOSÉ et al., 1992; VILLAS, 1992, 1995; ROMAO et al., 1995). Por encima del citado horizonte las Pizarras de Cantera contienen escasos restos paleontológicos (distribuidos irregularmente) de gasterópodos, ortocerátidos y linguláceos.

Los datos precedentes, unidos a criterios estratigráficos regionales permiten ubicar el depósito de la unidad como Caradoc (Soudleyense-Marshbrookienense) si bien los niveles situados por debajo del horizonte ferruginoso son sin duda más antiguos, de edad tal vez Costoniense o incluso Dobrotiviense tardío en la misma base de la unidad.

2.1.1.9. Areniscas y pizarras (9). Bancos Mixtos. Caradoc terminal-Ashgill inferior

El apelativo de Bancos Mixtos (TAMAIN, 1972), que fue tomado por el citado autor de la denominación que hacían de estos materiales los mineros del Centenillo (Jaén), es un término muy

expresivo ya que engloba al conjunto de rocas más heterogéneo del Ordovícico. El conjunto de Pizarras de Cantera + Bancos Mixtos, como ya se ha indicado en el párrafo anterior, ha sido descrito, por los autores alemanes, como "Esquistos con Orthis" (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968 y KETTEL, 1968); estos autores diferenciaban dos tramos: el basal pizarroso "Orthis Schiefer" que sería equivalente a las Pizarras de Cantera y los "Orthis Wechsellagerung" equivalente a los Bancos Mixtos propiamente dichos.

Estos materiales se detectan en el cuadrante sureste del mapa en afloramientos malos y esporádicos, debido sobre todo a los recubrimientos cenozoicos y por esta razón para describirlos nos basamos en las observaciones realizadas tanto en esta Hoja y colindantes como en trabajos bibliográficos del entorno regional. Aunque en este entorno la potencia de los Bancos Mixtos es muy variable aquí constituyen una serie, de unos 350 m de espesor, de areniscas y lutitas alternantes, en niveles de geometría bastante tabular y espesores centí-decimétricos muy constantes, que le confieren un cierto aspecto de ritmita. El color es crema tirando a marrón (ocasionalmente blanco) en las areniscas y verdoso o gris en las pizarras. Es muy frecuente observar por una parte la gran cantidad de mica blanca y por otra la intensa bioturbación, muy característica y que en numerosas ocasiones es un buen criterio para identificar esta unidad. En áreas colindantes con mejores y más extensos afloramientos esta unidad puede llegar a mostrar dos barras cuarcíticas discontinuas, una en el tramo inferior-medio de la sucesión, con una potencia de orden decamétrico ("Cuarcitas de Arca", KETTEL, *op. cit.*) y otra a techo conocida como "Lumaquela terminal" con potencias en este caso de orden métrico. También a techo se puede identificar a escala regional la presencia de rocas volcánicas de espesores métricos.

La composición mineral es cuarzo, feldespato potásico (hasta un 15% en las areniscas y un 10% en las cuarcitas), plagioclasa y micas (5%), con predominio de la moscovita sobre la biotita; la matriz sericítica o caolinítica puede alcanzar el 10% y el cemento es silíceo salvo en la "lumaquela terminal" que es silíceo-carbonatado; los minerales accesorios más comunes son turmalina, circón, apatito y sulfuros (pirita). Se clasifican como subarcosas ricas en moscovita. Las limolitas tienen una composición similar, con menor proporción de feldespatos y más de micas; el porcentaje de matriz es más elevado.

La facies más común está constituida por secuencias elementales de espesor decimétrico (10 a 30 cm) con una relación arena/lutita próxima a la unidad; son secuencias granodecrecientes con "hummocky", "swales", laminación paralela, "ripples" de ola y bioturbación intensa; en zonas relativamente próximas (extremo oriental de la Hoja colindante de Valdepeñas) se observa la alternancia de las facies tempestíticas mencionadas con tramos, de espesor métrico, de capas replegadas, rotas y brechificadas, que constituyen auténticos "pebbly mudstons", y en las que las facies "slumpadas" están limitadas por superficies planas; su génesis se relaciona con deslizamientos gravitatorios a favor de una pendiente.

La facies de la barra cuarcítica más basal (Arca) está formada por secuencias decimétricas a métricas de areniscas de grano medio, amalgamadas por pérdida de algún término, con un resultado final de capas acrecionadas con "hummockys" de orden métrico que dan una geometría ondulada. En la barra superior ("lumaquela") en la que este aspecto es menos destacable, pueden observarse puntualmente bancos de escala métrica de cuarcitas masivas de grano medio-fino y también un tramo margo-arenoso en el que puede aparecer algún término cuya

constitución no es de siliciclásticos sino de acúmulos de fauna limonitzada junto con nódulos ferruginosos, fosfatados, "mud chips", etc.; en estos casos la base de las secuencias es algo erosiva, apuntando la posibilidad de una interrupción sedimentaria.

Todo este conjunto de facies, constituidas por secuencias granodecrecientes, se estructuran, en dos megasecuencias grano y estrato creciente, en un ambiente sedimentario en posición regresiva (BRENCHLEY, et al. 1986) que corresponde a la formación de lóbulos arenosos en el "offshore proximal" de una plataforma siliciclastica dominada por tormentas (LEYVA y MATAS, 2009).

Los Bancos Mixtos representan tal vez la unidad más fosilífera del Ordovícico Superior centroibérico, especialmente en los niveles de techo conocidos como "lumaquela terminal" (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995); el tramo inferior es por otra parte muy rico en pistas fósiles. En localidades próximas han sido citados numerosos hallazgos fosilíferos (HAFENRICHTER, 1979; GUTIÉRREZ-MARCO, 1986; PALERO y MARTÍN IZARD, 1988; SARMIENTO, 1993 y GIL et al., 1996). La asociación reconocida en las "lumaquelas terminales" consta de braquíópodos, briozoos, trilobites, graptolitos y equinodermos. Este conjunto caracteriza la Biozona de *Svodaina havlicekii* de braquíópodos, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill Inferior (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995). El límite inferior de los Bancos Mixtos, en ausencia de datos bioestratigráficos, podría asignarse de modo tentativo al Caradoc post-Marshbrookienense.

2.1.1.10. Calizas (10). Caliza Urbana. Ashgill (Prehirnantense)

La formación Caliza Urbana que aparece en contacto normal con la formación anteriormente descrita, debe su nombre a HENKE (1926), que a su vez lo toma del Pozo Urbana de la Mina los Guindos en la Sierra de la Carolina (Jaén). Es una formación muy conocida en toda la Zona Centroibérica (ZCI) porque constituye, cuando aflora, un excelente nivel guía dentro de la monotonía siliciclastica de los materiales ordovícicos.

Es una unidad litológica discontinua y con grandes variaciones de potencia y composición litológica. Se observa con dificultad a la altura del km 15,1 de la carretera Calzada-Sta. Cruz de Mudela y en un camino que va desde la citada carretera a la Casa de las Rochas; en estos afloramientos el espesor no sobrepasa los 10-20 cm, pero a escala regional puede alcanzar espesores métricos o decamétricos (excepcionalmente hectométricos en el Río Guadalén, al oeste de la Hoja 864 de Venta de los Santos, LEYVA y MATAS, 2009) o bien no aparecer que es lo más frecuente; cuando tiene cierta entidad ha sido explotada, bien para caleras o bien por las mineralizaciones asociadas (PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988; PALERO, 1991). Algunos autores han incluido estos carbonatos en los Bancos Mixtos (TAMAIN, 1972; SAUPE, 1971; PALERO, 1991) pero de acuerdo con GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987) y SARMIENTO (1993) la Caliza Urbana es lo suficientemente distintiva (a pesar de su carácter discontinuo y escasa potencia) como para ser tratada de forma separada de la citada unidad. Para su caracterización nos basaremos en observaciones realizadas en el entorno próximo.

Esta formación se compone de paquetes decimétricos de calizas fosilíferas, estromatolitos, calcareitas, pizarras y algunas dolomías. El tránsito a muro (Bancos Mixtos) se realiza de un modo

gradual y a techo (Pizarras de Chavera) suele mostrar señales erosivas que van desde microcicatrizes erosivas recubiertas de depósitos ferrosos o lateríticos a superficies erosivas con relleno de sedimentos de tipo "debris" reconociéndose, de modo ocasional, evidencias de karstificación así como una dolomitización descendente referida al techo de la unidad (SARMIENTO, 1993). En muchos afloramientos la recristalización es prácticamente total pero cuando no están recristalizadas se reconocen fósiles y estructuras sedimentarias; entre estas estructuras las que mejor se observan son las laminaciones paralelas que forman los estromatolitos aunque también se pueden reconocer estratificación ondulada y una grosera granoclasicación de los bioclastos.

Al microscopio las muestras revelan cierta variabilidad en cuanto al carácter más o menos biocártico detectándose la presencia de láminas de algas cianofíceas acompañadas por gasterópodos, que se encuentran en parte silicificados así como fantasmas de posibles braquíópodos; también se observan moldes de cristales de yeso llenos por cuarzo (los moldes son de cristales seleníticos, maclas de punta de flecha y cristales hexagonales) e indicios de dolomitización, ferruginización, silicificación y dedolomitización (sin ordenación temporal aparente). El resultado es una caliza ferruginosa (a veces dolomita) con porosidad de tipo "rug" parcialmente rellena por calcita.

El ambiente sedimentario donde se deposita esta unidad corresponde a una plataforma marina muy somera de condiciones restringidas y con períodos de emersión como así indican la presencia de yesos, dolomías, estromatolitos algales y silicificaciones, es decir un medio intra y supramareal.

Cronoestratigráficamente, esta formación proporcionó los primeros conodontos ordovícicos citados en España (FUGANTI y SERPAGLI, 1968) que fueron encontrados en localidades muy próximas a este trabajo (Hoja 837 Viso del Marqués) y que determinaron una edad Ashgill Inferior (Cautleyense-¿Rawtheyense?). La relación original de especies de los citados autores fue revisada en taxonomía multielemental por SARMIENTO (1993) autora junto con HAFENRICHTER (1979) de nuevos descubrimientos en otros puntos de la citada Hoja. También en la misma zona (GUTIÉRREZ-MARCO y SARMIENTO inf. int.) una sección diferente a las anteriores proporcionó diversos conodontos pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantiano de toda Sierra Morena.

2.1.1.11. Pizarras (11). Pizarras Chavera. Ashgill terminal (Hirnantiano)

Las Pizarras Chavera (TAMAIN, 1972) se apoyan de forma neta bien sobre los Bancos Mixtos o bien sobre la Caliza Urbana (cuando esta existe) no reconociéndose en este trabajo el techo de la unidad. Regionalmente también se las conoce por otros nombres como "Schistes Castellar" (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; KETTEL, 1968) o "Pizarras de Muro" (SAUPE, 1971) representando una potente sucesión pizarroso (entre 70 y 250 m) en la que hacia techo y de forma progresiva se van intercalando láminas y capas centimétricas de areniscas de grano muy fino y color gris oscuro.

De afloramiento muy escaso y de mala calidad en esta Hoja, se observan entre los kms 12 y 15 de la Ctra. de Calzada a Sta. Cruz de Mudela. El tramo de la sucesión aquí representada, de unos 30 m de potencia, está constituido por pizarras finas, suaves al tacto, de tonalidades gris

oscuro a negro, algo micáceas y de aspecto masivo que en el campo dan una morfología inconfundible de pequeños pináculos sobre planos alomados en los que la vegetación es prácticamente inexistente.

Al microscopio tienen textura blastopolítica y su petrografía revela como minerales principales cuarzo y mica blanca y en menor proporción biotita y pirita; las micas están total o parcialmente transformadas a clorita y alteradas a arcilla, disponiéndose paralelas a la esquistosidad.

El ambiente sedimentario que se les atribuye es el de una plataforma marina externa, con poca energía y oxígeno, por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad.

En algunas localidades cercanas se ha descrito la existencia, en la base de la unidad, de niveles con cantes de diversa naturaleza (CHAUVEL *et al.*, 1969; TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987), que se han interpretado como depósitos glaciomarinos o niveles de removilización ligados al descenso eustático relacionado con la glaciaciación finiordovícica ("Pelitas con fragmentos" del Ashgill Superior nordgondwanense). Estos fenómenos glacioeustáticos pueden ser responsables de los cambios de potencia de la Caliza Urbana, o de la ausencia de esta y de otras unidades previas (PIREN, 1986).

En esta unidad no se han encontrado fósiles pero de acuerdo con los datos regionales la base de la misma resultaría correlacionable con las "Pelitas con fragmentos", que como se ha visto revisten localmente características glaciomarinas. La edad de la base será entonces Ashgill postglacial, ligada a la transgresión del Hirnantense Superior (ROBARDET y DORE, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1992) y la de la unidad Hirnantense o Ashgill terminal (SAN JOSÉ *et al.* 1992, con referencias previas; PARÍS *et al.* 1995, con las últimas dataciones micropaleontológicas; GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996).

2.2. CENOZOICO

Las referencias principales son los trabajos cartográficos y sus respectivas memorias relativos a las hojas de Piedrabuena, Ciudad Real, Daimiel, Manzanares y Almagro del Proyecto MAGNA (PORTERO *et al.*, 1989; PORTERO *et al.*, 1988; PORTERO *et al.*, 1988; RAMÍREZ *et al.*, 1988 y RAMÍREZ *et al.*, 1988). Como trabajos de referencia general hay que considerar las aportaciones de MOLINA (1975) en el Campo de Calatrava y PÉREZ GONZÁLEZ (1982) en la Mancha. Las citas más recientes son estudios paleontológicos en relación con los yacimientos de Piedrabuena y Las Higueruelas (ARRIBAS y ANTÓN, 1997; MAZO y TORRES, 1990; MAZO, 1993) o abordan aspectos magnetoestratigráficos (BOGALO *et al.*, 1994, GALLARDO y PÉREZ GONZÁLEZ, 2000 y GALLARDO, 2004). La mayoría de ellos ubicados en zonas muy próximas, alguno en la propia Hoja de Moral de Calatrava.

En este capítulo se describen las características estratigráficas y sedimentológicas de los sedimentos cenozoicos que conforman las unidades cartográficas cenozoicas representadas en el Mapa. Para la definición e interpretación de las facies terrígenas se aportarán datos de granulometría, litología y estructuras sedimentarias teniendo en cuenta los códigos de litofacies de MIALL (1977, 1978 y 1992) principalmente. Para los carbonatos de precipitación primaria se seguirá la clasificación de DUNHAM (1962), modificada por EMBRY y KLOVAN (1971), y para

los carbonatos de precipitación secundaria (caliches y costras) se utilizará el manual de suelos edafizados de BULLOCK *et al.* (1985), entre otros.

2.2.1. Mioceno-Plioceno. Episodio de agradación

El registro sedimentario de esta edad aparece en la hoja rellenando un cuenco irregular definido según dos direcciones preferentes, una N 75, y la otra, N 135, y entre los paleorrelieves cuarcíticos dibujados por la geología varisca. El alargamiento principal de dicho cuenco es en el sentido de las estructuras antiguas, pero como también consta de dos ampliaciones transversas hay que suponer que a la cuenca deba atribuirse un origen mixto o combinado: erosión diferencial con interferencias tectónicas fruto de una fracturación en un contexto alpino. Los mapas de isobatas (ENADIMSA, 1986-1987), dibujan un surco alargado de dirección NE-SO entre Moral y Aldea del Rey, (Figs. 1 y 2), con profundidades medias próximas a 100 m y dos depocentros principales, de 200 y 300 m de profundidad respectivamente, este último situado al sureste de Aldea del Rey. Las zonas con menor espesor de sedimentos se localizan en el cuadrante suroriental de la hoja. Las direcciones NO-SE (N 135-N 315). Las isobatas se cierran formando una cuenca cerrada. De alargamiento preferentes son las comprendidas entre N 70-80-N 250-260, y el registro sedimentario, que tiene pues un espesor medio entorno a los 100 m, aunque puede alcanzar valores de 300, está fundamentalmente constituido por materiales terrígenos, pero también hay carbonatados y de naturaleza volcánica. Predominan los limos arenosos asociados a calcimorfos y caliches (columnas 11, 13, 14, 15 ó 17 del Informe Sedimentológico) y

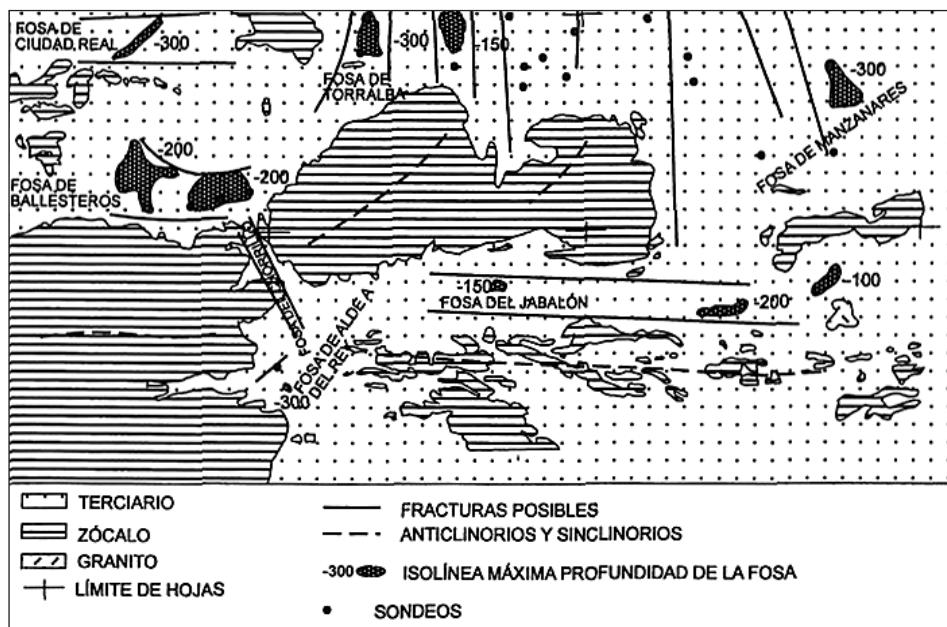


Fig. 1.- Esquema estructural de la zona.

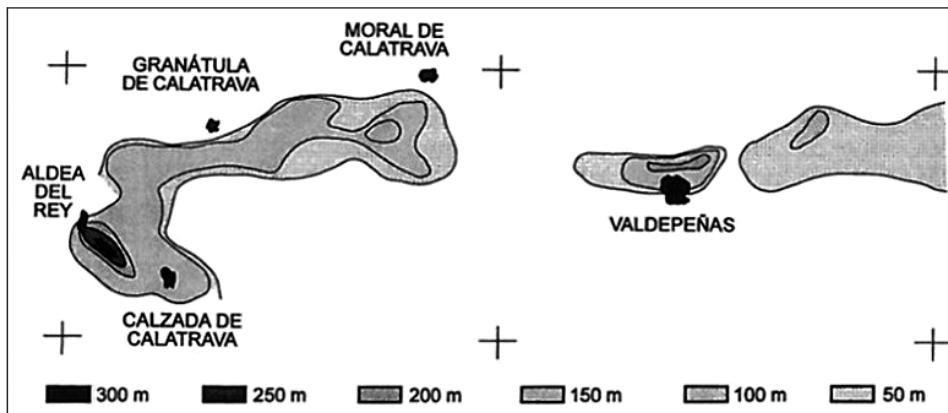


Fig. 2.– Mapa de isobatas de las subcavidades de Aldea del Rey y Jabalón en las hojas 811 y 812 (ROSALES et al. 1988).

con menos profusión, aparecen arenas y conglomerados; unos y otros, agrupados en la unidad cartográfica *Limos, arenas, y arcillas con conglomerados (c)*, *calcarenitas (a)* y *calcimorfos (p)* (16), son el testimonio de régimen fluviales de baja sinuosidad, episódicos y efímeros, el mecanismo sedimentológico principal de relleno de este surco. Excepto el carbonato proporcionado por los caliches que se dan sobre materiales terrígenos (columnas 01, 12) o bien, sobre depósitos volcanosedimentarios (columnas 03, 15), los depósitos carbonatados están poco extendidos, en profundidad y en superficie; se limitan a apariciones, muy localizadas, de tipo lacustre/palustre (columnas 02, 09 y 16), constituidos por *Calizas* y *margocalizas* (17), a veces, con restos fósiles que se corresponden a lagos someros aislados formando depresiones poco alimentadas.

Todas las laderas de las sierras tienen asociada una orla de taludes de derrubios (Paraconglomerados, arenas, arcillas y alteritas, 15) potentes y compactos con dudosa funcionalidad actual y evidentes conexiones con los registros terciarios. Son razones más que suficientes para interpretarlos en el seno de este episodio terciario e incluirlos en él.

Los materiales de origen volcánico son muy frecuentes entre el resto del registro sedimentario (columnas 01, 02, 03, 04, 06, 11 y 16). Son rocas vulcanosedimentarias primarias como *piroclastos de caída y cenizas* (12) (a, basaltos y basanitas; b, nefelinitas olivínicas y limburgitas; c, melilititas olivínicas; d, indiferenciados), coladas o *Lavas* (13) (a, basaltos y basanitas; b, nefelinitas olivínicas y limburgitas; c, melilititas olivínicas) y depósitos de oleadas de piroclastos o *Depósitos hidromagmáticos: piroclastos y fragmentos de rocas meta-sedimentarias* (14). La presencia de las primeras y sobre todo de las tercera intercaladas entre el resto de la serie terrígena, es muy común.

También se han detectado materiales piroclásticos sineruptivos resedimentados (columnas 02 y 06), consecuencia directa de del contexto geodinámico existente, un ambiente sedimentario determinado en conexión con un volcanismo activo.

La descripción de todo este registro estratigráfico se ha organizado en dos apartados fundamentales: el producto de la actividad volcánica y el referido a la sedimentación propiamente dicha y simultánea a aquella.

2.2.1.1. *Vulcanismo cenozoico*

Las manifestaciones volcánicas en la zona de Moral de Calatrava han tenido gran importancia, siendo esta una de las áreas más representativas de la Región volcánica central española, de la que constituye en buena parte su borde suroriental. Esta, se extiende entre los Montes de Toledo y Sierra Morena, en la zona de borde de la cuenca manchega. Se trata de una región formada por unos 200 centros de emisión puntuales y dispersos, que se reparten por un área de 5.000 km².

Las primeras referencias a la existencia de vulcanismo en el Campo de Calatrava son de la primera mitad del siglo XIX y corresponden a MAESTRE (1836 y 1844) y EZQUERRA DEL BAYO (1844), pero no es hasta bastantes años después cuando estas rocas empiezan a estudiarse: QUIROGA (1880), CALDERÓN (1883 y 1905) y GONZÁLEZ REGUERAL (1920), realizan los primeros estudios petrográficos y las correlacionan con el resto de las rocas volcánicas recientes de la Península Ibérica. Los trabajos de E. HERNÁNDEZ PACHECO (1921 y 1927), de F. HERNÁNDEZ PACHECO en las Hojas Geológicas 1:50.000 del IGME (1928 a 1935), en colaboración con ALVARADO, FERNÁNDEZ VALDÉS, MESEGUER, DE LA ROSA y TEMPLADO, y sobre todo la monografía de F. HERNÁNDEZ PACHECO (1932), dan ya una visión de conjunto de esta región volcánica, tanto de su distribución espacial, como de sus características petrológicas y vulcanológicas. PARGA PONDAL (1935) efectúa la primera caracterización geoquímica.

Tras numerosos años en los que esta región volcánica no fue objeto de estudio, son los trabajos de IBARROLA y BRÄNDLE (1974), ANCOCHEA *et al.* (1979), ANCOCHEA y DEL MORO (1980), ANCOCHEA y BRÄNDLE (1981 y 1982), ANCOCHEA e IBARROLA (1982) y ANCOCHEA (1984), que quedan sintetizados en el más genérico de ANCOCHEA (1983), los que analizan de una forma más completa los aspectos vulcanológicos, geocronológicos, geoquímicos y petrogenéticos y dan a conocer esta área volcánica en toda su extensión. Posteriormente CEBRIÁ (1992), LÓPEZ RUIZ *et al.*, (1993) y CEBRIÁ y LÓPEZ RUIZ (1995) aportan nuevos datos geoquímicos, perfeccionan los modelos petrogenéticos y sitúan el vulcanismo en un marco geodinámico. BÓGALO *et al.* (1994), GALLARDO *et al.* (2002) y GALLARDO (2004) estudian el paleomagnetismo de estas rocas y sus relaciones con los depósitos neógenos.

Atendiendo a criterios vulcanológicos, se pueden distinguir en esta región: lavas, piroclastos de caída y piroclastos hidromagmáticos. En cada uno de ellos se puede, además, especificar la composición: melilititas olivínicas, limburgitas, nefelinitas olivínicas, leucititas olivínicas, basanitas y basaltos; aunque no en todas las hojas aparecen todos los tipos vulcanológicos o compositionales.

A escala macro o mesoscópica las diferencias entre los distintos tipos compositionales son prácticamente inexistentes o inapreciables (ligera diferencia en la coloración en muestra de mano), siendo estas solo importantes microscópicamente. A escala microscópica tampoco se diferencian basaltos y basanitas por lo que se engloban en un mismo grupo. Algo similar ocurre

con las limburgitas (rocas en las que no se distingue petrográficamente ningún feldespato, ni feldespatoide) que suelen corresponder desde el punto de vista químico a nefelinitas olivínicas, por lo que se agrupan con ellas.

En el caso de los depósitos hidromagmáticos, la naturaleza de los mismos, compuestos esencialmente por fragmentos no volcánicos, o incluso volcánicos, pero con dudas con respecto al origen juvenil (del mismo magma), o accidental (sin relación con él), no permite hacer diferencias en cuanto a la composición.

Desde el punto de vista vulcanológico en la Hoja afloran tanto lavas, como productos piroclásticos y, entre estos, tanto piroclastos estrombolianos como hidromagmáticos. Desde el punto de vista composicional afloran todos los tipos litológicos, excepto las leucititas que afloran exclusivamente en la hoja limítrofe de Puertollano.

Se han diferenciado así: por un lado lavas basálticas (incluyendo las basaníticas), lavas de nefelinitas olivínicas (incluyendo las limburgíticas) y lavas de melilitíticas olivínicas, por otro lado piroclastos basálticos, piroclastos nefeliníticos y piroclastos melilitíticos, finalmente piroclastos hidromagmáticos y piroclastos estrombolianos indiferenciados.

Los afloramientos volcánicos aparecen en la mitad occidental de la Hoja, donde son relativamente bien diferenciados y a su vez diferenciables entre sí los tres morfotipos litológicos más importantes: *piroclastos de caída e indiferenciados* (12), *lavas* (13) y *depósitos hidromagmáticos* (14). Existen conjuntos importantes donde aparecen asociadas estos tipos tales como el del Cerro Columba, Cuevas Negras, La Cornudilla o Las Canteras. Pero además de estos afloramientos con definición cartográfica muy clara, la aparición entre el registro sedimentario es muy frecuente y testimonio de ello son la mayoría de las columnas realizadas (columnas 01, 02, 03, 04, 06, 11 y 16 en Informe Sedimentológico). En muchos casos se han podido definir capas intercaladas entre el resto del depósito cenozoico, tal como entorno a Aldea del Rey (Cerrillo de la Cruz de la Pata, Vegas de Castellanos, km 24 Ctra. a Puertollano y en El Cortijillo) y al oeste de Granátula (Quinto de Casarrubias); se han encontrado piroclastos de caída y depósitos hidromagmáticos, pero, no lavas. Las que se conocen se emplazan hacia el techo del registro sedimentario (Los Negrizales y Miravete). Aparecen capas de espesor centimétrico, geometría tabular con el límite inferior erosivo, superpuestas a almagres rojizos señalados sobre el techo del estrato infrayacente. Se trata de materiales piroclásticos de tamaño conglomerado fino y arena (lapilli y cenizas gruesas) y cineritas de tamaño arena fina y limo (cenizas), formando una secuencia grano y estratodecreciente con estructuras sedimentarias similares a las de un flujo tráctico (estratificación cruzada en surco de baja a media escala e incluso estratificación horizontal con láminas de tamaño centimétrico, distorsiones por escapes de fluidos y bombas de proyección aérea con un tamaño de hasta 50 cm, que rompen la estratificación). Todos los casos observados nos muestran este tipo de materiales fruto de explosiones hidromagmáticas cercanas, corrientes u oleadas de material piroclástico de baja densidad que la citada explosión emplaza en las topografías más bajas, o bien depósitos piroclásticos en caída libre.

Es frecuente encontrar material piroclástico aislado en el registro sedimentario propiamente dicho, especialmente en las margas y calizas sedimentadas en las charcas y lagos someros de la zona.

2.2.1.1.1. Piroclastos de caída y piroclastos indiferenciados (12): Basaltos y basanitas (a); Nefelinitas olivínicas y limburgitas (b); Melilititas olivínicas (c). Indiferenciados (d). Plioceno-Pleistoceno inferior

Aparecen, bien formando acumulaciones cónicas directamente relacionadas con centros de emisión, o bien formando capas intercaladas con el resto de las sucesiones neógenas.

Los afloramientos de mayor extensión son los que corresponden a los volcanes del centro de la hoja (sector La Columba-Cabezuelo). Se trata de acumulaciones de bombas y escorias basálticas, más o menos soldadas, que corresponden a las facies proximales de los edificios estrombolianos. Su estructura se puede observar en las canteras existentes en el volcán de La Columba, en las que puede apreciarse que se trata de depósitos groseramente estratificados, con marcados buzamientos hacia el exterior del edificio, que varían desde tamaño bomba (en ocasiones métricas, pero normalmente pequeñas), a lapilli grueso.

Similar aspecto, aunque de composición nefelinítica, tiene los restos de los conos del sector norte (La Cornudilla-Cerro Gordo).

Se han incluido como piroclastos de caída indiferenciados pequeñas acumulaciones de piroclastos de los que no se conoce su composición, ni pueden, por sus condiciones de afloramiento, ser correlacionados con otras emisiones volcánicas de composición conocida.

2.2.1.1.2. Lavas (13): Basaltos y basanitas (a); Nefelinitas olivínicas y limburgitas (b); Melilititas olivínicas (c). Plioceno-Pleistoceno inferior

Son esencialmente basaltos (o basanitas) y nefelinitas olivínicas (o limburgitas). Las melilititas olivínicas son muy escasas. Se trata sobre todo de coladas, aunque también hay materiales lávicos pertenecientes a chimeneas de edificios fuertemente erosionados (en los afloramientos más orientales) o a pequeños domos, como el existente en el oeste del volcán del cerro Columba.

En la zona occidental las coladas tienen más importancia. En el norte se trata fundamentalmente de nefelinitas olivínicas: así aflora el extremo de la colada que emitió hacia el sur el volcán de La Yezosa; las partes más proximales de las coladas que emitió el volcán de Cerro Gordo hacia el norte (cubiertas por depósitos hidromagnéticos) y las coladas que los volcanes de Cuevas Negras y La Cornudilla emitieron hacia el norte y hacia el sur. En todos los casos las coladas superan los dos kilómetros de longitud.

En el borde occidental de la hoja, al norte de Aldea del Rey, aflora el frente de las coladas basálticas procedentes de volcanes situados en la hoja de Puertollano. Se trata posiblemente de las coladas aflorantes que tienen mayor longitud en toda la región. Todavía se conservan en ellas restos de las pequeñas canteras que las explotaban para hacer adoquines.

En el ángulo suroccidental, las coladas, también de varios kilómetros de longitud, tanto nefeliníticas, como basálticas, han descendido desde los volcanes de las sierras cuarcíticas hasta la llanura, destacando en el paisaje por la diferente vegetación que las cubre.

2.1.1.1.3. Depósitos hidromagmáticos. Piroclastos y fragmentos de rocas metasedimentarias (14). Plioceno-Pleistoceno inferior

La mayor parte de los depósitos hidromagmáticos de la zona están asociados a restos de edificios de esta naturaleza, que aún conservan la morfología del edificio volcánico. Se distribuyen alrededor de una zona deprimida que corresponde al cráter de explosión y se extienden alrededor de ella, de forma más o menos regular, uno a dos kilómetros.

Los materiales característicos de este tipo de erupciones son tobas líticas, poco consolidadas y heterométricas, en las que predominan los fragmentos accidentales corticales, del paleozoico o terciario o mantélicos (enclaves ultramáficos) y con menor frecuencia los fragmentos volcánicos cogenéticos (fragmentos de rocas volcánicas o minerales sueltos como anfíboles, piroxenos u olivinos).

La falta de afloramientos impide ver normalmente la estructuración de los materiales. Cuando esto es posible, como por ejemplo en el volcán de Cerro Gordo, se trata de depósitos bien estratificados en los que se pueden distinguir facies con laminación paralela y facies con estratificación cruzada. Tanto unas como otras están ocasionalmente deformadas por el impacto de bombas, normalmente no volcánicas.

2.2.1.1.4. Edad del Vulcanismo

De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas en centros volcánicos de toda la región (ANCOCHEA, et al., 1979; ANCOCHEA, 1983; BONADONNA y VILLA, 1984) el vulcanismo de los Campos de Calatrava se desarrolla al menos en dos fases. La primera y menos importante, tiene carácter ultrapotásico, ocupa el centro de la región volcánica y está datada entre $8,7 \pm 0,9$ y $6,4 \pm 0,2$ millones de años. La (o las) segundas fases desarrollan un vulcanismo alcalino y ultraalcalino con emisión de basaltos olivínicos y basanitas en las zonas centrales de la región y melilititas olivínicas, tanto en el centro como en los bordes. La actividad principal se sitúa según esos autores entre los $3,7 \pm 0,7$ y $1,75 \pm 0,4$ millones de años.

Más recientemente GALLARDO et al. (2002) han encontrado evidencias de que esta actividad se ha prolongado al menos hasta los 0,7 Ma (Brunhes).

Desde el punto de vista de las relaciones con otras unidades, los edificios mejor conservados son sincrónicos y posteriores al depósito de las unidades detrítico-carbonatadas del Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal), tal y como se deduce de las relaciones espaciales y temporales entre ambos en las hojas de Almagro y de Ciudad Real (PORTERO et al., 1988b; RAMÍREZ et al., 1988). En estas hojas también se observa que la superficie de erosión del límite plio-pleistoceno está perforada y deformada por numerosos edificios volcánicos.

2.2.1.2. Registro sedimentario cenozoico

Todas estas unidades cartográficas que a continuación se detallan, están estrechamente interrelacionadas en la cuenca de Moral, un surco de sedimentación de unos 180 km^2 de extensión superficial e irregularmente alargado según dos direcciones preferentes: E-O por donde actual-

mente fluye el río Jabalón, entre la Sierra del Moral y su prolongación occidental y las sierras meridionales al este de Calzada de Calatrava y, NNE-SSO, entre estas últimas sierras y la de Calatrava al oeste. La cuenca tiene dos depocentros, uno al suroeste de Moral de Calatrava con 150 de profundidad máxima y otro, al sureste de Aldea del Rey que alcanza los 300 m. Los datos de subsuelo señalan una secuencia con carácter granodecreciente y expansivo que concluye con las litofacies más finas, casi todas terrígenas, las representadas en el mapa. Afloran en no más de unos 50 m de espesor ubicados entre los 610/670 m de cota. En muchos lugares y sin excepción, se apoyan directamente sobre el sustrato pizarroso ligeramente meteorizado de la sinforma varisca de Aldea del Rey-Valdepeñas. Es importante destacar que en todas ellas son muy frecuentes las intercalaciones de material volcánico procedente de los centros de misión del entorno geográfico más próximo, piroclastos y cenizas, de oleadas producto de explosiones hidromagmáticas o de caída.

2.2.1.2.1. Paraconglomerados, arenas, arcillas y alteritas (15). Mioceno (?)-Plioceno

Esta unidad, que se encuentra adosada a las sierras cuarcíticas, tapizando sus vertientes, tiene representación muy discontinua y escasa ya que se trata de posibles acumulaciones de carácter coluvionar adosadas a las vertientes serranas pero con una peculiaridad: no conservan su morfología original, es decir existe una ausencia total regularización de la vertiente. Hay casos bien determinados donde se han podido apreciar ciertas características litoestratigráficas acordes con un depósito de componente gravitacional importante. En otros, donde tal observación ha sido imposible tan solo han podido apreciarse alteritas arcillosas de color rojo comparables con el registro cenozoico más proximal. En esos últimos lugares cabe incluso la duda de su consideración sedimentaria y que parte del mismo esté constituido por el basamento con un recubrimiento suficiente de alteritas. En cualquier caso en el mapa solo se ha definido sobre todo en el cuadrante suroriental en las laderas de algunas de sus sierras (lomas del Capitán, de las Turcas o de las Norias).

Cuando el afloramiento es claro, no tiene rasgos muy diferentes de los coluviones definidos en el apartado 2.2.2.2. Es fundamentalmente conglomerática, con ligeras variaciones de tamaño y de color. Hacia la base, se encuentran clastos de pizarra con un grado de alteración bastante alto ya que presentan color rojo (10 R 4/6) y se hallan transformadas en una alterita arcillosa, que conserva retazos originales o con una alteración menor y rasgos de hidromorfia acusada.

Son secuencias bréchicas de cuarcita, cuarzo y pizarra, de orden métrico, separadas por superficies erosivas heterométricas y polimodales, que están empastados en una matriz arcillosa o arenosa de color rojizo (10 R 4/6) y ocre (10 R 4/6 a 5 R 4/6). La angulosidad es manifiesta, pero con bordes matados y el centímetro muy variable puede alcanzar los 40 cm. Muy poco se ha visto de organización estratigráfica, tan solo y, paradójicamente, su aparente desorganización.

Obviamente, se trata de litofacies (heterometría, angulosidad y desorganización sedimentaria acusada) ligadas a las vertientes de las sierras, producto de procesos gravitacionales, con presencia de alteritas más o menos *in situ*. Aunque se desconoce su cronología, por sus rasgos alterológicos y por posición morfoestratigráfica es razonable argumentar que presentan una estrecha correlación con el resto del registro sedimentario terciario.

2.2.1.2.2. Lutitas y arenas (16) con conglomerados (c), areniscas (a) y calcimorfos (p). Mioceno-Plioceno

Se ha descrito en parte o en la totalidad de las columnas 01, 02, 03, 04, 05, 07, 08, 10, 11, 12, 13, 14, 15 y 17 del Informe Sedimentológico. Son terrígenos finos entre los que se intercalan diferentes capas de conglomerados, areniscas, carbonatos, y diferentes episodios centimétricos de origen volcanosedimentario. La masa principal de la unidad, sobre el 75% de la misma, está constituida por *lutitas y arenas* (16). Las lutitas son arenosas de color rojo (10 R 4/6) y marrón (5 YR 3/4), estratificadas en capas decimétricas de geometría tabular y gran extensión lateral. Son masivas y presentan abundantes rasgos edáficos, principalmente rizocreciones carbonatadas, migraciones de arcillas y de carbonatos, y una textura formada a base de peds poliédricos de tamaño centimétrico. El límite superior es gradual con progresivo aumento de la cantidad de nódulos de carbonato, en transformación hacia facies carbonatadas y el inferior es neto y erosivo. Se aprecian también capas de geometría tabular, más arcillosas, verdes (10 Y 4/2), masivas y con los mismos rasgos edáficos que los limos, pero afectadas por una fuerte hidromorfía con migraciones de óxidos de hierro y manganeso. La facies presente es Fm.

Pueden aparecer arenas sueltas de tamaño de grano medio a grueso, con el mismo color rojo (10 R 4/6) y ocre (10 YR 4/6), un grado de cementación débil y una matriz limo-arcillosa. Son masivas o con estratificación cruzada y con frecuencia se presentan cantes dispersos de cuarcita (tamaño inferior a 1 cm) con páginas negras de óxidos de hierro-manganeso y, también, en ocasiones, de naturaleza volcánica. Las facies dominantes son Sm y St.

Es relativamente común, especialmente en los escarpes del Río Jabalón, que intercalados en este conjunto terrígeno, afloren esporádicamente capas de *conglomerados* (c) clastosoportados de cuarcita (centímetro 3/6 cm y tamaño medio entre 1/3 cm), cuarzo e intraclastos (fragmentos de calizas y oncoidales), ocasionalmente dominantes, con matriz arenosa fina de color ocre (10 YR 4/6), débil o fuertemente cementados por carbonato. De geometría canaliforme, espesor métrico o decimétrico, estratificación cruzada en surco, imbricación de clastos y geometrías canalizadas. Tienen su límite inferior erosivo con amplitudes relativamente importantes, y el superior gradual hacia facies arenosas. La facies dominante es Gt. Lateralmente se pierden y pasan a arenas con alto contenido de rizoconcreciones.

También se han encontrado orto y paraconglomerados (centímetro: 7 cm) con la misma composición, angulosos y subredondeados, empastados en una matriz dominada por arenas finas y arcillas de color rojo muy intenso (10 R 4/6 y 6/6) con frecuentes los piroclastos volcánicos y débil cementación de carbonato, y de forma local pueden aparecer óxidos de hierro-manganeso. En estos lugares (base de la presa del Jabalón, columnas 07 y 08) los rasgos de ordenación sedimentaria están borrados por la edafización. Se reconocen facies Gm y Gt.

En realidad constituyen la base de secuencias sedimentarias métricas y granodecrescentes, comúnmente, acompañando al resto de los elementos cartográficos identificados en el apartado.

Son frecuentes las capas blancuzcas, ocres o rojizas (10 YR 8/6 a 5 YR 4/4), de *areniscas* (a) cementadas por carbonato, con geometría lenticular y tamaño centimétrico a decimétrico y límites inferior y superior irregulares (erosivo y canalizado, neto y plano respectivamente), constituidas

por arenas de grano medio a grueso, algo microconglomeráticas. Su interior, con cantos blancos y de naturaleza volcánica (piroclastos de hasta 4 cm), presenta estratificación y laminación cruzada y a veces, estratificación *flaser*. En el muro son frecuentes los rellenos de grietas de retracción formadas sobre las capas arcillosas infrayacentes y, ocasionalmente, pueden aparecer diferentes moldes de cristales de yeso lenticulares y también bioturbaciones. Cuando están fuertemente cementadas tienen el aspecto de calizas. Predominan las facies St y Sr.

Abundan las intercalaciones de *calcimorfos* (p), es decir caliches, con abundantes rasgos edáficos como rizocreciones, parches de las arcillas infrayacentes y una textura alveolar. Tienen geometría tabular y pequeño espesor, inferior a 1 m. Estos niveles resistentes son la consecuencia del enriquecimiento progresivo en carbonato cálcico. Ocurre sobre limos pero también en los sedimentos de origen volcánico, en los que aún se conservan los materiales más gruesos piroclásticos sin alterar, mientras que en el muro de estas capas aparecen aún parches del material cinerítico original. La textura es masiva y se reconocen algunos rasgos de edafización como migraciones de manganeso y rizocreciones carbonatadas. La facies dominante es P.

Los materiales terrígenos más finos se corresponden con una sedimentación en una llanura de inundación por decantación del material desde la suspensión en canales fluviales poco profundos y estrechos, de baja sinuosidad y carga de gravas y arenas que dan lugar a rellenos monoespódico por lo que se les atribuye un carácter efímero. En etapas de marcada ausencia de sedimentación las transformaciones edáficas pueden dar lugar a la formación de horizontes petrocálcicos (caliche edáficos) importantes.

Las medidas de paleocorrientes (ver Informe Sedimentológico) en los niveles carbonatados determinan un resultado general un tanto disperso, puesto que señalan dos flujos dominantes, al SO y SE, lo que no parece concordar con la geografía actual, obviamente no muy distinta de esa etapa.

2.2.1.2.3. Calizas y margocalizas (17). Plioceno

La mayoría de las calizas que aparecen se forman por enriquecimiento en carbonato de algunas de las litologías precedentes, en general de las más finas y por tanto, lo común es que presenten rasgos edáficos. Por ello, en el muro abundan los parches del material arcilloso sobre el que se forman. Pueden ser masivas, nodulares, laminares, pulverulentas, y acintadas. Aparentemente son masivas y se han observado texturas masivas, que lateralmente se transforman entre ellas en pocos metros. Forman estratos tabulares de color blanco (10 YR 8/2 a 10 R 4/6) y extensión lateral importante. Son facies tipo P y por tanto muchas veces muy similares a los calcimorfos descritos en el apartado anterior.

Sin embargo, los afloramientos de caliza más significativos de la Hoja no son exclusivamente de naturaleza edáfica. Suelen aparecer como conjuntos de alternancias de *calizas y margas* (17) en capas decimétricas y fuertemente tableadas (columnas 02, 09, 11, 12 y 16). Las calizas son de color blanco, a veces con un alto contenido en arena fina. Son de tipo "mudstones", masivas o con laminación horizontal milimétrica poco visible por la intensa bioturbación y fuerte porosidad debido a la frecuente bioturbación. Son azoicas o con foraminíferos, con moldes de cristales lenticulares de yeso y rasgos de exposición subaérea y/o alteración edáfica. Las facies

dominantes son Cp/P. Se han encontrado también calizas blancas tipo "grainstones" con un alto contenido en oolitos de tamaño de grano medio a grueso que dan el aspecto de calcarenitas. Se presentan masivas o con estratificación cruzada de pequeña escala. La facies que domina es Col.

Las margas tienen color blanco o algo verdoso, espesor centimétrico y estructuras sedimentarias de origen tractivo y alternan con calizas tableadas. Todo el conjunto se corresponden con facies M y Cf.

Estas facies son propias de una sedimentación en un ambiente lacustre, con lámina de agua estable y somera, dominanteamente subacuática con episodios intermitentes subaéreos.. Tal como se deduce de las observaciones de campo son de dimensiones reducidas. En concreto, el afloramiento de calizas las Vegas de Castellanos, junto al Cerro Columba, donde ha sido descrito por-menorizadamente (columnas 02 y 09), es el más relevante de la Hoja. Se trata de una unidad circular de más de 1,5 km² de extensión superficial asociada a uno de los centros de emisión más importantes de la comarca que se apoya sobre unos registros piroclásticos. Estas circunstancias llevan a interpretarlo como el relleno lacustre de un *maar* originado durante la etapa final de la cuenca de Moral ya que está situado entre los 640 y 656 m de altitud. La primera cifra es la del muro carbonatado en posición marginal, y la segunda el techo en el depocentro, lo que sugiere espesores máximos cercanos a los 25 m.

Ese episodio carbonatado representa situaciones cambiantes con etapas de alta energía (acción del oleaje que generan estructuras sedimentarias debido a la acumulación del sedimento en forma de "ripples" y "megaripples") y etapas de decantación; emersiones con desecación y exposición subaérea del sedimento con la consiguiente formación de grietas de retracción en el sedimento fino, y precipitación de cristales de yeso lenticulares.

Las calizas bioturbadas indican condiciones palustres, y la acumulación de oolitos en barras y megaripples, la vuelta a aguas agitadas por las corrientes alternante con calmas. En fin, la acumulación de calizas con restos fósiles de foraminíferos con laminaciones horizontales, es indicativo de la generalización de las condiciones centrales del lago, probablemente como respuesta a un ascenso de los niveles lacustres.

Otros afloramientos significativos se encuentran semiborrados por alteraciones edáficas en la localidad de Aldea del Rey, en el Cerrillo de la Cruz de la Pata (columna 11) y en La Paloma (columna 12). También en Casarrubias, al borde del embalse del Jabalón, junto al Molino de Parra y en la circunvalación de Calzada de Calatrava (columna 16) donde aflora un sistema terrígenos de inundación/oleada de piroclastos/ carbonatos lacustres, similar al anteriormente descrito. En todos estos últimos casos las capas se encuentran inclinadas y alabeadas.

Las peculiares circunstancias de estos afloramientos de calizas, especialmente su morfología circular o elíptica y algunas de características estructurales (inclinación o alabeamiento de capas) y sedimentarias (abundancia de piroclastos en capas intercaladas o aislados) inducen a pensar en registros sedimentarios relacionado con vasos de cráteres hidromagmáticos.

2.2.2. Plioceno-Cuaternario. Episodio de degradación

2.2.2.1. Problemas cartográficos generales

La realización del mapa geológico ha puesto de manifiesto una serie de problemas, derivados de la última etapa de la evolución del relieve, donde los procesos de disección más recientes juegan un papel fundamental: se observan superposiciones de las unidades sedimentarias cenozoicas, las correspondientes a sistemas de agradoación y las relacionadas con la degradación, por tanto, la consiguiente dificultad para identificar y/o representar unas y otras unidades cartográficas.

Se aprecia que las superposiciones se deben, principalmente, a los procesos de degradación y a la fosilización de las unidades más antiguas por formaciones superficiales casi siempre relacionadas con aquellas. En este sentido, los dos casos más frecuentes son:

- Los *conos, abanicos, glaciares y coluviones* se presentan como películas pedregosas sobre material terrígeno rojo, atribuibles a facies marginales terciarias procedentes de la erosión de las *alteritas*. Estos relictos de facies rojas, que quedan adosados a las vertientes montañosas, constituyen el testimonio de un relleno cenozoico que alcanzó cotas superiores al nivel que hoy en día alcanzan las superficies más desarrolladas. Esas cubiertas pedregosas de morfología definida constituyen, en la mayoría de los casos, el material grueso residual, producto de la erosión selectiva de las facies marginales terciarias. Por consiguiente, se produce, desde el punto de vista cartográfico, superposición de unidades.
- Los *encostramientos carbonatados* ligados a la *superficie subestructural* dificultan el reconocimiento de los materiales afectados. Dichas costras pueden confundirse con los calcimorfos intraterciarios, de génesis posiblemente similar. En estos encostramientos se reconocen niveles nodulares con estructuras tubulares y subverticales, de manera que cuando la concentración de estos nódulos es mayor se desarrollan zonas masivas, endurecidas o pulvulentas. En la parte superior, los últimos 50 ó 100 cm, aparecen *costras laminares*, mejor desarrolladas cuanto más próximas a zonas de flujo preferente. Este nivel superior de costra es el rasgo más característico de las superficies de la región y dificulta el reconocimiento de la mayoría de las unidades cartográficas, afectando al terrígeno, margoso o carbonatado terciario, y también, a los depósitos más recientes, como ocurre con las terrazas fluviales.

El plan MAGNA actual, al presentar dos cartografías: geológica y geomorfológica, brinda la posibilidad de dar solución al problema de la superposición de procesos. Por esta razón, en los casos de superposición, se han diferenciado las unidades constituyentes del relleno terciario en el mapa geológico y las unidades ligadas a la disección fluvial en el mapa geomorfológico. Ante este criterio, en la zona de estudio se hace indispensable elaborar en primer lugar la cartografía geomorfológica, a partir de la que se extrae el mapa geológico del Cenozoico, presentando leyendas claramente complementarias.

2.2.2.2. El episodio de inflexión

La conclusión de la etapa de agradoación sedimentaria en la cuenca de Moral de Calatrava y su posterior degradación está articulada por un episodio de inflexión geodinámica manifestado por

determinados procesos o fenómenos geológicos, de erosión-sedimentación, con incidencia en los depósitos que sellan la citada cuenca. Es por ello por lo que al inicio de este apartado se hace referencia a tres unidades cartográficas del mapa: *costras carbonatadas* (18), *paraconglomerados, arenas, arcillas y gravas* (19) y *gravas, cantos, arenas y limos* (20), estos dos últimos referentes a coluviones y abanicos antiguos. Todos ellos con cronología dilatada y en situación morfosedimentaria, especialmente el primero y el último, ambigua. Estos, ocupan una posición culminante, final y principio de dos episodios geodinámicos opuestos. En los dos casos, aunque el episodio está plenamente identificado siempre es difícil de delimitar de del registro anterior, nunca existe una separación neta. Por eso la unidad cartográfica número 18 está definida por el plano terminalencostrado de la cuenca, independientemente de su desarrollo, pleno o escaso. Respecto a las generaciones de abanicos más antiguos, aunque suelen ser morfográficamente correlacionables con la plataforma encostada anterior y a su vez colgados respecto a los cursos fluviales, estos, han seguido manteniendo su funcionalidad. Se trata de unidades estratigráficas en posición ambigua puesto que involucran a los dos episodios geodinámicos a los que antes hacíamos alusión. Por esta razón estas unidades son descritas previamente a las que constituyen el registro de degradación más reciente.

2.2.2.2.1. Costras carbonatadas (18). Plioceno superior-Pleistoceno inferior-medio

Esta unidad cartográfica está constituida por costras carbonatadas y en algún caso por calizas o terrígenos modificados por procesos edáficos como consecuencia de largo tiempo de exposición subaérea. Es frecuente en tres cuartas partes de la Hoja, en las mitades septentrional y occidental de la misma, sobre los depósitos neógenos, e incluso sobre zonas del basamento pizarroso. Por lo que se conoce regionalmente, su posición está estrechamente relacionada con la superficie de erosión/sedimentación característica de la Llanura manchega.

El techo de la denominada cuenca de Moral constituye una plataforma tabular carbonatada muy generalizada y relativamente seccionada por el río Jabalón en el centro y por el arroyo del Sequillo en el cuadrante suroccidental. Se trata de una superficie plana ligeramente inclinada hacia occidente a favor de una suave pendiente de 0,40% entre los 680 m de su extremo oriental y los 660 m de su límite occidental, en ambos extremos de la Hoja. Dicha plataforma no es sino la culminación retocada del episodio sedimentario de la cuenca, con el desarrollo generalizado de caliches como consecuencia de la somerización completa de la misma. El desarrollo habitual de procesos edáficos por exposición subaérea de los ambientes de sedimentación que dan lugar a caliches durante el transcurso del episodio de agradación en este valle, se generalizan al final del mismo. Todo su techo, independientemente de su naturaleza, calizas, lutitas o arenas, está carbonatado, constituyendo un estrato superior, de gran extensión lateral. Presenta una textura alveolar muy característica, otras veces, es nodulosa, con abundantes parches de terrígenos en la parte inferior y, ocasionalmente, arenas o pequeños cantos de cuarzo y cuarcita y estructuras sedimentarias semiborradas. Estos depósitos son en realidad los que coronan la columna estratigráfica de agradación en la cuenca con la sobreimposición de procesos de alteración. Petrográficamente puede llegar a observarse una fase inicial de alteración edáfica que se rellena con arcillas y una segunda fase de reemplazamiento carbonatado hacia esparita (ver Informe Sedimentario).

Esta capa superior encalichada está presente en las columnas núm. 01, 03, 04, 06 y débilmente en 11, afectando a todo tipo de materiales, variscos, terrígenos, carbonatados o volcánicos.

Es interesante en el anillo de tobas del *maar* de Granátula (columna 01) puesto que entre dos episodios de costra laminada o acintada (facies P), se intercala un episodio de varias oleadas de piroclastos, lo que demuestra que esa manifestación hidromagmática ocurre al menos durante el inicio de la degradación. Las costras terminales se describen masivas/pulverulentas, nodulosas y acintadas con rasgos edáficos claros como rizocreciones carbonatadas y migraciones de manganeso. Pueden existir argilizaciones superpuestas (columna 04).

De forma general, están formadas por niveles que oscilan entre el laminar o multiacintada a techo, inferior masiva en transición a nodular hacia la base (ver perfil 03 en Estudio Edafológico). El nivel más visible, el laminar, presenta un aspecto bandeadó, multiacintado, compacto y muy recristalizado y espesores centimétricos. En otros lugares de la Mancha fueron estudiadas pormenorizadamente por PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, (1988), identificando frecuentes repeticiones de las siguientes microfacies que por su interés aquí se transcriben:

- Microfacies inferior: Formada por un nivel o lámina de matriz micrítica con alto contenido en arcilla y materia orgánica, fundamentalmente filamentos de algas y hongos. Engloba clastos de cuarzo y de cuarcita, con pápulas y plasma rojo, todos ellos con tamaños inferiores a 0,5 mm.
- Microfacies media: Se caracteriza por presentar menor proporción de detriticos. Se observan nódulos, ooides, pedotúbulos y filamentos micritizados en su totalidad. Los ooides de esta microfacies son concreciones mayores de 2 mm, formados por un intraclasto en su núcleo y envueltas de capas micríticas de arcilla parda o de filamentos algales. A veces, puede haber una recristalización entre los nódulos y los ooides, lo que lleva consigo la eliminación previa de la arcilla.
- Microfacies superior: Constituida, esencialmente, por micrita y arcilla. Presenta materia orgánica en filamentos de tendencia horizontal, dando lugar a una microtextura en "almohadillas".

Las microfacies inferior y media son de origen sedimentario, mientras que la microfacies superior es de origen edáfico. Las tres constituyen un ciclotema de naturaleza edafó-sedimentaria de escala centimétrica, que puede repetirse en su totalidad o faltar alguna microfacies. Esta puede erosionar a las microfacies superior y media de ciclotemas anteriores. En estos casos se identifican superficies erosivas y procesos de colapso, anteriores a la litificación del material. En estas facies se observan fracturaciones que cortan a las estructuras sedimentarias heredadas. Las fracturaciones se generan en distintas etapas, durante la litificación y posteriormente a la misma, originando grietas verticales en cuña que son llenadas por caliza esparática. Esto le confiere un aspecto radiado en abanico a las facies de costra laminar.

Se trata de una costra zonal, donde las algas y los hongos son los sujetos fijadores y redistribuidores del material fino al final de cada ciclo deposicional. Con posterioridad a este episodio, se produciría la litificación y fracturación en cuña, seguida por una etapa de epigénesis de los clastos cuarcíticos por carbonato (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1988).

Los niveles con textura nodular responden a un encostramiento por concentración de nódulos de carbonato. Cuando la concentración de nódulos es mayor se desarrollan zonas de costras

masivas. Estas facies masivas pueden ser pulverulentas o endurecidas, en función del grado de cementación. Litológicamente, el material calizo de estas facies está constituido principalmente por margas blanquecinas y rosáceas.

Esta unidad alterítica está ligada a las fluctuaciones de niveles freáticos, y relacionada con las llanuras más generalizadas del modelado actual. Por posición morfoestratigráfica, se viene considerando de edad Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio. Pero esa posición es cambiante por su condición de episodio de inflexión, ya que sella el techo de la sedimentación terciaria e indica el comienzo de la degradación del relleno de la cuenca antes de ser capturada.

2.2.2.2.2. Paraconglomerados, arenas, arcillas y gravas (19). Coluvión. Plioceno-Holoceno

Esta unidad, que se encuentra adosada a las sierras cuarcíticas, tapizando sus vertientes, tiene representación en toda la Hoja, especialmente en el cuarto suroriental. Aparece en cuerpos sedimentarios de gran continuidad lateral y espesores variables, casi siempre inferiores a los 10 m que por lo general, no presentan buenas condiciones de observación. Sin embargo, aunque su presencia en las laderas de las sierras es permanente, a efecto de representación en el mapa, esta no se ha generalizado pues han quedado englobadas en la unidad cartográfica *Gravas y cantos, arenas y limos (glacis)* (22), solución cartográfica al problema morfológico determinado la débil inclinación que manifiestan. Se trata de una resolución para el mapa geomorfológico trasladada al geológico que debe tenerse en cuenta, en el sentido de que esa cubierta superficial de material modelada en glacis esconde, en sus partes más elevadas, este tipo de depósito. Hay que sumarlo por tanto a los definidos específicamente como unidad 19.

Es un depósito fundamentalmente conglomerático, con ligeras variaciones de tamaño y de color pero pueden aparecer delgadas, dispersas y muy localizadas intercalaciones de arenas de grano grueso a muy grueso de escasa continuidad lateral. Hacia la base, se encuentran clastos de pizarra con un grado de alteración bastante alto ya que presentan color rojo (10 R 4/6) y se hallan transformadas en una masa arcillosa, que conserva retazos originales o con una alteración menor y rasgos de hidromorfía muy acusados.

Son secuencias de orden métrico, separadas por superficies erosivas de ortoconglomerados, heterométricos, poligénicos y polimodales, que están empastados en una matriz arcillosa o arenosa de color rojizo (10 R 4/6) y ocre hacia techo o en la parte más superficial (10 R 4/6 a 5 R 4/6). Presentan un espectro litológico dominado por la cuarcita y el cuarzo y una angulosidad manifiesta aunque con bordes algo redondeados. Tienen un centímetro variable entre los 15 y los 50 cm y un tamaño medio próximo a los 3/10 cm.

Se señala una aparente geometría tabular y cierta continuidad lateral y, aunque aparentemente tienen un aspecto desorganizado también se puede apreciar una burda estratificación horizontal de orden centimétrico y cierta gradación positiva o negativa, pero ningún otro rasgo de ordenación sedimentaria (facies Gms). En la parte superior aparecen rasgos de una fuerte hidromorfía con variaciones de colores rojos y ocres.

Se interpretan, como litofacies (heterometría, angulosidad y desorganización sedimentaria acusada) ligadas a las vertientes serranas, producto de procesos gravitacionales alternantes con esporádicos flujos más o menos acuosos.

Discontinuamente, bajo los escarpes cuarcíticos más pronunciados y en las cuencas de recepción de las torreneras se acumulan derrubios de clastos sin matriz. Las pedrizas, así es su denominación regional, aunque aquí se incluyen en esta unidad, han sido separadas en el mapa geomorfológico. Como se ha señalado están constituidas exclusivamente por material grueso suelto, estando mejor representadas en las sierras meridionales.

Los *coluviones* también aparecen relacionados con los escarpes desarrollados sobre los bordes de los *rellanos estructurales* cenozoicos, así como los de las superficies subestructurales definidas en las costras lámínares, e incluso también se encuentran ligados a los taludes que contornean las llanuras aluviales y valles fluviales. En este caso, debido a su reducido tamaño, no se han representado a escala 1:50.000.

Obviamente, estas orlas de derrubios se interpretan como acumulaciones por gravedad en las vertientes de las sierras a lo largo de un dilatado periodo que puede abarcar más allá del señalado en el encabezamiento del apartado. Es muy probable que en tales acumulaciones estén representadas etapas cronológicamente lejanas puesto que la así ocurre con el propio paleorrelieve definido por las sierras cuarcíticas. El caso de las pedrizas es diferente, ya que la interpretación más extendida es que constituyen el testimonio de una época más fría que la actual, herencia directa de fenómenos de crioclastia.

2.2.2.2.3. Gravas y cantes, arenas y limos (20). Abanicos y conos aluviales. Plioceno superior-Pleistoceno-Holoceno

Gran parte de *abanicos y conos aluviales* están articulados o interceptando puntualmente las *costras lámínares* que definen las superficies subestructurales de la cuenca de Moral. Como se dijo con anterioridad, por posición son correlacionables con los episodios terminales de esa cuenca, pero también se detectan episodios tardíos mucho más modernos. Colgada en relación con las líneas de drenaje, forma los piedemontes continuos de los contornos montañosos de la Hoja en torno a las depresiones inscritas en la cuenca de Moral, las drenadas por el río Jabalón, y los arroyos de la rambla de Santa Cruz de Mudela y del Sequillo. Estas manifestaciones marginales y terminales de la citada cuenca, son visibles al sur del arroyo de la Mora en el borde centromeridional, en el arroyo de la fuente del Indio en el suroriental, al pie del Alto del Poyato en el centro septentrional y al pie de la Loma de las Canteras al sur de Aldea del Rey, bordeando la terminación oriental de la Sierra de Calatrava.

El techo de la cuenca en ese último lugar (columna 05 en Informe Sedimentológico) está formado por varias capas de conglomerados separados por limos. Estos últimos son similares a los definidos en otros lugares próximos de la cuenca (columnas 04, 13, 14, 15 y 17) es decir, rojizos (10 R 4/6) con arena fina y algunos cantes dispersos con pátinas negras de óxidos de hierro-manganoso; son tabulares y de espesor reducido, masivos, con abundantes rasgos edáficos como nódulos y rizocreciones carbonatadas, migraciones de arcillas y de óxidos y una textura de *peds* poliédricos inferiores a 3 cm. Están representadas facies tipo Fm.

Las capas gruesas son orto y paraconglomerados empastados en una matriz dominada por arcillas de color rojo muy intenso (10 R 4/6) y una débil cementación de carbonato. Tienen base erosiva, amalgamaciones y clastos de cuarcita y pizarra y también de piroclastos volcánicos

(centil: 7 cm). Escasos rasgos de ordenación interna (estratificación cruzada) pues está borrrada por la edafización posterior que da lugar a un enriquecimiento en carbonato con abundantes rizolitos. Se reconocen facies Gm y Gt, con paleocorrientes en N 60-N 240 y N 70-N 250. A techo se da una importante argirrubefacción posterior que afecta a gran parte de serie.

Tanto en este lugar como en otros, estos cuerpos sedimentarios presentan superficialmente canturral suelto de cantes heterométricos de cuarcita que pueden alcanzar tamaños de hasta 15 cm de diámetro, como consecuencia de la erosión selectiva del material más fino.

La descripción anterior constata la posición de inflexión de los citados abanicos que orlan los márgenes de la cuenca de Moral. La presencia intercalada de material terrígeno fino en esta secuencia terminal de un borde de la misma, señala sus episodios de expansión mientras que la progradación de los gruesos los de retracción o, mejor, las descargas de aportes desde su periferia serrana. Los canales fluviales, poco profundos y estrechos, son de baja sinuosidad y transportaron una carga mixta de gravas y arenas en rellenos monoepisódicos de descargas efímeras. La presencia de importantes rasgos multiedáficos es indicativa del carácter articulado de su posición morfosedimentaria.

En las columnas 18 y 19 (ver Informe Sedimentológico), aunque no en posición marginal, y camuflados por la costa terminal, se describen unas secuencias parecidas pues los últimos 6/8 m de serie alternan capas de conglomerados. En este caso más atribuibles a un registro sedimentario fluvial propiamente dicho.

2.2.2.3. Episodio de degradación propiamente dicho

2.2.2.3.1. Gravas y cantes, arenas y limos (21). Terrazas. Pleistoceno

Son pocas las terrazas representadas en la Hoja, principalmente cuatro generaciones de depósitos solapados, escalonados y adosados a los márgenes del río Jabalón y tres en otros cursos de rango inferior (arroyo Sequillo y de la Mora y rambla de Santa Cruz de Mudela). Muestran problemas de observación y por tanto de identificación y separación de otros depósitos de características litoestratigráficas similares, en concreto, de los sedimentos terrígenos terciarios.

Se trata de cuerpos tabulares de escaso espesor y extensión lateral. Presentan el límite inferior erosivo y canalizado, remarcado en la mayoría de los casos por la presencia de clastos de la unidad infrayacente. En la base aparecen ortoconglomerados, cementados a techo. La matriz es arenosa con bajo contenido en limos y color ocre-rojizo (10 R 6/6), y los clastos, de naturaleza variada, son de caliza, cuarcita, arenisca, pizarra y cuarzo. El tamaño medio es de 4 a 7 cm y la forma subangulosa a subredondeada. Internamente, presentan estratificación cruzada en surco con una amplitud de los surcos de hasta 3 m y una altura de 1-2 m. Con frecuencia aparecen clastos con el eje "b" imbricado. Hacia techo, estos conglomerados pasan gradualmente a facies arenosas. Tienen un tamaño de grano de medio a grueso, con un alto porcentaje de limo en la matriz. El color es variable con tonos ocres y rojizos (10 YR 5/4) y presentan algunos cantes dispersos. Aparecen masivas y sin estructuras sedimentarias aparentes, con presencia de rasgos edáficos como rizocreciones y nódulos de carbonato de hasta 3-4 cm, cutanes de óxidos de hierro-manganese (más importantes a techo) y la formación de agregados texturales

de tipo prismático de hasta 4-5 cm de tamaño. Finalmente, en la parte superior de la secuencia, aparecen limos arenosos en tránsito gradual desde las arenas. Tienen colores rojizos (5 YR 5/6). Internamente son masivos, dominados por facies Fm y con los mismos rasgos edáficos que los definidos anteriormente para las arenas, pero más abundantes. El nivel de terrazas más alto muestra esta misma secuencia fuertemente cementada por carbonato cálcico.

Los canales responsables de estos depósitos de terrazas, incluyen barras transversales de gravas, indicando un momento energético alto. En una fase posterior de migración y abandono del canal, se depositan las arenas masivas y los limos, que son fuertemente bioturbados. En condiciones de máxima saturación de carbonato, se produciría la cementación de estos depósitos fluviales. Por posición morfosedimentaria, se atribuyen, sin poder especificar más, al Pleistoceno.

2.2.2.3.2. Gravas y cantes, arenas y limos (22). Glacis. Pleistoceno-Holoceno

Los depósitos de glacis tienen una composición relativamente similar a los materiales de abanicos y/o conos de deyección, por lo que las diferencias entre ellos estriban en los aspectos morfológicos. Son suaves taludes de acumulaciones sedimentarias, generalmente pedregosas que articulan los valles o zonas aplanasadas con las vertientes de las sierras paleozoicas. Se trata de *glacis pedregosos*, de acumulación, apenas un tapiz de materiales sueltos, casi siempre clastos de cuarcitas, heterométricos y subangulosos sin apenas matriz. Aparecen con relictos de facies terrígenas terciarias, de manera que las coberturas pedregosas que los tapizan constituyen, en la mayoría de los casos, el material grueso residual, resultado de la migración por erosión selectiva de los materiales terrígenos terciarios más finos. También es posible que el canturral suelto que tapiza los *glacis* tenga un origen acumulativo. En estos casos, los clastos de cuarcita son más angulosos y abundantes que en los anteriores. La inmadurez textural indica la procedencia directa de las pedrizas asociadas a los relieves con litología paleozoica.

Cuando en las laderas aparecen *formaciones coluvionares*, estas pueden estar articuladas con la llanura mediante *glacis*. El problema de representación de ambas formaciones a esta escala y el interés en mostrar dicha articulación se ha solventado mediante una simbología conjunta que engloba a ambas y podría, denominarse *glacis coluvionar*. Así se ha representado en prácticamente todas las laderas de las sierras de la Hoja: en la sierra del Moral en su límite septentrional, las de la esquina suroccidental, junto al Castillo-convento de Calatrava la Nueva, y las centro-orientales, al sur de río Jabalón.

2.2.2.3.3. Gravas y cantes, arenas, limos y arcillas (23). Fondo de valle y/o llanura de inundación. Holoceno

Los aluviones actuales están representados por el río regional principal, el Jabalón y su red de arroyos (ver 4.3.2.1 y 4.4.2 en Geomorfología), constituidos por acumulaciones aluviales fruto de escorrentía de carácter fuertemente estacional con notables aportes laterales. Tienen composición muy variable, influida por la naturaleza litológica de las áreas que atraviesan, siendo frecuentes, según zonas, los clastos pizarrosos o calcáreos. La potencia de estos depósitos no supera 1,5 m y presenta clastos con menor tamaño y menor grado de redondeamiento que las terrazas, pero sí contiene una mayor proporción de finos como ocurre con el predominio de

limos violáceos en el Jabalón. Los depósitos acarreados por este río, están constituidos por limos y arcillas carbonatadas, procedente principalmente de la erosión de los afloramientos triácticos del Campo de Montiel; son arenosos, de tonos rojos y violáceos, que contienen en su base hiladas de gravas de cuarcita, cuarzo, pizarras y calizas de 2 a 4 cm de diámetro.

2.2.2.3.4. Gravas y cantes, arenas y limos (24). Conos de deyección. Holoceno

Se trata de pequeños aparatos coalescentes controlados por el régimen hídrico y los cambios de pendiente en las vertientes de las sierras paleozoicas en las desembocaduras de los barrancos colectores de las pequeñas cuencas de recepción desarrolladas sobre las sierras, y en relación lateral con los depósitos coluvionares.

La denudación de estas sierras por arroyada concentrada, origina una acumulación de gravas, arenas y limos con fuertes tonalidades rojizas. El depósito de estos materiales tiene lugar en las desembocaduras de los barrancos colectores de las pequeñas cuencas de recepción desarrolladas sobre las sierras, casi siempre superpuestos y/o ligeramente encajados en la generación de abanicos más antigua, aunque no siempre han podido diferenciarse de estos. Se encuentran ligeramente encajados en los anteriores, son más pequeños, dispersos, y todos, vierten directamente a los fondos de valle actuales. Esta categoría incluye también a otros pequeños conos ubicados en el valle del Jabalón.

No existen cortes naturales de estos depósitos, observándose en superficie un extenso canturral suelto, con predominio de cantes de cuarcita envueltos en una matriz arenolimosa roja. El centímetro es de 15 cm, apreciándose una clara disminución del tamaño de los clastos, así como en su índice de redondeamiento, hacia las zonas más distales.

2.2.2.3.5. Limos y arcillas (25). Lagunas y fondos endorreicos. Holoceno

Son los sedimentos de lagunas temporales, la mayoría emplazadas en las depresiones originadas en los cráteres de explosión (Granátula de Calatrava) y, sobre todo en dolinas desarrolladas sobre la costra principal del valle de Jabalón, todas muy cercanas a Moral de Calatrava. Son limos arenosos masivos o con laminación y estructuras de bioturbación; aunque blancos superficialmente por las eflorescencias salinas, presentan colores marrones, grises, y a veces oscuros como consecuencia de su contenido en materia orgánica. Son frecuentes las intercalaciones más gruesas, arenosas, de tamaño medio a grueso e incluso algunos cantes dispersos. Cuando están implantados sobre el sustrato cenozoico, los limos pueden presentar indicios de sulfatos carbonatos y otras sales (PORTERO *et al.*, 1988; RAMÍREZ *et al.*, 1988).

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

La Cadena Hercínica es el segmento europeo de un orógeno formado por la colisión de dos grandes bloques continentales (Gondwana y Laurentia-Báltica) durante el Paleozoico superior, que

son posteriormente desmembrados por la apertura del Atlántico. Los principales afloramientos de esta cadena son: los Macizos Ibérico y Armoricano que constituyen el Arco Ibero-Armoricano (BARD *et al.*, 1970), el Macizo Central Francés y los Macizos de Bohemia y de la Selva Negra.

Una característica de esta cadena, común con otros orógenos, es su zonación transversal en la que se puede distinguir una parte interna con rocas muy deformadas, con metamorfismo y plutonismo asociados, limitada por dos zonas externas afectadas únicamente por una deformación epidérmica. En el Macizo Ibérico se ha reconocido completa esta zonación.

Han sido varios los autores que han propuesto la división del Macizo Ibérico en zonas, utilizando criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos. LOTZE (1945) ha sido el primero en dividirlo, considerando la estructura, el metamorfismo y el plutonismo consecuencia de la Orogenia Hercínica y reconociendo, por otra parte, una cierta simetría en la disposición de las zonas. Esta propuesta ha sido aceptada hasta la actualidad por la mayor parte de los autores, aunque con algunas modificaciones. Entre ellas destaca la realizada por JULIVERT *et al.* (1972) que agrupa las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdica de LOTZE en una única zona que denominan Centroibérica (ZCI). Posteriormente FARÍAS *et al.* (1987) distinguen dentro de la Zona Centroibérica una nueva zona que denominan Zona de Galicia-Tras os Montes que engloba varias unidades alóctonas. De acuerdo con estos trabajos se pueden distinguir en el Macizo Ibérico, de norte a sur, las siguientes zonas: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona de Galicia-Tras os Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Sudportuguesa.

Dentro de los límites actualmente aceptados de la Zona Centroibérica (ZCI) como son, al norte, la Falla de Vivero y el Sinclinal del Sil-Truchas (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* 1992) y al sur la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (BURG *et al.*, 1981; MATTE, 1986; ABALOS, 1990; QUESADA, 1991) se pueden diferenciar de acuerdo con DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) dos dominios uno septentrional y otro meridional, cuyo límite entre ambos es impreciso debido a las numerosas intrusiones graníticas.

El dominio septentrional, que corresponde al Dominio de los Pliegues Acostados, se caracteriza por la existencia de afloramientos de neises glandulares preordovícicos, granitos sin y tardiorígénicos, amplias áreas con metamorfismo regional de alto grado así como pliegues acostados vergentes al E y al NE.

El dominio meridional, que corresponde al Dominio de los Pliegues Verticales, se caracteriza por la existencia de extensos afloramientos de pizarras y grauvacas preordovícicas, granitos postorogénicos, un metamorfismo de grado bajo o muy bajo y pliegues sin vergencia definida. La parte más meridional de este dominio presenta, a su vez, rasgos distintos como son rocas preordovícicas diferentes de las anteriores (con afinidades ossa-morénicas), un metamorfismo que varía de alto a muy bajo grado y la existencia de pliegues tumbados vergentes al NE.

La Hoja de Moral de Calatrava, se encuadra en el dominio meridional de la ZCI o también Dominio de los Pliegues Verticales (*sensu lato*). La configuración estructural de este dominio es el resultado de la superposición de varias "fases de deformación" de las cuales las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica. Hay, por otra parte, evidencias de otras deformaciones

anteriores enmascaradas posteriormente por la citada orogenia, así como movimientos más tardíos atribuidos a la Orogenia Alpina, de menor importancia y casi siempre de carácter frágil.

3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS

Las deformaciones detectadas en el Dominio de los Pliegues Verticales en que se ubica esta Hoja, pueden agruparse en dos conjuntos, uno prehercínico que incluye las deformaciones de una orogenia fini-Proterozoica o Cadomiense y otro netamente hercínico de edad Paleozoico Superior.

3.2.1. Deformaciones Prehercínicas en el Dominio de los Pliegues Verticales

Se considera que las deformaciones prehercínicas en este dominio no generaron más que pliegues, fallas, basculamientos y débiles clivajes no asociados a deformación interna (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), pero dada su importancia dentro de la ZCI se describirán someramente estos episodios por orden de antigüedad:

Discordancia Cadomiense (MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2001; GUMIEL *et al.*, 2002), situada a techo de la Serie Negra (ALIA, 1963) y muro de la Formación Urra (GONÇALVES, 1971), también muro del Alogrupo Domo Extremeño (SANTAMARÍA, 1995). Esta discordancia se deduce en puntos muy meridionales de la ZCI por las relaciones angulares entre las citadas series y también por la presencia de rocas procedentes de la Serie Negra en conglomerados de la Formación Urra o del Alogrupo Domo Extremeño. La presencia en este alogrupo de potentes brechas intraformacionales ("Facies desorganizadas") indica la existencia de movimientos sinsedimentarios producidos por hundimientos de bloques mientras se depositaban las alternancias de pizarras y grauvacas ("Facies Organizadas"); en la Hoja 836 (Mestanza) se aprecia la relación entre los afloramientos de las brechas y grandes accidentes de dirección NO-SE. La edad más probable de esta deformación se atribuye al Rifeense-Vendiente.

Discordancia Oretánica (SAN JOSÉ, 1984), también denominada Intraalcudiense o Discordancia 1 (SANTAMARÍA, 1995), entre los Alogrupos Domo Extremeño (Alcudiense Inferior) e Ibor (Alcudiense Superior). Son muy numerosos los trabajos sobre ella (REDLIN, 1955; BOUYX, 1970; CRESPO y REY DE LA ROSA, 1971; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1983; ÁLVAREZ-NAVA *et al.*, 1988; etc.). Es deducida tanto por la observación de las relaciones angulares entre las unidades afectadas como por el estudio de sus lineaciones de intersección que ponen en evidencia la existencia de un plegamiento previo del conjunto inferior. Si se acepta la hipótesis de RIBEIRO (1974) en el sentido de que esta deformación es el resultado de la adaptación de una cobertura sedimentaria a la deformación frágil de un zócalo rígido, los mismos accidentes que dieron lugar a las brechas intraformacionales del Alogrupo Domo Extremeño serían responsables del plegamiento prediscordancia. La edad de estos movimientos sería Vendiente (VIDAL *et al.*, 1994).

Discordancia 2 (SANTAMARÍA, 1995), entre los Alogrupos Ibor (Alcudiense Superior) a muro y Valdelacasa (Cámbrico Inferior) a techo. Esta deformación es muy discutida e interpretada unas veces como discordancia (ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA, 1988; LÓPEZ DÍAZ, 1993) y otras como discontinuidad (LORENZO y SOLÉ, 1988; SANTAMARÍA y PARDO, 1994). La deformación del conjunto inferior es más débil que en la Oretánica ya que las lineaciones de intersección en ambos alogrupos son generalmente subparalelas (SANTAMARÍA, 1995) salvo en alguna zona puntual

(ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA, 1988; LÓPEZ DÍAZ, 1993). Según estudios sedimentológicos realizados por LORENZO y GÓMEZ (inf. int. MAYASA) los frecuentes y repentinos cambios de facies en el Alogrupo Ibor son debidos a movimientos tectónicos sinsedimentarios en la cuenca. Por otra parte la evidente disposición de los afloramientos de dicho alogrupo en bandas limitadas por grandes fallas, de orientación NO-SE, son el reflejo de una tectónica de bloques ocurrida después del depósito de dicho conjunto; esta orientación NO-SE parece indicar que es el reflejo superficial de una reactivación de los accidentes del zócalo ya comentados.

Discordancia Toledánica, que corresponde conceptualmente a la fase Ibérica de LOTZE (1956) aunque se denomina Toledánica por respetar el orden estratigráfico de las discordancias propuesto por el citado autor. Se adopta ese término porque la ubica entre el Ordovícico y su sustento y se descarta por ello la denominación Sárdica ya que dicha discordancia se sitúa entre el Ordovícico Medio y el Superior (HAMMANN *et al.*, 1982). Es una discordancia angular y cartográfica reconocida en toda la ZCI; en algunas áreas provoca el basculamiento de los materiales del Alogrupo Valdelacasa y también pliegues que podrían ser consecuencia de la reactivación de las fallas mencionadas en el párrafo anterior.

3.2.2. Deformaciones Prehercínicas en la Hoja de Moral de Calatrava

Al no existir depósitos preordovícicos en esta Hoja no hay criterios para detectar las deformaciones descritas en el párrafo anterior, por lo que aquí se describirán los episodios deformativos prehercínicos relacionados con los materiales paleozoicos, que son con toda probabilidad, extensibles a todo el Dominio de los Pliegues Verticales.

Durante la sedimentación del Paleozoico Inferior, en el entorno regional de la Hoja de Moral de Calatrava, la actividad tectónica tiene escasa importancia, lo que determina una cierta estabilidad de la cuenca sedimentaria; sus características estratigráficas son acordes a las de un margen pasivo. No obstante cabe mencionar la presencia de dos procesos tectónicos que llevan asociados manifestaciones volcánicas:

El primero de ellos, ubicado hacia el techo de las Pizarras del Río (Ordovícico Inferior), significa un episodio de fracturación, con estructuras profundas según se deduce de la composición de las vulcanitas (MATAS *et al.*, 2009).

El segundo (Ordovícico Superior) se sitúa a muro de las Pizarras Chavera que son paraconcordantes con las formaciones infrayacentes. Dentro de estas formaciones se observa que en el tramo superior de los Bancos Mixtos hay eslumpamientos y brechas intraformacionales y que la Caliza Urbana tiene grandes variaciones de espesor (hasta desaparecer) así como un componente volcánico muy alto; todo este contexto apunta la existencia de un episodio de deformación de carácter extensivo, con fracturación, efusiones volcánicas y movimientos sinsedimentarios.

3.3. DEFORMACIONES HERCÍNICAS

La Orogenia Hercínica o Varisca es un complejo proceso polifásico en el que se sucedieron varias fases de deformación, de forma más o menos continua, con características muy diferentes y cubriendo un largo período de tiempo desde el Devónico Medio al Carbonífero más alto.

3.3.1. Deformaciones Hercínicas en el Dominio de los Pliegues Verticales (*sensu lato*)

Como ya se indicó en la introducción del capítulo de tectónica, la ZCI fue subdividida, desde el punto de vista estructural y sin considerar las diferencias de metamorfismo, en dos dominios: hacia el norte el Dominio de los Pliegues Acostados y en su tramo meridional el Dominio de los Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

Recientemente y en la parte más meridional del Dominio de los Pliegues Verticales (aunque fuera de la zona de estudio) y en contacto con la ZOM, se ha descrito la existencia de una Unidad Alóctona (MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1995), compuesta por materiales de afinidad ossa-morénica, cuya estructura se caracteriza por la existencia de pliegues tumbados isoclinales y plurikilométricos vergentes al NE, con ejes de dirección NO-SE y una foliación de plano axial, que contiene una lineación de estiramiento en la que se observan estructuras asimétricas que indican un sentido del movimiento de techo hacia el E-SE. Dichos pliegues, que se interpretan como retrovergentes respecto del cabalgamiento de la ZCI sobre la ZOM, se han desarrollado en relación con un cizallamiento simple y se reconoce la existencia de un cabalgamiento semi-frágil posterior con desplazamiento del bloque de techo hacia el E-NE, que es contacto entre la citada Unidad Alóctona y los materiales ubicados al norte de la misma, que denominan Unidad Paraautóctona (MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, *op. cit.*), la cual se correspondería con el Dominio de los Pliegues Verticales (*sensu stricto*) de DÍEZ BALDA *et al.*, (1990). Los citados autores interpretan que el desplazamiento causado por estas deformaciones evoluciona en el tiempo desde movimientos subparalelos a las estructuras a otros perpendiculares (transpresión) y han denominado a esta etapa como "Fase de deformación principal".

La edad asignada a los pliegues tumbados sería Devónico Medio-Superior (anteriores al Carbonífero Inferior de facies "Cúlm") y la asignada al cabalgamiento Carbonífero Inferior-Medio (MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1998).

En este sector más meridional del Dominio de los Pliegues Verticales, al S de Los Pedroches, así como en el área de Salamanca y Sistema Central, en probable continuación con la "Fase de deformación principal" (primera fase observable en las partes profundas de la cadena o en núcleos antiformales tardíos), se reconoce una segunda fase de deformación (F2) de carácter rotacional que se caracteriza por generar bandas o zonas de cizalla de anchura kilométrica y casi siempre subhorizontales. Los pliegues que, en zonas con grado metamórfico medio o alto, tienen charnela curva y son muy asimétricos, desarrollan una foliación (S2); cuando el grado es bajo, los pliegues que son angulares y de charnela rectilínea, producen una esquistosidad de crenulación poco desarrollada. En estos sectores se han interpretado estas cizallas como extensionales y relacionadas con el colapso que siguió al engrosamiento cortical producido durante la "Fase de deformación principal", que es la primera fase (F1) desarrollada en los mismos (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992; ESCUDER *et al.*, 1995). En determinados puntos del Dominio de los Pliegues Verticales se han reconocido cizallas de F2 posiblemente equivalentes a las citadas, como en el Sinclinal de Guadarranque (MONTESERÍN y PÉREZ ROJAS, 1985; NOZAL y PÉREZ ROJAS, 1985) o Los Yébenes (VÁZQUEZ *et al.*, 1992) donde se han identificado estructuras planares (S2) que también se pueden interpretar en ese sentido.

La tercera fase de deformación (F3), de distribución poco uniforme dentro del Dominio de los Pliegues Verticales, produce, principalmente, pliegues de gran longitud de onda, escasa amplitud,

plano axial subvertical y dirección N 100-120 E, muchas veces subparalela a la F1. Estos pliegues tienen una esquistosidad asociada (S3) que se observa claramente en las áreas con buen desarrollo de la S2, pero que puede no observarse cuando falta esta esquistosidad o cuando coincide el plano de aplastamiento de F3 con la S1, cosa que ocurre en amplios sectores. Esta fase alcanza considerable desarrollo en áreas como el sur de Salamanca (DÍEZ BALDA, 1986), etc. En la ZCI, por otra parte, también se atribuyen a la fase tres numerosas cizallas, de direcciones variables, que pueden ser precoces, simultáneas o tardías respecto al acortamiento NNE-SSO, reflejado principalmente en la distribución de la crenulación S3 (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; VILLAR *et al.*, 1992).

La evolución estructural en el Dominio de los Pliegues Verticales (*sensu estricto*) o también Unidad Paraautóctona en el área situada al S del Sistema Central-Salamanca y al N de la Unidad Alóctona del sector más meridional del Dominio de los Pliegues Verticales, al S de Los Pedroches es a grandes rasgos la siguiente:

Abombamiento generalizado durante el Devónico Medio que se traduce en la ausencia de materiales de esa edad (ALMELA *et al.*, 1962; PUSCHMANN, 1966; PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1984; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990) y que se puede relacionar con la citada "Fase de deformación principal".

A una escala más local, se ha individualizado en el Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) de los Sinformes de la Sierra de S. Pedro y de la Codosera-Puebla de Obando (BASCONES *et al.*, 1982; SOLDEVILA, 1992; GUMIEL *et al.*, 2002) una fase de deformación distensiva con fallas de dirección NO-SE y horizontalizadas en profundidad, que producen el hundimiento del labio sur con el consiguiente relleno del bloque descendido por materiales sintectónicos (LÓPEZ DÍAZ, 1991).

La primera fase de deformación (F₁) produce pliegues de plano axial subvertical, que no tienen vergencia definida, salvo en algún sector como la zona ubicada al sur del Anticlinal de Alcudia (MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2001) que son vergentes al sur, de gran longitud de onda, con una esquistosidad asociada (S₁) subparalela a su plano axial y no siempre penetrativa y que tienen una dirección predominante NO-SE. Esta fase es posterior al Carbonífero inferior, al que afecta y coincide más o menos en edad con la fase que pliega el cabalgamiento de la Unidad Alóctona, a su vez posterior al Carbonífero inferior. Sería por tanto posterior también a la "Fase de deformación principal" descrita anteriormente (a la que también pliega) y produce la primera deformación interna penetrativa en los materiales precámbricos y paleozoicos del Dominio de los Pliegues Verticales (*sensu estricto*).

En determinados puntos del Dominio de los Pliegues Verticales como Zorita (MATAS *et al.*, 2005) o Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009) se han reconocido cizallas de F2, como la Zona de Cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), que es muy tardía, posterior a la Fase 1 de este sector de la ZCI (al N de Los Pedroches), de movimiento hacia el S y posterior a la F2 de Salamanca de movimiento hacia el ESE. Estaría más relacionada con la de Toledo, que corta a pliegues de F3.

En relación con esta zona de cizalla extensional, se generan algunos pliegues de primer orden y continuidad regional (segunda fase de RÍOS ARAGÜÉS, 1977), entre los que cabe destacar el

Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena, al N de la zona de cizalla, y el Sinforme del Jándula, al S de la misma. Se trata de pliegues abiertos, de gran longitud de onda, cilíndricos, de plano axial subvertical, con ejes subhorizontales, de dirección aproximada ONO-ESE, girando hacia E-O. No se observan foliaciones ni lineaciones de estiramiento asociadas a esta fase de replegamiento. Son interpretados como "drag folds" relacionados con el movimiento extensional de la cizalla (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006).

En áreas más o menos localizadas del Dominio de los Pliegues Verticales, como al sur y oeste de Salamanca, así como en el sector El Centenillo-Santa Elena, se ha definido una cuarta fase de deformación (F_4) (GIL TOJA *et al.*, 1985; Fase 3 de RÍOS ARAGÜÉS, 1977), de irregular desarrollo, que ha generado pliegues de escala hecto-decamétrica de plano axial norteado que, localmente, llevan asociada una esquistosidad de crenulación. En algunas zonas de los Montes de Toledo y en la citada de El Centenillo-Santa Elena, esta fase genera figuras de interferencia con la primera (F_1) de tipo 1 (RAMSAY, 1967) que es la típica estructura en "domos y cubetas" (ROIZ, 1979; JULIVERT *et al.*, 1983). En otros sectores como Extremadura y respondiendo al mismo sentido de acortamiento E-O (compresión máxima), puede generar bandas de cizallamiento, por lo general de carácter frágil y de anchura variable, con orientación predominante NO-SE y movimiento senextro y otras conjugadas NE-SO de menor incidencia y movimiento dextro (MATAS *et al.*, 2005; GUMIEL *et al.*, 2002).

3.3.2. Deformaciones Hercínicas en el contexto de la Hoja de Moral de Calatrava

Los materiales paleozoicos que afloran en este trabajo y en su entorno regional están estructurados por la citada orogenia que está acompañada de procesos metamórficos y magmáticos. El análisis estructural, bien a escala cartográfica, de afloramiento o de la fábrica, de las rocas de la Hoja de Moral de Calatrava y/o de su entorno que se encuadra plenamente en el sector comprendido entre las fallas de Toledo (por el N) y Puente Génave-Castelo de Vide (por el S) del Dominio de los Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), revela la existencia de una fase de deformación principal desarrollada bajo condiciones dúctiles, con esquistosidad generalizada y metamorfismo de bajo grado; no se ha detectado la presencia de las fases dos y tres pero sí se reconoce una etapa de deformación posterior más suave que la primera. La fracturación, desarrollada casi siempre en condiciones frágiles, puede generarse o reactivarse a lo largo de todo el Hercínico. Estas etapas obedecen a modelos de deformación muy diferentes en orientación mecanismos de deformación y geometría de las estructuras asociadas.

3.3.2.1. Primera fase de deformación (F_1)

Este episodio tectónico es el más importante en el contexto de la Hoja porque genera su macroestructura (al igual que en todo este sector del Dominio de los Pliegues Verticales), que se encuentra preservada en el relieve actual y que está representada esencialmente por los materiales cuarcíticos del Ordovícico Medio (Cuarcitas Botella). La Fase uno marca las principales directrices estructurales, definidas principalmente por pliegues de escala hectométrico-kilométrica, simétricos, con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias a ambos lados y ejes subhorizontales con dirección ONO-ESE que cambian en algún caso a NO-SE.

Estructuras mayores y menores

La primera fase de deformación tiene una distribución homogénea aunque en gran medida está reorientada por las etapas posteriores (Fig. 3).

Al norte de la Hoja se observa el flanco sur de la estructura antiformal de Granátula-Sierra del Moral-Sierra Prieta, de dirección aproximada E-O y al suroeste el flanco norte de la estructura antiformal de Salvatierra; en ambas estructuras se aprecia la reorientación norteada (dómica) provocada por la compresión E-O de la fase cuatro. Los materiales afectados corresponden al Paleozoico Inferior.

Entre los citados antiformes y ocupando el centro y sur de la Hoja, se ubica el Sínforme de Aldea del Rey-Valdepeñas. En esta macroestructura, definida casi siempre por los tramos areniscoso-cuarcíticos de la parte alta del Ordovícico Medio (Cuarcitas Botella), se observan los efectos compresivos de la fase cuatro y también la etapa de fracturación posterior.

Al sur del Río Jabalón y dentro del Sínforme de Aldea del Rey-Valdepeñas se pueden diferenciar, de norte a sur, varias estructuras sinclinales y anticlinales.

El Sinclinal del Moro, con dirección E-O en su tramo occidental y NO-SE en el oriental, es de longitud kilométrica y anchura hectométrica y le falta todo su flanco sur que está cortado por la Falla de Fournier.

El Anticlinal de Lomas de Turcas, de dirección E-O en su tramo occidental y NO-SE en el oriental, es de longitud kilométrica y anchura hectométrica y está cortado en su flanco norte por la Falla de Fournier, la cual lo hace prácticamente desaparecer hacia el oeste, yuxtaponiendo el flanco noreste del Sínforme de Mudela sobre el Sinclinal del Moro.

La terminación perisinclinal del Sínforme de Mudela, de dirección NO-SE, es una estructura de longitud y anchura plurikilométricas, en la que se reconocen los materiales paleozoicos más modernos de la Hoja. Este sínforme que se prolonga en la Hoja de Viso del Marqués (837), se abre y bifurca en tres sinclinales (Aracranejo, Peña Ahumada y León) separados por los anticlinales de las Norias, afectado en su flanco norte por la Falla de los Valles, y Umbría de Mora, que a su vez está cortado y desplazado por la Falla de Peña Ahumada.

Las estructuras menores de primera fase son pliegues, esquistosidad asociada a los mismos y lineaciones de intersección.

Los pliegues menores son muy escasos y de irregular distribución. Se observa algún pliegue de arrastre, cartográfico, en las Cuarcitas Botella con tamaños de orden deca-hectométricos. Son pliegues simétricos, entre cerrados y abiertos (FLEUTY, 1964) de las clases 2D y 3D (HUDLESTON, 1973). La competencia y/o espesor de las capas arenosas determina la geometría y el comportamiento del pliegue, que en estos casos se asocia a la clase 1B (RAMSAY, 1967).

La esquistosidad S_1 , muy débil, se reconoce en los escasos afloramientos con materiales detríticos finos y ocasionalmente en las alternancias de arenas y pizarras. La dirección, al igual que los pliegues, varía de E-O a NO-SE, y el buzamiento suele ser bastante verticalizado (abánico).



Fig. 3.- Esquema tectónico.

Al microscopio se reconoce con dificultad en los materiales cuarcíticos una esquistosidad muy grosera ("rough cleavage") con un ligero aplastamiento de los minerales de cuarzo y reorientación de algún mineral micáceo; en los niveles más pizarrosos puede ser un "slaty cleavage" grosero en el que los elementos constituyentes, sobre todo los micáceos, presentan una orientación más o menos preferente (aunque no se diferencian a simple vista); también se puede presentar como una esquistosidad de crenulación, cuando la roca tiene mucha mica detrítica, o bien como láminas anastomosadas poco continuas.

Las lineaciones de intersección son poco frecuentes y solo se reconocen en los niveles limolíticos; son subparalelas a los ejes de los pliegues y con marcada tendencia a la subhorizontalidad.

La asociación mineral generada durante la primera fase es característica de la facies de los esquistos verdes, zona de la clorita. Las estructuras generadas corresponden a un régimen dúctil, ubicándose en niveles epizonales por debajo del frente de esquistosidad. A su vez el plegamiento se origina por "buckling", predominando mecanismos de tipo "flexural slip" (deslizamiento entre capas).

3.3.2.2. Segunda fase de deformación (F_2)

No tenemos referencias claras de estructuras que correspondan a esta fase de deformación en la Hoja de Moral de Calatrava. En Valdepeñas (MONTESERÍN *et al.*, 2018) se ha reconocido, localmente, la presencia de una deformación dúctil assignable a esta etapa. En áreas relativamente próximas como son las Hojas de Sta. Elena (862), Aldeaquemada (863) y Venta de los Santos (864) se ha descrito una banda de cizalla, de escala regional, con estructuras dúctil-frágiles, metamorfismo y magmatismo asociados, que se atribuye a una segunda fase de deformación (MATAS *et al.*, 2009; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006).

Este accidente, denominado Zona de Cizalla Extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), con una dirección N 80 E y que desplaza el bloque de techo hacia el sur, se enmarca en una etapa extensional posterior a la primera fase de deformación de este sector del Dominio de los Pliegues Verticales de la ZCI.

3.3.2.3. Tercera fase de deformación (F_3)

Tampoco se han detectado, en esta Hoja, estructuras que correspondan a esta etapa de deformación, debido por una parte a que en esta área de bajo grado no hay planos de anisotropía susceptibles de plegarse (S_2) y por otra a que la fase tres coincide aquí con el campo de acortamiento de la fase uno (homoaxialidad). La estructura más frecuente, atribuible regionalmente a esta fase, es un plegamiento muy suave que se suele observar en aquellas zonas donde son frecuentes los pliegues menores de fase uno. Allí donde se observa la fase tres, los pliegues tienen un ángulo entre flancos de 180°-120°, longitud de onda métrico-decamétrica, amplitud decimétrica, plano axial vertical y sin esquistosidad asociada.

3.3.2.4. Cuarta fase de deformación (F_4)

Esta etapa de deformación, más débil que las anteriores, tiene aquí cierta relevancia. La característica común que presenta responde a un sentido de acortamiento (compresión máxima)

de orientación E-O; este acortamiento casi ortogonal con el de Fase uno, genera figuras de interferencia de tipo 1 (RAMSAY, 1967), conocidas en el entorno regional como "domos y cubetas". Desarrolla pliegues muy amplios, de plano axial norteado, longitud de onda kilométrica y amplitud hectométrica.

El mejor modo de detectar su presencia es la observación del mapa geológico y sobre todo las formaciones del Arenig. Tanto al norte (Sierra de Granátula y Sierra Prieta) como al suroeste (Sierra de la Atalaya de Calzada) se reconoce con facilidad un estilo cartográfico tipo "domo".

La estructura menor mejor definida de esta fase, es un clivaje de fractura muy espaciado (que parece un diaclasado penetrativo) de dirección norteada y muy verticalizado; este clivaje se observa de forma generalizada en todos los tramos areniscosos de la Hoja y no desarrolla ningún tipo de crecimiento mineral.

En las formaciones del Ordovícico Medio, principalmente las Cuarcitas Botella, aparte de abombamientos no tan definidos como en el Arenig, se observan algunas fracturas de dirección ONO-ESE y carácter senextro (cortan a las estructuras de primera fase). El origen más probable de estas fracturas es que sean el resultado del rejuego o la reactivación, durante esta fase, de fracturas previas prehercínicas, aprovechando los planos de deformación o de anisotropía generados por ellas.

La falla del Jabalón, de dirección NO-SE, con un componente de desgarre senextro y la falla de Zuqueca, de dirección NE-SO y con componente de desgarre dextro, se pueden atribuir a esta fase dado que son coherentes con el acortamiento E-O, que es el mismo deducido para los pliegues y clivaje de cuarta fase.

3.3.2.5. Fracturación

Como se ha visto, una buena parte de la fracturación pudo haberse originado o reactivado durante el desarrollo de las fases de deformación descritas. Por otra parte no se ha establecido a escala regional un esquema de fracturación válido para esta zona, debido por una parte a la distribución heterogénea de las fracturas y por otra a la capacidad de absorber deformación que presentan las fracturas previas.

En esta Hoja las fracturas se pueden agrupar en tres sistemas principales: fracturas de dirección ONO-ESE, fracturas de dirección OSO-ENE y fracturas NO-SE con sus conjugadas NE-SO.

Las fracturas que corresponden al primer sistema son verticales y de recorrido plurikilométrico. Ocasionalmente llevan asociadas brechas de falla frágiles y casi siempre reflejan una actividad hidrotermal de baja temperatura, con importante relleno de cuarzo, de espesor métrico-decimétrico. Se puede afirmar que afectan de manera importante a los pliegues de fase uno ya que pueden llegar a hacer desaparecer un flanco y ocasionalmente el pliegue completo como es el caso de las fallas de Capilla, las Casillas, de Aldea del Rey y de Fournier.

En el orden temporal es difícil ubicarlas con precisión; si bien sabemos que afectan claramente a la primera fase es probable que en algún caso hayan sido producto de reactivaciones de accidentes de zócalo prehercínicos (ver apartados 3.2.1. y 3.2.2.). También, en algún caso, se han

podido generar o reactivar durante la fase 4 (ver apartado 3.3.2.4.). A su vez, en la Hoja continua de Villanueva de los Infantes (813), se han reconocido rejuegos alpinos de este sistema. Por otra parte, es muy probable que las zonas de debilidad generadas por ellas hayan favorecido las intrusiones del Plutón de Valdepeñas y de los diques de pórfito granítico, seguramente relacionados con él.

El segundo sistema de fracturación, de dirección OSO-ENE, se circumscribe, prácticamente, a la Falla de Granátula que es una fractura de orden kilométrico y componente normal que separa, en una considerable extensión, los materiales paleozoicos de los terciarios. De la ubicación temporal de esta fractura solo se aprecia su reactivación alpina.

El tercer sistema de fracturación de dirección NO-SE y su conjugado NE-SO está representado en esta Hoja y en todo el Macizo Ibérico meridional (MORENO, 1977; PILES y NOZAL, 1989; MATAS *et al.*, 2005).

Este sistema es probablemente posterior al primero y está representado a todas las escalas. Se trata de dos conjuntos de fracturas frágiles; el más evidente, de dirección NO-SE, tiene componente de desgarre senextro mientras el otro, peor representado, con dirección NE-SO tiene componente de desgarre dextro; en ambos casos son de recorrido plurikilométrico y desplazamiento variable métrico-hectométrico, que en la mayoría de los casos no puede observarse con claridad.

Este sistema conjugado responde a una compresión máxima E-O y extensión N-S. Ligado al mismo hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele llenar las fracturas NO-SE; estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional y con frecuencia van acompañados de sulfuros.

Este sistema puede ser algo póstumo respecto a la cuarta fase de deformación y tanto este sistema como los anteriores tienen una importante reactivación alpina.

Como resumen es necesario señalar que, con los datos existentes, resulta muchas veces aventureño identificar o ubicar temporalmente a los sistemas de fracturación que se observan en el mapa, que sin duda tienen una historia deformativa compleja, ya que la última deformación (Alpino) enmascara gran parte de la historia previa.

3.3.2.6. Edad de las deformaciones hercínicas

No hay datos en esta Hoja para precisar la edad de las diferentes etapas de deformación hercínicas, pero son perfectamente válidos los encontrados en áreas próximas, aunque siempre considerando la diacronía de dichas etapas a lo largo de la cadena. Este hecho es puesto de manifiesto por QUESADA *et al.* (1990) o QUESADA (1992) al señalar que los depósitos sinorogénicos del Carbonífero inferior (Cúlm) de la Zona Ossa Morena (ZOM) son más jóvenes cuanto más septentrional es su posición, como consecuencia directa del proceso de convergencia de placas durante la Orogenia Hercínica.

La primera fase de este sector afecta a los depósitos del Cúlm de la Hoja de Beas de Segura (886), cuya edad es Tournaisiense superior-Namuriense inferior (Misisipiense) (FERNÁNDEZ GIANOTTI *et al.*, 2014). Teniendo en cuenta la datación realizada por LEUTWEIN *et al.* (1970)

en la Granodiorita de Fontanosas (post-fase uno) a la que atribuyen una edad de 302 ± 7 m.a. (Estefaniense C) solo se puede decir que su edad es Pensilvaniense.

Tanto la segunda como la tercera son anteriores a los materiales continentales, discordantes, del Westfaliense D superior-Estefaniense (Pensilvaniense medio-superior), por lo cual su edad, así como la de la primera fase, debe de estar comprendida entre el Namuriense superior y el Westfaliense C (Pensilvaniense inferior-medio), si bien, más al S de esta Hoja, la zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide está relacionada con la Fase 2 de este sector, y es sin-postcinemática respecto al emplazamiento del granito de Santa Elena (319 ± 5 Ma, MONTERO *et al.*, en prep.), y anterior al granito de La Haba (314.2 ± 1.9 Ma, CARRACEDO *et al.*, 2009) y a la fase 4 (esta última la pliega); por tanto se desarrollaría alrededor del Namuriense superior.

3.4. DEFORMACIONES ALPINAS

La falta de registro mesozoico y de gran parte del cenozoico impide que se puedan sacar consecuencias directas sobre el tipo de deformación alpina sufrida en la región. Solo se dispone del comportamiento de un basamento rígido y fragmentado como referencia. Si se recurre a los contextos alpinos más próximos como la Llanura manchega y la Sierra de Altomira, hay que suponer la existencia de varias fases de deformación: intraeocena superior-finioligocena, mioceña inferior, intravalleseña y pliocenas, sobre todo la primera y la penúltima. En el Campo de Montiel se deducen para el Oligoceno-Mioceno inferior y el superior, suaves pliegues de dirección E-O y N110-120 y fracturas E-O y NE-SO (PORTERO *et al.*, 1989). La existencia en esta comarca, de estructuras de plegamiento asociada a fracturas normales o inversas es la consecuencia de la atenuación progresiva hacia el noroeste del orógeno Bético (RINCÓN, 1999). Para este autor estas estructuras de plegamiento del Campo de Montiel ENE-OSO o E-O y sus fracturación asociadas, inversas sintéticas y normales orientadas (ENE-OSO o NO-SE), tienen un doble origen: relacionable con la estructuración y con la atenuación del orógeno bético. Son además la expresión superficial de la reactivación de fracturas del basamento hercínico de esa misma dirección.

Para RINCÓN (1999), estas deformaciones, sucedidas a escala litosférica, presentan una clara expresión morfológica, hidrológica e hidrogeológica, consecuencia de una acomodación preferente ONO-ESE, NO-SE, NNE-SSO a partir de fallas direccionales, NE-SO para fallas inversas y NO-SE y NE-SO según fallas normales.

Hace años, PÉREZ GONZÁLEZ (1981) ya indicó que en la reactivación de antiguas fracturas juegan un importante papel las direcciones submeridianas y las transversas que van de E-O a NE-SO en el Neógeno superior (Mioceno superior/Plioceno inferior) y, también que es durante el Plioceno inferior/ superior, cuando se producen los procesos distensivos béticos que dan lugar a los surcos subsidentes manchegos. Las deformaciones que dicho autor señala en el registro plioceno del Campo de Calatrava, no han sido observadas por nosotros y, las encontradas anteriormente por MOLINA (1975), ligadas a los depósitos relacionados con materiales volcanosedimentarios, estamos de acuerdo con la reinterpretación de PORTERO *et al.* (1989) que las señala consecuencia local de la propia actividad volcánica, abombamientos y colapsos. También es rechazable la atribución de una fase tectónica al emplazamiento de depósitos tipo raña en la región;

ni aquí ni en otros lugares existen argumentos sólidos en presuponerla (MARTÍN-SERRANO, 2008). Definitivamente, se admite que es el citado erógeno alpino el que define la cuenca manchega y sus prolongaciones en el Campo de Calatrava, mediante una compartimentación de carácter extensional que fragmenta el basamento según fallas de desgarre y normales, preferentemente NNO-SSE y ENE-OSO y fundamentalmente E-O. Los desgarres asociados ENE-OSO y NNO-SSE son lineamientos kilométricos fácilmente identificables en imágenes satélite. La cuenca manchega y las menores del Campo de Calatrava tienen la misma orientación que la primera de ellas. De hecho GALLARDO (2004) señala que estas últimas cuencas están limitadas por fallas que combinan saltos en dirección y normales, resultando estructuras preferentemente ENE-OSO pero con combinaciones ortogonales, lo que da lugar a bloques con escalones pronunciados como lo que llama umbral de la Atalaya con un desnivel superior a los 500 m en relación al muro de la cuenca en los alrededores de Calzada de Calatrava. También las fallas normales E-O son reconocibles por constituir los bordes meridionales de algunas cuencas como podría ser el caso de la delimitación meridional ajustada al río Jabalón, de la cuenca de Moral de Calatrava.

El vulcanismo de esta comarca se relaciona con esa fracturación pues los numerosos centros de emisión se alinean según dos direcciones NN135-150E y N40E-N80E (BARRERA, 1996). El citado vulcanismo se relaciona con una falla transformante situada entre la cordillera Bética y la Meseta (DOBLAS *et al.*, 1994), con un modelo extensional asociado a un "rifting" (LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1993), o con flexuras litosféricas que involucran al Manto, también consecuencia del erógeno Bético (RINCÓN y VEGAS, 1996). Según estos últimos, la atenuación del campo bético reactiva las directrices preferentes NO-SE, NE-SO, ENE-OSO y NNE-SSO, bien como fallas direccionales o como macrodiscontinuidades como la que denomina Zona de fractura del Guadiana, accidente que es el que realmente favorece la extrusión del magma a la superficie, concretándose preferentemente NO-SE, NE-SO, ENE-OSO y NNE-SSO. En definitiva que se trataría de una prolongación de esfuerzos transmitidos desde las Béticas hacia el antepaís que en su atenuación produce una etapa distensiva que origina el ascenso magmático y la subsidencia sedimentaria.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Moral de Calatrava se localiza en el borde sur-oriental del Macizo Hespérico Meridional, más concretamente en las estribaciones surorientales de la gran unidad morfoestructural que definen los Montes de Toledo, junto al borde meridional de la llanura cenozoica de La Mancha, constituyendo gran parte del sur del Campo de Calatrava.

El relieve es en general moderadamente accidentado. La red fluvial que afecta a la región forma parte de la cuenca hidrográfica del Jabalón. Dicho río procede del Campo de Montiel, atraviesa el sur del Campo de Calatrava y confluye con el colector principal de la región, el río Guadiana, al oeste de la provincia de Ciudad Real, cuando ambos ya discurren encajados en pleno dominio hercínico. El río Jabalón se instala sobre un amplio valle de 6 a 15 km de anchura, limitado por sierras cuarcíticas, que se elevan unos 200-300 m por encima de la superficie de La Mancha. Son sierras paralelas y orientadas E-O y SE-NO, con una isoaltitud de cumbres que se pone de

manifiesto cuando se tiene una visión panorámica. Aunque el recorrido de este río presenta una trayectoria E-O muy marcada, en la parte occidental de la Hoja muestra un cambio de dirección hacia el NNO, dirección que se prolonga dibujada por el trazado del Arroyo del Sequillo hacia el SSE.

Varios arroyos vierten al río Jabalón. Por el norte, el más importante, el de Añavete, origina una sección submeridiana que divide la plataformaencostrada más extensa de la Hoja, entre Granátula y Moral de Calatrava en dos mitades de superficie parecida. Por el sur, la aportación es algo más importante, pues consta del Arroyo de la Rambla de Santa Cruz de Mudela el sureste y del Sequillo por el suroeste, ambos oblicuos y con flujo dirigido al NO y NNO respectivamente. El resto de la escorrentía fluvial, escasa, de corto recorrido, relativamente poco incisiva y de circulación esporádica son tributarios de los anteriores o directamente del Jabalón. El embalse La Vega del Jabalón, en posición central en la Hoja, aprovecha el obstáculo interpuesto por el volcán Columba, al suroeste de Granátula de Calatrava.

El relieve sin ser quebrado presenta aspectos diversos: un gran valle central relativamente plano pero con vaguadas suavemente empotradas en él y pequeñas lomas alineadas, alargadas y separadas por valles. La diferencia altimétrica es de 359 m, la diferencia entre los 979 m del Pico de los Navajos en la esquina suroeste y los 620 del cauce del Jabalón en la noroeste. No obstante, considerando la cota de la plataforma encostrada del Jabalón (660-680 m) y la de la mayoría de las cumbres de las lomas (750-850 m), el desnivel aparente es bastante menor, unos 100 a 150 m.

El clima es Mediterráneo Continental (templado seco), con una temperatura media anual de 11,5° C y con una amplitud de variación de -10° C a +40° C, siendo julio y agosto los meses más calurosos, y diciembre y enero los meses más fríos. Las precipitaciones medias anuales son normalmente inferiores a 400 mm.

4.2. ANTECEDENTES

No existen referencias geomorfológicas concretas de la zona, y las que se conocen son escasas y están referidas a aspectos regionales. Primeramente destacan como antecedentes regionales de carácter general referido a estas u otras zonas próximas, GÓMEZ DE LLARENA (1916), HERNÁNDEZ-PACHECO (1932), DANTIN (1932), SOLÉ (1952) y MUÑOZ (1976). Más reciente es el estudio del Plioceno y del Cuaternario del Campo de Calatrava (MOLINA, 1975), donde se definen distintos aspectos morfológicos de este y de la Llanura Manchega, distinguiendo dos niveles de superficies de erosión encostradas, entre los que sitúa los depósitos de la Raña. La amplísima aportación de PÉREZ GONZÁLEZ (1982) al estudio de la Llanura Manchega es también de gran interés puesto que establece una disposición organizada de la mayoría de sus elementos morfosedimentarios. Probablemente la información de mayor interés, es la contribución cartográfica, años atrás, de este mismo Proyecto con la elaboración de las hojas de Ciudad Real, Daimiel, Manzanares y Almagro (PORTERO *et al.*, 1988; PORTERO *et al.*, 1988; RAMÍREZ *et al.*, 1988; RAMÍREZ *et al.*, 1988) pues se realizan numerosas precisiones estratigráficas y estructurales de los sedimentos neógenos de la región, contribuyendo además al conocimiento detallado de las formas y depósitos cuaternarios, estableciendo la evolución del relieve en amplios sectores del Campo de Calatrava y de la Llanura Manchega. También merece destacarse,

por su proximidad y por su aportación al estudio de la geomorfología volcánica del Campo de Calatrava el trabajo de POBLETE (1995).

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se realizará un análisis de las formas del relieve desde un punto de vista estático, pero considerando al mismo tiempo los aspectos endógenos y exógenos del relieve; es decir, teniendo en cuenta la influencia que ejerce la naturaleza y disposición de los materiales (morphoestructura) y la acción de los agentes externos sobre estos materiales ya existentes (sistemas morfogenéticos).

4.3.1. Estudio morfoestructural

4.3.1.1. Marco y unidades principales

La zona de estudio se localiza en el borde sur-oriental de la Meseta, concretamente en las estribaciones meridionales del Campo de Calatrava. Por otra parte la Llanura manchega por el este, se extiende desde el valle del río Júcar hasta Ciudad Real (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982), donde es fronteriza con el Campo de Calatrava. Sus límites son los relieves más o menos accidentados de Montes de Toledo y Sierra de Altomira al norte y del Campo de Montiel al este y Sierra Morena al sur.

Esa transición está señalada por la prolongación de la Mancha, con sus llanadas encostradas en dicha región compartiendo paisaje con las sierras cuarcíticas y los cabezos volcánicos. De esta manera, el relieve de la zona de estudio se organiza en tres elementos principales determinados por el sustrato geológico: las sierras o pequeñas elevaciones constituidas por el basamento paleozoico, los valles o zonas deprimidas conformadas sobre los materiales cenozoicos y, superpuesto a los anteriores, otras elevaciones singulares determinadas por los conos del vulcanismo del Campo de Calatrava.

En el sustrato paleozoico se definen alineaciones de crestas cuarcíticas, generalmente orientadas ONO-ESE. Estas alineaciones alomadas reflejan las características estructurales del basamento hercínico, tanto en orientación y rumbo como en la arquitectura del plegamiento. Son relieves diferenciales, de carácter residual, que muestran una morfología de tipo apalachiano. Al igual que en otros lugares del Macizo Ibérico, la constancia de estas alineaciones aparece rota y ligeramente desnivelada por la fracturación alpina, más o menos oblicua a las sierras paleozoicas.

La cobertura cenozoica, alojada en las depresiones del paleorrelieve hercínico, presenta un modelado plano, esencialmente tabular, debido a la disposición horizontal o subhorizontal de los sedimentos terrígenos y carbonatados que la conforman.

Tanto las zonas más deprimidas, generalmente rellenas por sedimentos cenozoicos, como las elevaciones originadas por las cuarcitas, aparecen salpicadas por otros montículos de morfología cónica. Se trata de los llamados cabezos o negrales, lomas muy romas de color oscuro, constituidos por acumulaciones de naturaleza volcánica, cuyas laderas suelen estar perfectamente

articuladas mediante “glacis encostrados” con la altiplanicie, también encostrada, que define las áreas deprimidas. Apuntamientos cónicos similares a estos son también muy abundantes sobre las crestas cuarcíticas de las sierras paleozoicas.

4.3.1.2. Formas o elementos

Las formas estructurales que aparecen sobre el basamento paleozoico son *crestas*, *cuestas*, *chevrons*, *resaltos de capa* e incluso *relieves conformes*, *sinclinal* o *anticlinal*. Estos elementos, muy frecuentes en el paisaje, se presentan en la mayoría de los casos poco señalados o muy suavizados, dado el carácter del modelado, muy suavizado, de perfiles romos sin apenas resaltos. Están regularmente distribuidos por todas las lomas paleozoicas de la Hoja, aunque por destacar habría que señalar la magnífica cuesta dibujada por la Sierra de Moral, con resaltos estructurales y *chevrons* muy bien definidos en su dorso, y toda la mitad sureste, llena de repeticiones de pequeñas lomas paralelas y alargadas constituyentes de los flancos de relieves relativamente conformes de las correspondientes estructuras hercínicas. Sin embargo esta disposición estructural del relieve no ha quedado destacada lo suficiente por el hecho que todos los cerros se muestran arrasados y aplazados. Este doble significado obliga a establecer ciertas prioridades en la representación de unos y otros elementos. En este caso en el mapa geomorfológico no se señalan como crestas estructurales nada más que algunas de las sierras pues se enfatiza más el modelado posterior de sus crestas, es decir se prioriza sus características exógenas o morfodinámicas. El resultado es que la mayoría de las lomas aparecen representadas como “superficie de cumbres”.

En el otro dominio, el cenozoico, las formas más destacadas son los *rellanos estructurales* que constituyen tablas calcáreas horizontales con escarpes inferiores a 10-20 m de altura. Aparecen con desarrollos muy pequeños, a expensas de las calizas y los calcimorfos pliocenos aflorantes en el sector occidental de la Hoja, en los alrededores de Aldea del Rey y Calzada de Calatrava.

Mucho más importante es la plataforma tabular determinada por la costra “post-relleno cenozoico” que da lugar a una extensa *superficie subestructural* que ocupa gran parte de la mitad septentrional (el valle del Jabalón entre Moral de Calatrava y Granátula de Calatrava) y sur-occidental del mapa. La superficie septentrional, flanqueada por el Jabalón y rota en dos mitades por el Arroyo de Añavate, ocupa una extensión de más de 60 km², a lo largo de unos 23 km de longitud. Presenta una cota muy constante, entre los 680 m de su borde oriental y los 660 m de sus rellanos más occidentales (la Motilla), junto al embalse, pero ligeramente descendente hacia el oeste, en el sentido del drenaje general. Por el sur y el oeste se encuentra limitada por una cornisa neta que la cuelga unos 20 a 25 m sobre el Jabalón, mientras que en su borde septentrional tiende a articularse en continuidad con las lomas cuarcíticas, excepto al pie de la Sierra de Moral. En torno a Calzada de Calatrava, esta superficie, a unos 665 m de altitud, se conserva mucho más fragmentada, rota en numerosos pedazos a uno y otro lado de dicha población. Junto al ángulo suroeste del mapa forma varias mesas estrechas, digitadas y alargadas hacia el Arroyo del Sequillo. Sobre dos de ellas se emplazan las poblaciones de Aldea del Rey y Calzada de Calatrava. Las del otro lado de este arroyo se pierden hacia el oeste entre lomas cuarcíticas. El testimonio de esta misma plataforma encostrada se puede encontrar en la depresión de la Rambla de Santa Cruz de Mudela, junto a la carretera desde esa misma población a Moral de Calatrava. Lo habitual es que todos estos trozos de superficies presenten una continuidad hacia

las sierras a través de una superficie de piedemonte apenas disectada y sin endurecimiento carbonatado superficial que ha sido representada mediante el símbolo "techo de piedemonte".

Esa superficie subestructural tan generalizada y definida por encostramientos carbonatados, podría ser equivalente a la superficie inferior (S_2) de MOLINA (1975) o "superficie inferior de la Llanura Manchega" de PÉREZ-GONZÁLEZ (1982).

4.3.1.3. Formas volcánicas

Las morfologías volcánicas son esencialmente un reflejo de los mecanismos eruptivos que las generaron, de los procesos (erosivos o sedimentarios) que han actuado sobre ellos y del tiempo transcurrido. En los centros volcánicos que surgieron en las zonas montañosas han predominado los procesos erosivos, las formas originales han desaparecido en su mayoría y en ocasiones solo se conservan los conductos de emisión. En los volcanes que han hecho erupción en las zonas deprimidas, los procesos erosivos han sido menos intensos y con frecuencia han sido cubiertos por depósitos posteriores.

Los mecanismos eruptivos en la región del Campo de Calatrava han sido esencialmente estrombolianos e hidromagmáticos. En el primer caso, se han formado normalmente pequeños conos *piroclásticos*, hoy *conos de piroclastos degradados* a cerros redondeados, *conos de piroclastos alomados*, denominados localmente *cabezos* como los cerros Columba (736 m), Cabezuelo (697), Cabeza Encinar (705 m) o Boca del Campo (682 m), este una pequeña colina emergente entre la planicie encostrada del Jabalón. Sus diámetros son generalmente hectométricos, pudiendo llegar hasta cerca de 2 km; sus alturas oscilan entre 20 m y 120 m. Solo en contadas ocasiones se conservan *conos volcánicos* con restos de una depresión de tipo *cráter* (Cuevas Negras, 865 m). De estos conos han partido *coladas de lava* de diferente entidad, normalmente pequeñas, aunque pueden alcanzar algunos km de longitud. Son resaltables las de Los Negriales (oeste de Granátula de Calatrava), Los Urdones (norte de Aldea del Rey), El Esparragal (sur de Calzada de Calatrava).

Las erupciones hidromagmáticas han tenido enorme importancia en el conjunto de la región, constituyendo el 50% del total de edificios reconocidos. Han dado lugar a cráteres de explosión de tipo *maar* de 1 a 1,5 km de diámetro. Es frecuente que en la evolución volcánica de un centro de emisión se sucedan momentos en los que la erupción es hidromagnética, con otros de actividad estromboliana.

Pueden distinguirse dos tipos de edificios hidromagmáticos según tengan o no anillo de tobas conservado. Los cráteres de explosión sin depósitos de tobas asociados (o con escasos depósitos) constituyen depresiones cerradas de contornos circulares o elípticos con diámetros que pueden superar el km, relativa y normalmente suavizados por la erosión. Lo frecuente es que aparezcan en las sierras cuarcíticas con profundidades que no superan los 30 m. En esta hoja son destacables La Nava (1,8 km), La Sima (1,4 km), estos de carácter mixto puesto que conservan parte de su anillo de tobas, y, sobre todo, por su grado de conservación, Cervera (1,2 km).

Los cráteres de explosión con anillo de tobas conservado, se disponen generalmente sobre la superficie inferior de la llanura o adosados a los relieves paleozoicos. Consisten en un cráter o

suave depresión, situada en ocasiones bajo el nivel general del suelo, y un anillo, que las rodea total o parcialmente, constituido por la acumulación de los piroclastos expulsados en las explosiones. Son de contornos subcirculares o subelípticos. Los diámetros de la depresión interna oscilan entre 250 m y 1.300 m con tamaños medios y más frecuentes de 700 x 450 m. Los anillos de tobas tienen pendiente suave, aunque más acusada hacia el interior, su diámetro varía entre 400 m y 2.200 m, con valores medios y más normales de 1.100 x 850 m. La altura del anillo tobáceo respecto al punto más deprimido no suele sobrepasar los 20 m. En los fondos de los cráteres aparecen depresiones cerradas, que han dado lugar a zonas endorreicas o semiendorreicas, alguna de ellas con depósitos evaporíticos. En esta hoja merece destacarse el de Granátula, de grandes dimensiones pero mal conservado.

En esta hoja, los edificios estrombolianos son los más frecuentes, y los hay de muy diferente tamaño. Entre los más grandes destacan los de El Cabezuelo y el Cabezo del Encinar, dos excelentes ejemplos de edificios de tipo "cabezo". El volcán de La Columba es uno de los mejores ejemplos de volcán estromboliano y uno de los pocos de la región cuyo cono aún conserva la parte central del cráter hundida.

En las sierras paleozoicas, estos edificios no conservan la morfología circular, pero forman importantes acumulaciones piroclásticas. Este es el caso de los edificios de nefelinitas olivísticas del norte de la hoja: los volcanes de La Cornudilla (o La Coscoja), Cuevas Negras y Cerro Gordo en el límite con la hoja de Almagro. También en el borde suroccidental de la hoja aparecen este tipo de volcanes.

De estos centros han partido coladas, a veces de varios kilómetros de longitud, que han ido rellenando las depresiones neógenas, donde aparecen intercaladas con los sedimentos. En algunos casos se conservan coladas procedentes de edificios del centro de la cuenca, como por ejemplo las coladas basálticas de volcán de La Columba, pero las más frecuentes son las coladas que proceden de centros de emisión situados en los bordes de las depresiones terciarias. En todo el borde norte, noroeste, oeste y suroeste aparecen coladas de lava que corrieron desde las sierras paleozoicas hacia las cuencas de Moral o Calzada. En el centro norte llegaron las coladas del volcán de La Yezosa (Hoja de Almagro); más al oeste la de los volcanes de Cuevas Negras y La Cornudilla; en el oeste las coladas del volcán de la Encina (Hoja de Puertollano); al suroeste las coladas del volcán de Las Canteras, del de Las Yeguas o La Atalaya (Hoja de Viso del Marqués).

Los edificios hidromagnmáticos son menos frecuentes. En la depresión central se conservan algunos muy cubiertos por depósitos posteriores. Este es el caso del situado entre los volcanes de El Cabezuelo y La Columba y del de Granátula de Calatrava, en el centro del cual se sitúa esta localidad (RODRÍGUEZ PASCUA y BARRERA, 2002).

En las sierras del noroeste aparecen los mejores ejemplos de cráteres de explosión hidromagnáticas: Cerro Gordo, Las Navas y, especialmente, la Hoya de las Casas de Cervera. En sus depósitos son frecuentes los enclaves ultramáficos de origen mantélico, habitualmente lherzolitas con espinela (ANCOCHEA y NIXON, 1987). Las erupciones hidromagnáticas se alternan en varios de los casos con las estrombolianas (La Columba, Cerro Gordo) formando parte del mismo evento eruptivo.

En los edificios más erosionados solo se conservan pequeños restos de los antiguos centros volcánicos. Este es el caso de la mayor parte de los afloramientos más orientales de la hoja.

4.3.2. Estudio del modelado

Los agentes externos, al actuar sobre la superficie del terreno, dan lugar a una serie de formas, tanto erosivas como acumulativas. Estas formas se agrupan, según el agente y el proceso que las origina, en lo que se denominan "sistemas morfogenéticos".

A continuación, se describirán las principales formas cartografiadas de los diferentes sistemas.

4.3.2.1. Modelado exógeno

Formas gravitacionales

Las formas gravitacionales más comunes en la Hoja son los *coluviones* y las *pedrizas* o *canchales*. Estas formas se deben a la acción conjunta de las corrientes superficiales de agua y la gravedad en vertientes, encontrándose asociadas a las laderas y a los escarpes generados por las cuarcitas ordovícicas, de manera que la composición de estos depósitos está condicionada por el área de procedencia.

Los coluviones que dibujan un perfil más o menos cóncavo y de elevada pendiente, pueden estar articulados con formaciones o elementos morfológicos como los glacis, de inclinación mucho más moderada. Las pedrizas o canchales son habituales, pero con mucha frecuencia no alcanzan tamaño suficiente para su representación a escala 1:50.000. Suelen mostrar una morfología triangular muy característica en la cabecera de los barrancos que drenan las sierras más destacadas.

Unos y otros depósitos de ladera se encuentran distribuidos por toda la Hoja, en estrecha relación con la localización de las sierras cuarcíticas. La orla de coluviones es profusa y continua alrededor de todas las lomas; la aparición de pedrizas se limita a las elevaciones más escarpadas, en las esquinas suroeste en torno al Puerto de Calatrava (Pico de los Navajos, Loma de las Canteras), noroeste (Cerro de Arzollar y *Maar* de Cervera) y noreste (Sierra de Moral y aleaños).

Formas fluviales

Las formas fluviales definidas en la Hoja son *fondos de valle*, *incisiones*, *sistemas de terrazas* mal definidos y *abanicos* y/o *conos de deyección*.

Los *fondos de valle* constituyen las formas planas relacionadas con el drenaje actual. Bajo esta forma incluimos, además del lecho mayor del río Jabalón, todos aquellos depósitos que tapizan la parte más baja de los valles y barrancos de la red secundaria, todos con régimen irregular y esporádico. Su génesis puede ser esencialmente fluvial, como es el caso de los principales tributarios como los arroyos del Sequillo o de Mora, o mixta, con aportes muy notorios de materiales

generados en las vertientes como ocurre con toda la red secundaria. Los *fondos de valle* de dimensiones más reducidas no tienen representación areal, como formación superficial, sino lineal, y para su representación se utiliza *valle* o *vaguada con fondo plano*.

La *incisión lineal* bien definida como tal es muy moderada. Aparece principalmente en las laderas de los arroyos de la red secundaria, definiendo un *drenaje dendrítico*. En las sierras paleozoicas se establecen suaves barrancos donde se ha señalado *incisión lineal*, aunque en realidad manifiestan muy escaso encajamiento. Las altiplanicies definidas por la superficie subestructural que sella el techo del registro cenozoico no presentan incisiones menores, es decir las referidas a barrancos o surcos de drenaje superficial. Por el contrario, si existe una red de arroyos profundos, de unos 20 o 25 m, con fondo plano bien definido por lo que su representación gráfica como tal incisión no tiene lugar. A destacar los arroyos de Santa Ana y de Añavate al norte del Jabalón y los de Díezgo, de la Zanja, de Buenvecino, Cañada de Cupido, del Juncal, de las Peñuelas. De Mora y Cañada del Regajo en el cuarto sur-occidental de la Hoja.

A pesar de su funcionamiento esporádico, los barrancos ligados a las vertientes mas montañosas suelen originar *conos o pequeños abanicos aluviales*, muchas veces articulados lateral longitudinalmente con *glacis de vertiente*, o interceptando puntualmente las *costras laminares* que definen superficies subestructurales. Por tanto, parece que los abanicos constituyen depósitos posteriores al desarrollo de dichas formas. Se han distinguido dos secuencias principales. La más antigua, aunque aún funcional suele estar colgada en relación con las líneas de drenaje, es la que presenta los elementos más abundantes y desarrollados, formando frentes casi continuos al pie de los contornos montañosos que delimitan le dominio más deprimido. En los alrededores de Moral y de Granátula de Calatrava, sureste de Calzada de Calatrava (pie del Puerto de Calatrava), Loma de las Cañadillas en el borde meridional, y ambos márgenes de la Rambla de Santa Cruz de Mudela. Los conos de la generaciones más modernas, de génesis más moderna, se encuentran ligeramente encajados en los anteriores, son más pequeños, dispersos, y todos, vierten directamente a los fondos de valle actuales. Esta categoría incluye también a otros pequeños conos ubicados en el valle del Jabalón.

El Jabalón constituye un valle de erosión normal, con una pendiente del 0,3‰ sobre los materiales pliocenos. Su lecho mayor ("llanura de inundación") es amplio y está bordeada por varios niveles de terrazas que se sitúan a diferentes cotas sobre la llanura aluvial. Estos sistemas de terrazas también están desarrollados de forma más o menos completa en las márgenes de sus tributarios principales, la Rambla de Santa Cruz de Mudela y el Arroyo del Sequillo. Es destacable que todas las terrazas de este curso se encuentran localizadas en su margen derecha, tendencia continuada en el correspondiente segmento del río Jabalón antes de su desaparición de la Hoja. Este arroyo Sequillo presenta niveles desde cabecera, en el arroyo de Mora, junto al borde meridional, y ya en los 20 m de incisión que presenta en Calzada de Calatrava se observan tres escalones bien diferenciados, a + 10-12 m, + 5 m y + 2-3 m, esta última prolongada varios kms aguas arriba. Curiosamente, el margen con el sistema más desarrollado, incluso que el del propio Jabalón, se encuentra en el arroyo de Buenvecino, al sur de Aldea del Rey, pues se pueden identificar al menos cinco niveles solapados, aproximadamente a + 20, + 15, + 10, + 5 y + 2-3 m. En los poco más de 10 m de encajamiento de la Rambla de Santa Cruz de Mudela, difícilmente se han podido separar tres escalones solapados de muy poca continuidad longitudinal.

En el río Jabalón, las terrazas aparecen en agrupaciones discontinuas, a ambos márgenes durante su recorrido E-O, en el derecho durante su trayecto NNO-SSE. Hasta el embalse de la Vega del Jabalón, presenta un lecho mayor de trazado rectilíneo relativamente amplio si se estable comparación con la anchura de su sistema de terrazas asociado, es decir con la anchura total del valle empotrado en la superficie subestructuralencostrada. De forma neta se observan cuatro terrazas (+ 25, + 15-20, + 5-10 m y + 2-3 m) solapadas y escalonadas. Las terrazas del tramo oblicuo que son una continuidad de las señaladas en el arroyo de Buenvecino se encuentran segmentadas por una red de tributarios ortogonal al colector principal. Se trata de un conjunto de aluviones solapados pero con escalonamiento muy poco señalado e iniciado sobre un rellano fuertemente encostrado colgado unos 20 m sobre el cauce actual.

Formas lacustres

La actividad lagunar es notoria. Existen media docena de lagunas o áreas endorreicas o semien dorreicas, bien relacionadas con la actividad volcánica, o con procesos kársticos desarrollados sobre la costa definida sobre la superficie del valle del Jabalón. Sin embargo, muchas de ellas están actualmente drenadas para el aprovechamiento agrícola, por lo que con régimen estacional tan solo se pueden contabilizar cuatro de ellas: Cervera, sobre el cráter del mismo nombre, y las que rellenan las dolinas de Moral de Calatrava, el Salobral, la Laguna y Calderón. Presentan una geometría elipsoidal cuyos diámetros, en los casos más favorables raramente superan 1.000 m. El Salobral y la Laguna, con 300 m² y 900 m², superan los 1.000 m de diámetro. Todas ellas, son de gran interés hidrológico y biológico.

Muy grandes y actualmente drenadas son La Nava y Granátula, pues alcanzan los 1.000 y 1.500 m de diámetro y los 600 y 850 m² de superficie.

Formas poligénicas

En este grupo se incluyen *crestas o cumbres apalachianas, superficies de erosión, cerros o montículos cónicos* ligeramente despegados del resto de la masa montañosa, y *glacis*.

Las *crestas o cumbres apalachianas* se suelen establecer sobre aristas o barras estructurales dibujadas por la cuarcita armónica que han sufrido sucesivos y largos períodos de erosión. Se presentan definiendo líneas de cumbres subhorizontales muy bien destacadas del resto del paisaje, poniendo de manifiesto una isoaltitud de cumbres cuya abstracción da lugar a una referencia erosiva inicial definida entre los 720 y 920 m de altitud, es decir a la superficie más antigua de la Hoja.

La presencia de *rellanos erosivos* en la Hoja está ligada a este nivel de referencia, lo que significa que forman parte de esta *superficie de erosión* o, mejor, de esta *penillanura inicial* o antigua. En ningún caso definen grandes superficies y, en detalle, a la escala del mapa, se sitúan como las crestas, a distintas cotas de altitud; aparecen a unos 860 m en la Loma de las Norias, a 819 m en el Collado del Boquerón, ambas en centro meridional, y en la Cuerda del Lantiscar sobre los 820 m y en el entorno de Cerro Pelado (782 m) en el límite centro-oriental en el interfluvio Jabalón-Rambla de Santa Cruz de Mudela.

Se han representado como cerros o montículos cónicos, algunos muy alomados, relieves residuales de origen diferencial como el resto del conjunto apalachiano, ligeramente desgajados de la masa principal como consecuencia de distintas circunstancias morfodinámicas y litoestructurales. No son frecuentes ni destacados ya que el conjunto montañoso de la hoja es muy homogéneo.

La articulación de las sierras con las zonas más deprimidas de la Hoja se realiza mediante *glacis*. Se trata de superficies cóncavas de suave inclinación, que con una pendiente progresivamente menor, enlazan la masa montañosa de las lomas con referencias mas deprimidas más o menos llanas. Sus pendientes son variables, pero oscilan entre 8° y 15°, en las zonas superiores, y entre los 5° y 1° en las zonas alejadas. La mayoría de los *glacis* identificados en la Hoja son de carácter pedregoso y definen superficies cóncavas. Muchos se desarrollan sobre laderas con relictos de facies terrígenas terciarias; de manera que las coberteras pedregosas que los tapizan constituyen, en la mayoría de los casos, el material grueso residual, resultado de la migración por erosión selectiva, a los materiales terrígenos terciarios más finos. En este sentido se podrían catalogar como *glacis erosivos*. También es posible el caso contrario, que el canturral suelto que tapiza los *glacis* tenga un origen acumulativo. En esta circunstancia, los clastos de cuarcita son más angulosos y abundantes que en los anteriores. La inmadurez textural indica la procedencia directa de las pedrizas asociadas a los relieves con litología paleozoica.

Cuando en las laderas aparecen *formaciones coluvionares*, estas pueden estar a su vez articuladas con la llanura mediante *glacis* como los anteriores. El problema de representación de ambas formaciones a esta escala y el interés en mostrar dicha articulación se ha solventado mediante una simbología conjunta que engloba a las dos, denominada *glacis coluvionar*.

Formas ligadas a la alteración química

Sobre las costras carbonatadas laminares ligadas a la superficie subestructural general que sella el registro terciario aparecen muestras de una karstificación incipiente, reducida al desarrollo de pequeñas *dolinas*, mínimos sumideros de la escasa escorrentía superficial. Tan solo resultan especialmente destacables sobre la mitad oriental de la plataforma subestructural de la margen septentrional del río Jabalón, con grupos de dolinas, pequeñas y poco definidas, al noroeste y suroeste del cabezo volcánico de Boca del Campo y, sobre todo las lagunas de Moral de Calatrava (del Salobral, de Moral y Chica).

Formas antrópicas

Los restos más importantes de la actividad antrópica de la Hoja están constituidas por los huecos de las canteras abiertas para la extracción de áridos, la mayoría en relación con materiales de carácter volcánico. Gran parte de ellas se encuentran actualmente sin actividad. Destacan las canteras abiertas en el ángulo suroccidental (Loma de las Canteras), en Boca del Campo (SO de Moral) y especialmente las del Cerro Columba (SO de Granátula). Tienen menor importancia, debido a su escasa dimensión las originadas en materiales carbonatados, calizas o costras, e incluso en terrígenos terciarios.

Las canteras no son las únicas formas antrópicas que aparecen en el paisaje, pero sí son prácticamente las únicas que tienen cabida en el mapa geomorfológico a escala 1:50.000. A estas

formas hay que añadir las que se incluyen en la base topográfica, referentes a las poblaciones e infraestructuras presentes en la zona.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

Se definen como tales todos aquellos materiales generalmente recientes, coherentes o no, que están relacionados con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Las formaciones superficiales señaladas se asocian a la evolución de la red de drenaje, y en consecuencia, a la del relieve: *terrazas, fondos de valle, aluviones y abanicos o conos de deyección*. También *coluviones, glaciares* y sobre todo, las *alteritas* y las *costras carbonatadas laminares*, ambas muy extendidas en toda la Hoja.

Las formaciones superficiales de la Hoja se corresponden, casi en su totalidad, con depósitos cuaternarios, si se exceptúa a las *alteritas*, emparentadas con el registro cenozoico.

4.4.1. Depósitos de gravedad

Los *coluviones*, asociados a las laderas de los resaltes generados por las cuarcitas ordovícicas, se encuentran distribuidos por toda la Hoja, bordeando casi completamente todas las elevaciones, aunque debido a la decisión de representarlos asociados a los glaciares mediante una sola unidad cartográfica pueda parecer lo contrario.

Estos taludes sedimentarios de las sierras paleozoicas suelen presentar de 1 a 5 m de potencia visible. Constituyen acumulaciones brechoides con textura clasto-soporitada y marcada heterometría, con cantos, gravas y bloques angulosos de cuarcitas y, en menor porcentaje, de pizarra y cuarzo; presentan matriz abundante de arenas y limo-arcillas de tonos rojizos.

Las *pedrizas* constituidas exclusivamente por material grueso suelto, son frecuentes pero de reducidas dimensiones lo que determina su ausencia en el mapa.

Los *coluviones* también aparecen relacionados con los escarpes desarrollados sobre los bordes de los *rellanos estructurales* de las calizas cenozoicas y sobre los de las superficies subestructurales definidas en las *costras laminares*, e incluso también se encuentran ligados a los taludes que contornean las *llanuras aluviales y valles fluviales*. En estas circunstancias, dichos coluviones por su escasa extensión no son representables a escala 1:50.000.

4.4.2. Depósitos fluviales

El río Jabalón, a su paso por la Hoja, define cuatro rellanos o terrazas escalonadas entre sí. Se distingue un nivel inferior, el más moderno, situado a 1-2 m de altura sobre el cauce principal, y otro un poco más elevado, ya a 4-5 m de cota relativa; los niveles más altos se elevan 8-10 m y a 15-25 m respectivamente.

Los distintos *niveles de terrazas fluviales* están constituidos por un conglomerado clasto-soporitado de 1,5 a 2 m de espesor. Contienen clastos de cuarzo, cuarcitas, pizarras, calizas y areniscas

ferruginosas de tamaños variables, aunque también existe una importante proporción de clastos con tamaño inferior a los 2 cm. Los clastos, que presentan 4-5 cm el diámetro medio, suelen presentar pátinas de hierro.

Es frecuente que las terrazas presenten su techo encostrado; costras carbonatadas laminares en la parte superior, nodulares en la parte inmediatamente inferior que llegan a enmascarar gran parte del sedimento. Cuando esta circunstancia anterior lo permite, una de las pocas estructuras sedimentarias que se observan es la imbricación de cantes. Los afloramientos del *nivel de terraza* más alto están constituidos por conglomerados fuertemente cementados, que presentan características litológicas similares al resto de niveles, con la salvedad de que pueden presentar cuerpos donde el tamaño de los cantes supera los 10 cm de diámetro.

La mayoría de los *depósitos de fondo de valle y/o aluviones* constituyen las acumulaciones aluviales de la red secundaria, toda con escorrentía de carácter fuertemente estacional, pero también se incluye a los depósitos aluvionales del Jabalón, los de su *llanura aluvial o de inundación* y los de su *lecho menor*. Los depósitos acarreados por este curso fluvial están constituidos por limos y arcillas carbonatadas, procedente principalmente de la erosión de los afloramientos triásicos del Campo de Montiel; son arenosos, de tonos rojos y violáceos, que contienen en su base hiladas de gravas de cuarcita, cuarzo, pizarras y calizas de 2 a 4 cm de diámetro. Los *depósitos de fondo de valle* de la red secundaria tienen una composición muy variable, influida por la naturaleza litológica de las áreas que atraviesan, siendo frecuentes, según zonas, los clastos pizarrosos o de roca caliza. La potencia de estos depósitos no supera 1,5 m y presenta clastos con menor tamaño y menor grado de redondeamiento que las *terrazas*, pero sí contiene una mayor proporción de finos.

Los *abanicos y conos aluviales* están constituidos, al igual que otros depósitos aluviales, por una mezcla de cantes, gravas, arenas y limos arcillosos, poco rodados y mal seleccionados. El espesor es muy variable, dependiendo del tamaño de la forma acumulativa y de la sección de la misma, pues este disminuye de la cabecera al pie y del centro hacia los bordes; de forma aproximada, ya que no existen cortes naturales, no se estiman potencias superiores a los 15-20 m. En superficie se observa un extenso canturral suelto de cantes heterométricos de cuarcita que pueden alcanzar tamaños de hasta 15 cm de diámetro, junto a una matriz margo-arcillosa y arenosa de color rojo; su tamaño y redondeamiento disminuye con la distancia al ápice; de manera que a pie de las sierras, los cantes varían de angulosos a subangulosos y en las zonas más alejadas estos llegan a ser subredondeados. *Abanicos y conos de deyección* se sitúan a pie de los relieves paleozoicos, en las desembocaduras de los barrancos colectores de las pequeñas cuencas de recepción desarrolladas sobre las sierras, y en relación lateral con los depósitos coluvionares.

4.4.3. Depósitos lacustres

Son los sedimentos de lagunas temporales, emplazadas en las depresiones originadas en los cráteres de explosión o en dolinas sobre la costra de la superficie del valle del Jabalón. Algunas de ellas se encuentran artificialmente drenadas por lo que son actualmente cultivadas. Son sistemas cerrados con alimentación procedente de su contorno, que puede ser más o menos rocoso o escarpado. Lo más frecuente es que se trate de limos arenosos de colores marrones, grises, y en general oscuros como consecuencia de su contenido en materia orgánica; son masivas,

a veces laminación y casi siempre con estructuras de bioturbación a techo. También aparecen niveles con materiales detriticos, generalmente arenas medias a gruesas con matriz limosa o arcillosa e incluso algunos cantos dispersos. Cuando están implantados sobre el sustrato cenozoico, los limos pueden presentar indicios de sulfatos carbonatos y otras sales (PORTERO *et al.*, 1988, RAMÍREZ *et al.*, 1988).

4.4.4. Depósitos ligados a procesos de alteración química

Prácticamente la casi totalidad del registro geológico de la Hoja se encuentra afectado por procesos de alteración. Excepto la cuarcita, el resto del substrato paleozoico está muy alterado, de igual forma los materiales volcánicos, especialmente la superficie de las coladas de lava, y el relleno sedimentario cenozoico.

La mayor parte de los materiales paleozoicos, incluidas rocas plutónicas, aflora recubiertos por una epidermis rojiza y ocasionalmente arcillosa. Extensos mantos de color rojo intenso recubren los campos e impiden la observación de la roca fresca. De hecho tal circunstancia suele constituir un grave impedimento de cara a su separación del registro cenozoico, ya que este último tiene su procedencia de dicho substrato. El problema cartográfico planteado se intenta solucionar mediante la creación en muchas laderas de una unidad cartográfica mixta, la de más difícil observación, incluida como depósito marginal cenozoico.

El color rojo tan llamativo es producto de la liberación por hidrólisis de oxi-hidróxidos de hierro de minerales que lo contienen, especialmente biotita. Se trata de procesos de *argilización* y *rubefacción* desarrollados directamente sobre los materiales del substrato. La *argilización* por transformación de minerales lábiles da lugar a la *neoformación* de arcillas (illita y esmectita) y a la liberación de hierro y calcio cuando el sedimento se encuentra saturado en agua. En este momento tiene lugar la *rubefacción*, como resultado de la fijación de hierro libre en las arcillas, oxidándose a hematites al producirse la desecación del sedimento.

Asociadas a estas argilizaciones y rubefacciones es frecuente la aparición de costras carbonatadas que pueden afectar indistintamente al regolito arcilloso y la roca. La *carbonatación*, como resultado del acentuamiento de la acidificación, da lugar a la precipitación del carbonato, cuya reiteración puede dar lugar a potentes costras carbonatadas. Se originan horizontes petrocálcicos masivos, con fuertes concentraciones nodulares y restos de arcilla iluvial, o en enrejado, produciéndose fenómenos de epigénesis sobre la pizarra o el granito; todos ellos, generalmente en espesores decimétricos.

Estos mismos procesos, si cabe con mayor intensidad, son patentes sobre muchos de los materiales volcánicos. No se han representado cartográficamente, pero si se han levantado algunos perfiles edáficos (ver Informe Edafológico). Son suelos rojos intensos, generalmente fuertemente carbonatados (Paleoxeral petrocálcico).

En muchos lugares de la Hoja, los mantos arcillosos rojos de alteración están sustituidos por los encostramientos carbonatados. Son muy frecuentes y de gran desarrollo sobre los materiales sedimentarios cenozoicos, especialmente abundantes las costras *laminares*, mejor desarrolladas cuanto más próximas estén a las áreas de flujo preferente, es decir, ligadas al establecimiento

de la red fluvial actual. Estas se encuentran íntimamente relacionadas con la *superficie subestructural* (de erosión/sedimentación según PÉREZ GONZÁLEZ, 1982) definida por las penetraciones de la llanura manchega entre los relieves sobre materiales paleozoicos. Presentan espesores inferiores a 4 o 5 m y horizontes edáficos tipo A(B), Cam (petrocálcico laminar), Cca (petrocálcico masivo y endurecido) y Ca (petrocálcico nodular), o bien A, Cam y Ca. El perfil completo comienza con una capa superficial antrópica de 50 cm, limo-arenosa de color gris pardo con fragmentos de lajas de costra; hasta 70 cm de costra laminada o acintada; capa de alrededor de 1 m costra masiva, compacta y ocasionalmente brechoide; tránsito gradual a una franja nodular y bioturbación de 1,5 m; por último nuevo tránsito a material terrígeno rojo original con carbonataciones nodulares aisladas y en disposición vertical.

El desarrollo esporádico de material arcilloso sobre las superficies estructurales encostradas y sobre las plataformas calcáreas fruto su *karstificación*, o no conlleva representación cartográfica alguna o se indica como formación superficial (arcilla de decalcificación).

4.4.5. Suelos

El estudio de suelos (ver Información Complementaria) realizado en la Hoja recoge la descripción de campo y su correspondiente estudio analítico de veinte perfiles característicos. Todos ellos son suelos rojos más o menos intensos, carbonatados o recarbonatados. Se desarrollan sobre materiales volcánicos, rocas metamórficas o materiales sedimentarios de naturaleza terriágena y en su mayoría muestran una morfología y color típicos de los suelos rojos de la región calatraveña. Igualmente, aunque mucho de estos suelos muestran elevados contenidos de carbonato en profundidad, se observa la pérdida de los mismos en los horizontes edáficos. Además de suelos rojos con el característico horizonte árgico, esta hoja muestra suelos con menor grado de desarrollo que se agrupan en: Inceptisoles y Vertisoles USDA 2010. En la clasificación FAO, WRB (2007) son: Cambisoles y Vertisoles.

En función de los caracteres estructurales y morfogenéticos se pueden establecer los siguientes grupos de suelos:

- 1) Suelos con horizonte potente Bw desarrollado sobre coluviones sin presencia de carbonatos (perfils 1 y 14) y con presencia de carbonatos derivados del propio material originario (perfil 18), sobre limos y arcillas de decantación (perfil 6) lo que le confiere procesos de hidromorfía en profundidad, y sobre materiales aluviales (perfil 8) con escasa presencia carbonatos.
- 2) Suelos con potentes costras carbonatadas se desarrollan en la mayoría de los valles interiores de la región manchega. Con características verticales y escasa potencia debido a la limitación de la costra y su posición en un fondo de valle desarrollado sobre sedimentos terciarios arcillosos que bordean zonas lagunares salinizadas (perfil 4), y un suelo rojo pedregoso con horizonte superficial antropizado (perfil 12).
- 3) Suelos rojos con horizonte Bt (Rhodoxeralf) tan característicos y tan abundantes en la llanura manchega. Se desarrollan bajo diferente material originario, pizarras y micaesquistos (perfils 2 y 11), pizarras y cuarcitas (perfils 3 y 10), sobre costra carbonatada laminar

(perfil 7), sobre conglomerados (perfiles 9 y 17) y sobre materiales volcánicos (perfiles 15, 16 y 20).

4.4.6. Depósitos poligénicos

Se incluyen aquí los suaves taludes de acumulaciones sedimentarias, generalmente pedregosas que articulan los valles o zonas aplanadas con las vertientes de las sierras paleozoicas. Se trata de *glacis pedregosos*, de acumulación, apenas un tapiz de materiales en franca concavidad fruto de una regularización perfecta. Sus características texturales y litológicas superficiales son muy semejantes a las de los *abanicos aluviales y/o conos de deyección*, si cabe constituyen mantos aún más epidérmicos de material suelto.

4.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA

4.5.1. Relaciones entre los distintos elementos morfológicos del relieve

En este sector manchego, poder establecer un orden cronológico para los distintos elementos del relieve resulta bastante complicado. El problema al que nos enfrentamos reside fundamentalmente en la limitación del registro estratigráfico, referido al Cenozoico más reciente, unido a la escasez de afloramientos y, por tanto, de serie representada en los mismos, inexistencia de datos fiables del subsuelo, pocas posibilidades de datación por ausencia de fauna fósil, y dificultad para el reconocimiento y seguimiento de las unidades litoestratigráficas, debido a la intensa degradación del relieve, responsable de la cobertura superficial que enmascara los afloramientos.

En este tipo de contexto geológico, las alteritas podrían constituir el elemento primordial de correlación, ya que si existen restos alteríticos en el Macizo, gran parte de su volumen original se encuentra en los sedimentos que llenan las depresiones, pues allí se acumularon una vez erosionados. Por tanto, existe una estrecha relación entre el arrasamiento del Macizo y la sedimentación asociada a sus bordes (MARTÍN-SERRANO, 1991a).

Por su parte, el relleno sedimentario que aflora en la región manchega se atribuye a la última etapa endorreica estimada hace 2-2.5 m.a. (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982). Para la datación de estos materiales se cuenta con referencias cronoestratigráficas regionales dadas por la actividad volcánica del Campo de Calatrava. Los episodios volcánicos más antiguos han sido datados radiométricamente como -8.7 (+/- 0.9) m.a./-6.4 (+/- 0.2) m.a., y entre -3.7 (+/- 0.7) m.a./-1.75 (+/- 0.4) m.a. para el periodo de actividad principal, que duró hasta el Plioceno inferior (ANCOCHEA, 1983; BONADONNA y VILLA, 1984). De esta manera, los sedimentos que afloran en la zona de Valdepeñas, por posición topográfica, deben ser incluso más modernos que los situados al oeste entre estas manifestaciones volcánicas, pudiendo ser atribuidos al Plioceno superior. Esta sucesión finneógena se encuentra constituida esencialmente por sedimentos de naturaleza terrígena y carbonatada. El análisis sedimentológico de sus facies ha permitido definir dos etapas en el relleno de la cuenca: una primera, representada por ambientes de llanura de inundación con canales fluviales, y una segunda, de ambientes lacustres y palustres. El intenso color rojo y la granulometría que muestran la mayor parte de las facies terrígenas, es un índice de la relativa proximidad del área fuente, en un contexto próximo al desarrollo de su red fluvial actual.

El hecho de que no se reconozcan depósitos anteriores al Mioceno superior en toda la región, unido a la evidente relación entre las alteritas y los sedimentos pliocenos, podría apuntar una edad Mioceno inferior-medio para la alteración roja típica de la zona. Sin embargo, es presumible que algunos restos representen perfiles previos originados durante el proceso de “alteración fundamental”. En una cantera situada en el cuadrante suroccidental de la hoja, se observan restos de un manto caolinítico desarrollado en las pizarras paleozoicas, sobre los que se imponen la característica alteración roja. Cabría la posibilidad de que, por su naturaleza, esta alterita fuera correlacionable con los depósitos de la Mina del Chorrillo (esquina SO de la hoja num. 784, Ciudad Real), una litofacies tipo Utrillas adosada al paleorrelieve, constituyendo el único registro estratigráfico de posible edad mesozoica. Por otra parte, se sabe, por geofísica y sondeos, que las areniscas triásicas llegan hasta las proximidades de Daimiel. Todo ello constataría la existencia, ya en los albores del Triásico, de un paleorrelieve muy similar al actualmente fosilizado por el Neógeno manchego.

Otro de los elementos más destacados del paisaje son las superficies encostradas que aparecen sobre los materiales pliocenos. A lo largo de todo el valle del Jabalón, se observa una serie de planos encajados y apenas escalonados entre sí, que forman parte de una superficie mayor definida por costras carbonatadas laminares o “en losa”. Estos aplanamientos enlazados con las sierras mediante glacis, son el resultado de las continuas fluctuaciones freáticas ligadas al inicio del establecimiento de la red fluvial cuaternaria.

La evolución fluvial más reciente ha producido el “vaciado” parcial de la cuenca, originando morfoestructuras tabulares, que ponen de manifiesto los materiales más resistentes del relleno terciario.

4.5.2. Conclusiones

El paisaje que actualmente observamos en la región, se corresponde con un paleorrelieve de tipo apalachiano parcialmente fosilizado por la sedimentación terciaria. Por eso, el testimonio más antiguo, el punto de partida de la historia evolutiva del paisaje de la Hoja lo constituye la línea de cumbres dibujada sobre los relieves cuarcíticos, obviamente previa a la génesis de los relieves residuales conformados sobre el sustrato paleozoico. Es un evento anterior al orógeno alpino, puesto que la fragmentación por él generada, corta y escalona dicha línea.

Las sierras cuarcíticas constituyen los relictos de un paisaje apalachiano cuyo diseño sigue el rumbo del plegamiento varisco, de forma que el modelado del zócalo se inicia con la erosión diferencial del mismo, a partir de un potente manto de alteración, posiblemente suma de varios perfiles. Conforme con el limitado registro estratigráfico, este relieve es, como mínimo, anterior al Mioceno superior. La correlación de los restos caoliníticos encontrados con datos del subsuelo, apuntan la existencia de un relieve similar ya en los albores del Triásico. Sin embargo, la característica alteración roja que domina en la región es testimonio de un evento erosivo mucho más reciente, contemporáneo con el registro sedimentario cenozoico presente en la zona. Puede que fuera al final del Plioceno, durante la última etapa del relleno sedimentario, cuando se produce el episodio de aplanamiento generalizado. El desarrollo de perfiles de alteración carbonatada de carácter edáfico y freático y su consecuente endurecimiento se tiene que originar desde ese instante hasta el comienzo de la degradación del relleno terciario con el inicio del

establecimiento de la red fluvial actual. Dicha etapa queda reflejada en el paisaje mediante costas carbonatadas laminares o en losa que definen esa superficie subestructural tan característica, la prolongación de la Mancha al interior del paleorrelieve apalachiano.

La instalación de la red fluvial del río Jabalón supone el inicio del exorreísmo y por tanto de la erosión de los sedimentos hasta entonces allí depositados. Así, las líneas de drenaje se encajan en la superficie generalizada de la Mancha, aquí representada por la cuenca del Jabalón, dando lugar, con el tiempo a un valle relativamente amplio y escasos escalones de terrazas. Sobre los primeros niveles se sigue observando desarrollo de costas laminares, lo que supone un testimonio de continuidad de las condiciones que dieron lugar a los procesos de encostamiento de las superficies subestructurales anteriormente citadas. De forma sincrónica, tienen lugar tenues modificaciones de la regularización de las laderas de los relieves paleozoicos realizada durante la elaboración de esas superficies. Los aluvionamientos de escasa potencia y el relleno de los valles de los tributarios de orden menor, constituyen los depósitos más recientes ligados a la evolución fluvial.

4.6. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL

Los fenómenos morfodinámicos presentes en la Hoja están centrados en la actividad intermitente y ocasionalmente intensa del río Jabalón y todos sus tributarios, si bien es verdad que con la regularización de su régimen aguas arriba, con los embalses de Mari Sánchez y La Jarilla. No obstante, hay que recordar muy especialmente por su proximidad, las inundaciones catastróficas originadas en la vecina Hoja de Valdepeñas, concretamente en esa población, en el otoño de 1986 como consecuencia de una crecida espectacular del Arroyo de la Veguilla durante el transcurso de una tormenta.

Es muy probable que la actividad antrópica como consecuencia del uso agrícola del territorio, de las modificaciones de los patrones de drenaje y, sobre todo, de la presión demográfica, a pesar de ser una región no excesivamente poblada, constituya el principal agente morfogenético actual.

5. PETROLOGÍA

En este capítulo se describen por una parte las características generales de las rocas volcánicas (cartografía, descripción macroscópica del afloramiento y de las facies, textura, composición mineralógica y petrogénesis) y por otra el metamorfismo regional, así como su relación con las fases de deformación.

5.1. ROCAS VOLCÁNICAS

Como se ha indicado, desde el punto de vista petrográfico pueden distinguirse, dentro de las rocas volcánicas dos grandes grupos: por un lado las rocas masivas y piroclásticas de caída y por otro las rocas piroclásticas de origen hidromagmático. Las diferencias entre este segundo grupo y el primero son, por una parte texturales y por otra composicionales, ya que, estas últimas, poseen, entre otras cosas, gran cantidad de fragmentos accidentales. Sin embargo, para

los fragmentos volcánicos las descripciones de las tipologías rocosas son, a grandes rasgos válidas para los tres grupos.

En general, todas las rocas son porfídicas, con fenocristales omnipresentes de olivino y normalmente también augita, minerales opacos, olivino y feldespatos o feldespatoides. Las diferencias entre unos tipos litológicos y otros radican fundamentalmente en la naturaleza o presencia de feldespatos y feldespatoides. No existen basanitas modales, es decir con plagioclasa y feldespatoide, aunque sí son frecuentes desde el punto de vista químico. Independientemente de cual sea la litología, todas las rocas pueden presentar frecuentes amígdalas llenas de carbonatos y en ocasiones de ceolitas.

5.1.1. Melilititas olivínicas (12c y 13c)

Petrográficamente pueden distinguirse dos grupos: melilititas olivínicas y melilititas olivínico-nefelínicas, según posean o no nefelina. Excepto por la presencia de este mineral, las características de ambos grupos son muy similares.

El fenocristal más frecuente y muchas veces el único es el olivino (Fo 82-89%), idiomórfico, o subidiomórfico, con frecuente alteración en los bordes a iddingsita, golbos de corrosión y, en ocasiones, extinción ondulante. La augita no está siempre como fenocristal; cuando lo hace es también con hábito idiomórfico o subidiomórfico, zonada, con borde más rico en titanio y núcleo a veces más rico en sodio (egiríntico) y más raramente y en la misma roca más rico en titanio como el borde.

La melilita, aparece como microfenocristal graduando su tamaño hasta el de la matriz. Suele presentarse en secciones idiomórficas, con formas tabulares e inclusiones que le dan la característica estructura en estaca, y más raramente en secciones basales octogonales. Con frecuencia aparece alterada a productos de color amarillento. Composicionalmente se trata de akermanita: 52-59%; ferroakermanita: 1-8%; gehlenita: 0-6%; y nammelilita 30-40% (IBARROLA y BRANDLE, 1974).

La matriz está compuesta por melilita, augita, opacos, olivino y en la mayor parte de los casos nefelina. Esta última ocupa posiciones intersticiales, con tendencia a dar secciones cuadrangulares, y más raramente en placas grandes alotriomórficas que engloban poiquiliticamente al resto de los minerales. Su mayor tamaño lo adquieren cuando cristalizan en cavidades donde se asocian a apatito, ocasionalmente biotita y más raramente carbonatos primarios. Composicionalmente poseen elevados contenidos de kalsilita (20-25%).

El apatito es un mineral accesorio bastante frecuente, la biotita rara, pero ambos comunes también en los otros grupos de rocas. La perouskita se presenta en pequeños cristales idiomórficos o subidiomórficos, siendo un accesoario característico y exclusivo de este tipo de rocas.

5.1.2. Nefelinitas olivínicas y limburgitas (12b y 13b)

Las nefelinitas olivínicas, son en general rocas holocrystalinas porfídicas. Los fenocristales son de olivino y augita, en proporciones relativas variables, y más raramente de olivino solo. Las caracte-

rísticas de ambos: hábito, alteración, zonado, etc., son similares a las descritas para los otros grupos. En la matriz, además de augita, opacos y olivino, aparece nefelina, normalmente intersticial y con secciones cuadrangulares o bien en placas, a veces, de gran tamaño, que engloban poiquiliticamente al resto de las fases minerales. La biotita aparece como mineral accesorio con frecuencia, el apatito prácticamente siempre.

Las limburgitas son rocas en las que no aparece ningún feldespato ni feldespatoide y en su lugar suele aparecer vidrio, aunque a veces sea escaso. Las limburgitas pueden ser el equivalente hipocristalino de cualquiera de los otros tipos rocosos, pero corresponden en su mayoría a nefelinitas olivínicas (ANCOCHEA, 1983).

Por el resto, son rocas similares a las demás, con fenocristales de olivino y augita, a veces con tendencias picroíticas, normalmente con más olivino que augita, pero en ocasiones en similares proporciones o incluso dominando el piroxeno. Como accesorio esporádico aparece biotita.

5.1.3. Basaltos y basanitas (12a y 13a)

Petrográficamente son casi siempre basaltos olivínico-augíticos y en algún caso solo olivínicos. Los fenocristales de olivino son idiomórficos o subidiomórficos, a veces con gollos de corrosión, y frecuentemente con el borde alterado a iddingsita, alteración que llega a ser total en los cristales más pequeños. La augita, también idiomórfica o subidiomórfica, está zonada, en general, con un borde más rico en titanio.

La matriz está constituida por augita, opacos, olivino en menor proporción y plagioclasa (labradorita-andesina). Esta suele presentarse como microlitos no muy abundantes y con tendencia a la orientación fluidal, en algún caso aparece intersticial, englobando al resto de los minerales de la matriz. El mineral accesorio más frecuente es el apatito y solo ocasionalmente biotita.

5.1.4. Depósitos hidromagnéticos (14)

Petrográficamente son tobas poligénicas líticas o lítico-cristalinas, de granulometría muy variable, siendo en general muy heterométricas, tienen a veces laminaciones visibles y grano-selección marcada. Están formadas por fragmentos de muy distinto tamaño y naturaleza, que pueden dividirse en dos grandes grupos: volcánicos y no volcánicos. El cemento suele estar constituido por una ceniza muy fina más o menos argilitizada y carbonatada.

Los fragmentos no volcánicos, claramente accidentales, suelen ser de composición parecida para cada volcán, pero pueden ser muy distintos de uno a otro edificio. Reflejan el nivel donde tiene lugar la explosión hidromagnética, que lógicamente en esta región será la mayor parte de las veces entre materiales paleozoicos o precámbricos. De ahí que la naturaleza de estos fragmentos sea, en la mayor parte de los casos, cuarcítica o pizarrosa con muy bajo grado de metamorfismo, aunque también hay que mencionar la presencia de rocas carbonatadas, posiblemente de la cobertura terciaria.

Son también comunes, dentro de los fragmentos no volcánicos los de rocas ultramáficas: normalmente peridotitas con espinela y en ocasiones con anfíbol. El caso más espectacular en este

sentido, es el de los depósitos del *maar* de la Nava, en el extremo nord-occidental de la hoja, donde son extraordinariamente frecuentes y grandes.

Es habitual que los fragmentos no volcánicos estén rodeados por una pátina de vidrio volcánico o incluso por un pequeño espesor de rocas volcánicas hipocristalinas que ha quedado adherida a ellos durante la erupción.

La proporción relativa entre fragmentos volcánicos y no volcánicos es muy variable, en general los no volcánicos suelen ser muy frecuentes, normalmente los más abundantes, pudiendo llegar a ser casi los exclusivos. El segundo constituyente importante de estos depósitos son los fragmentos volcánicos. Estos pueden ser rocas volcánicas holocristalinas, cuyo origen más probable es que se trate de fragmentos accidentales igual que los no volcánicos; su presencia no es usual. Los fragmentos volcánicos más frecuentes suelen ser los porfídicos con matriz vítreo, o los totalmente vítreos. Son mucho más raros los porfídicos con matriz hipocristalina. En general son siempre angulosos o muy angulosos.

Composicionalmente la mayoría suelen ser limburgitas, en las que en una matriz vítreo únicamente aparecen fenocristales de olivino o de olivino y augita, en general idiomórficos y análogos en sus características a los descritos en los otros grupos rocosos.

Por disminución del tamaño podemos pasar a fragmentos cristalinos normalmente de cuarzo, si procede de la fragmentación intensiva de una roca no volcánica, y de olivino o de augita si son cristales volcánicos. Tanto si son de una composición como de otra, están en muchos casos envueltos por una película vítreo. En ocasiones aparecen también anfíboles que sin embargo no existen en las rocas volcánicas masivas. Esporádicamente existe lapilli acrecional, nucleado tanto sobre fragmentos volcánicos, como no volcánicos.

5.1.5. Geoquímica y petrogénesis

Existen 17 análisis de rocas volcánicas de esta hoja. Son todas rocas subsaturadas, con olivino y nefelina normativos. Su clasificación química se ha efectuado siguiendo los siguientes criterios normativos (ANCOCHEA, 1983):

- Basalto olivínico alcalino (AOB): con albata normativa y con nefelina menor del 5%.
- Basanita (Bsn): con contenidos en albata y nefelina normativas superiores ambas al 5%.
- Nefelinita olivínica (NO): con albata normativa menor del 5% y nefelina mayor del 5%.
- Melilitita olivínica (M0): con larnita normativa.

Los análisis reflejan en proporción las litologías existentes en la hoja: 47% de basanitas, 29% de basaltos, 18% de nefelinitas y 6% de melilititas olivínicas.

El contenido en SiO_2 está en el rango de los más elevados dentro de la región, entre un 39% y un 48%. En la Figura 4 puede apreciarse la variación de distintos elementos en función del MgO . Una de las muestras corresponde a una roca con acumulación de cristales máficos (olivino

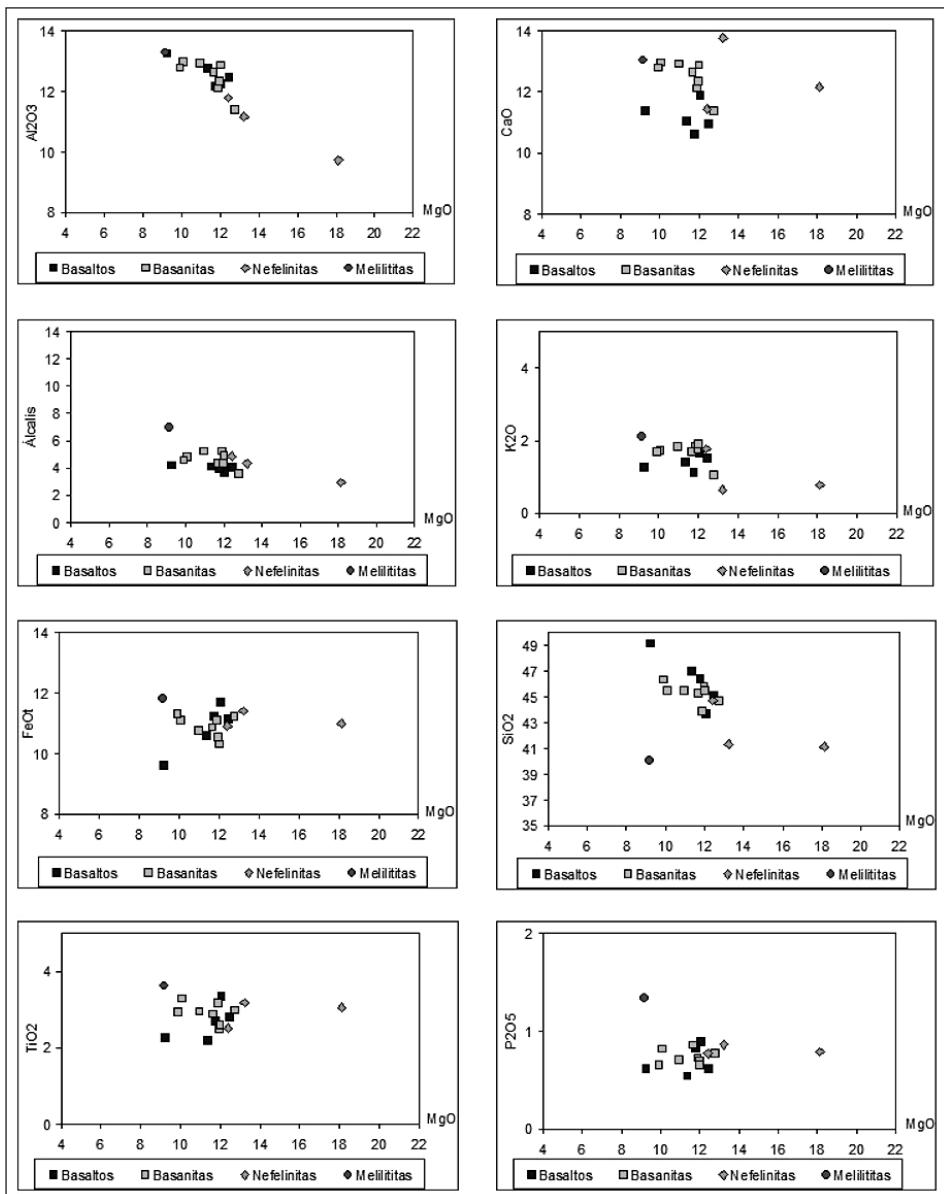


Fig. 4.– Diagramas de valoración binaria de MgO frente a otros componentes.

y clinopiroxeno) por lo que posee un contenido muy superior al resto en MgO (>17%), Ni y Cr (493 y 950 ppm, respectivamente). En general puede apreciarse que al pasar de un tipo rocoso

a otro no existen grandes variaciones composicionales, únicamente el Al_2O_3 crece claramente con la disminución del MgO.

Los contenidos en Ni, entre 150 y 325 ppm, indican que la mayor parte de las rocas poseen características de magmas próximos a primarios, es decir, que se han formado por fusión parcial del manto superior sin experimentar procesos importantes de diferenciación.

Las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son relativamente homogéneas (a excepción de las leucititas olivínicas que no afloran en esta hoja) y oscilan entre 0,7033 para las primeras (ANCOCHEA y DEL MORO, 1981), 0,512849 a 0,512914, para las segundas (CEBRIÁ y LÓPEZ RUIZ, 1995) y son características de una fuente mantélica de tipo HIMU. El $^{18}\text{O} +5,76$ a $+6,13$ es también muy similar en todos los tipos rocosos (CEBRIÁ, 1992).

El grado de fusión parcial calculado a partir del contenido en fósforo (suponiendo que se comporta como elemento totalmente incompatible), varía de 3,5% a 5,5 para las melilititas olivínicas, del 5,6% al 7,1% para las nefelinitas olivínicas, del 6,9% para la basanita y del 9,5% para el basalto (ANCOCHEA, 1982). Para otros modelos los valores varían desde un 5% a un 18% (CEBRIÁ, 1992), pero sigue manteniéndose el orden relativo de grado de fusión parcial: melilititas menor grado, a continuación nefelinitas, luego basanitas y finalmente basaltos. Un modelo de fusión parcial de una única fuente de peridotita granatífera enriquecida en elementos incompatibles (posiblemente con flogopita) permite explicar las características geoquímicas de los distintos grupos de rocas. El paso de melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas, basaltos olivínicos alcalinos, podría asimismo reflejar una disminución de la profundidad de generación (ANCOCHEA, 1983).

5.2. METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales paleozoicos aflorantes en la hoja de Moral de Calatrava están afectados por un metamorfismo regional varisco de grado bajo o muy bajo, encontrándose en las rocas metapelíticas asociaciones minerales con cuarzo-biotita-clorita-moscovita/sericita, plagioclasa albítica y opacos y detectándose en algunos casos proporciones accesorias de carbonatos. La moscovita, clorita y biotita pueden constituir microfenoblastos o formar parte de los agregados policristalinos orientados que definen la esquistosidad. En algunas pizarras se observa una fuerte oxidación.

En las meta-areniscas se encuentran asociaciones minerales como cuarzo, plagioclasa, moscovita, clorita y biotita. La plagioclasa y el cuarzo son principalmente de carácter detritico, aunque también parte de la moscovita, la clorita y en ocasiones la biotita pueden también ser de origen detritico. Como minerales accesarios se pueden encontrar circón y turmalina detriticos, apareciendo ocasionalmente rutilo.

En algunas rocas de bajo grado pueden observarse bioturbaciones y restos fósiles, los cuales pueden ser de composición carbonatada. La biotita detritica suele estar cloritzada.

Las texturas de estos materiales varían entre lepidoblásticas a granoblásticas esquistosadas variablemente definidas.

En los materiales carbonatados (Caliza Urbana), las transformaciones asociables al metamorfismo regional son muy débiles, y solo se manifiestan como recristalizaciones del carbonato, sin apreciarse ninguna neoformación mineral significativa. En alguna de las calizas estudiadas se observa la presencia de restos fósiles, lo que evidencia la escasa importancia de las transformaciones producidas por la tectónica y el metamorfismo varisco.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Prehercínico

En el entorno próximo (ver Hoja contigua de Puertollano) afloran materiales Precámbrico-Cárnicos, correspondientes a los Alogrupos Domo Extremeño e Ibor (SANTAMARÍA, 1985); la enorme extensión regional que ocupan, así como sus características (facies, potencia, continuidad de afloramiento, basculamientos locales y vulcanismo asociado) se puede explicar en un contexto de tectónica extensional que habría adelgazado la corteza y que pudo haber incluido movimientos transcurrentes (VIDAL *et al.*, 1994 b).

Los citados alogrupos están afectados por una tectogénesis fini-Cadomiense, de la Orogenia Panafricana, evidenciada por: a) Una sedimentación de tipo "flysch" relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo o cuena de antepaís (QUESADA *et al.*, 1991); b) Las discordancias Oretánica y 2 (descritas en el apartado 3.2.1.) y c) Una estructuración, posterior a la Discordancia Oretánica, provocada por la reactivación de la tectónica extensional mencionada.

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente, se produce la transgresión postcámbrica. GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el hiperciclo postcámbrico de la ZCI, en dos grandes unidades: la primera que va desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Inferior (que incluye tres megasecuencias de materiales preorogénicos y sinorogénicos tempranos) y la segunda que comprende al Carbonífero Medio y Superior (es una megasecuencia de materiales postorogénicos).

En esta zona se evidencian, dos megasecuencias (preorogénicas) de la primera unidad, que corresponden a la Ordovícica (completa) y a la Silúrico-Devónica (incompleta).

En la megasecuencia ordovícica (Hunneberg-Ashgill) se podrían diferenciar, de acuerdo con PORTERO y DABRIO (1988), seis unidades tectosedimentarias (UTS). Las dos UTS basales reflejan, por una parte, el control ejercido por el paleorrelieve (sedimentación fluviomarina) y por otra la constancia de facies de la C. Armoricana (plataforma sublitoral) con un marcado carácter transgresivo en un margen de cuena extensivo. Las UTS tres, cuatro, cinco y seis tienen un carácter homogéneo y repetitivo, caracterizado por la acreción vertical y la progradación de ambientes someros, que son respuesta a procesos de extensión con vulcanismo asociado.

En la megasecuencia Silúrico-Devónica se pueden diferenciar de acuerdo con los citados autores y a escala regional, dos UTS, si bien en el área de estudio solo aflora la inferior e incompleta (Pizarras Chavera). Esta UTS basal (siete) está relacionada con la erosión de la plataforma ordovícica (discordancia), bien por emersión ligada a la Fase Tacónica o bien por un descenso

relativo del nivel del mar (glaciación) relacionado con una etapa de extensión cortical, con fracturación y vulcanismo asociados.

Como fácilmente se puede deducir del análisis sedimentológico de los materiales ordovícicos, la tectónica extensional, a que hacíamos referencia en el párrafo tres de este apartado, fue activa como mínimo hasta el Silúrico Inferior y explicaría la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico Inferior así como los cambios de potencia y facies de esas series (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992).

Hercínico

Los materiales hasta aquí depositados (y conservados), tanto precámbrios como paleozoicos, son deformados durante la orogenia hercínica o varisca. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo.

Las características de la primera fase se han descrito en los apartados 3.3.1. y 3.3.2. del capítulo de tectónica. Durante su desarrollo la región sufre un fuerte acortamiento NNE-SSO. El metamorfismo relacionado con ella es de bajo grado (zona de la clorita).

La Fase dos no aflora con claridad en la zona de estudio (ver apartado 3.3.2.2.) aunque si lo hace en zonas próximas. Lleva asociadas estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo y se enmarca en una etapa extensional posterior a la fase anterior (MATAS *et al.* 2009). La zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide está relacionada con la Fase 2 de este sector, y es sin-postcinemática respecto al emplazamiento del granito de Santa Elena (319 ± 5 Ma, MONTERO *et al.*, en prep.), y anterior al granito de La Haba (314.2 ± 1.9 Ma, CARRACEDO *et al.*, 2009) y a la fase 4 (esta última la pliega); por tanto se desarrollaría alrededor del Namuriense superior).

La tercera fase, homoaxial de la primera, tampoco se observa aquí con claridad. Podrían asociarse a ella algunas fracturas de longitud plurikilométrica.

La cuarta fase de deformación responde a un acortamiento E-O (ortogonal a la primera fase) que genera figuras de interferencia del tipo "domos y cubetas" así como una resaltable fracturación. El clivaje de fractura asociado a esta etapa, de dirección norteada, no presenta ningún tipo de blastesis mineral.

Alpino

Fuera del ámbito de la Hoja, los afloramientos triásicos y jurásicos más cercanos se sitúan al noreste y este del Campo de Calatrava, en la zona de Manzanares-Alcázar de San Juan y en el Campo de Montiel. El Cretácico aflora ampliamente al este, en esa última comarca, aunque algunos retazos pueden aparecer en el borde occidental de la hoja de Llanos del Caudillo. Por información de subsuelo, geofísica y sondeos, se sabe que las areniscas triásicas llegan hasta las proximidades de Daimiel. En esta hoja, existen dudas sobre la estimación, como testimonio precenozoico (¿Cretácico?) por su carácter siderolítico, con facies tipo Utrillas, de los afloramientos que contienen el indicio minero del Chorrillo, adosados a una ladera y en posición morfoestructural.

tural controvertida, que se localizan pero sin representación cartográfica, en el vértice nororiental de esta Hoja (ver Informe Sedimentológico).

En cualquier caso, el testimonio más importante de la historia mesozoica de la comarca está determinado por su propia orografía, puesto que esta se define en su volumen principal a partir de un paleorrelieve *apalachiano* o *pseudoapalachiano* desarrollado sobre los materiales paleozoicos. La antigüedad del mismo es indudable ya que su prolongación hacia el este es fosilizada por el propio Trías en Alcaraz (NOZAL, 2015). Si se considera el registro estratigráfico mesozoico más próximo (hojas de Almagro, Manzanares, Alhambra e Infantes), la historia geológica de la zona durante esta etapa puede resumirse regionalmente de la siguiente forma:

Durante los tiempos permotriásicos se reactivan las fracturas tardihercínicas en régimen distensivo, originando fosas que comienzan a llenarse por depósitos de abanicos aluviales y fluviales (facies Buntsanstein). Esta sedimentación continental evoluciona rápidamente a facies transicionales, representadas por los depósitos inter-supramareales de las facies Muschelkalk y por los depósitos de *sebkhas* litorales de las facies Keuper. Esta invasión marina relacionada probablemente con procesos de estiramiento cortical, continúa durante el Jurásico inferior, instalándose en la región una plataforma somera carbonatada, cuyos depósitos evolucionan a facies de "lagoon". No se tienen datos de la sedimentación durante el Lías superior, Dogger y Malm. Como consecuencia de los movimientos neokimméricos y áustricos se produce el desmantelamiento parcial del Jurásico en los bloques elevados, apareciendo los depósitos continentales y/o transicionales de la Formación Utrillas sobre los carbonatos del Lías inferior. Durante el Cretácico superior se instala en la región una plataforma somera carbonatada con esporádico desarrollo de "patches" arrecifales de rudistas.

Desde el Cretácico superior hasta el Mioceno superior no se observa registro sedimentario en toda la región, lo que impide establecer de forma precisa la repercusión de las fases alpinas principales. Dichas fases se sitúan en el Oligoceno superior, límite Mioceno inferior-medio y base del Mioceno superior para la submeseta meridional, sistema ibérico y prebético (PORTERO *et al.*, 1989). Las dos primeras, Castellana y Neocastellana, deben ser las causantes de las principales estructuras de plegamiento y fracturas reconocibles en el Triásico y Jurásico de la región, en las que juega un importante papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo. Durante la tercera fase se reactivan fallas profundas con direcciones E-O a NE-SO y las submeridianas, responsables de la individualización de numerosas cuencas de sedimentación continental, llenas a lo largo del Mioceno superior y sobre todo del Plioceno que son el testimonio más completo disponible.

Durante el Paleógeno y Mioceno inferior-medio la región se vio sometida a intensos procesos de alteración química importante, con desarrollo notable de suelos rojos, que se ponen de manifiesto en los bordes de los relieves residuales. Esta alteración de los materiales pizarrosos paleozoicos, impuesta sobre perfiles previos, debió alcanzar solo varias decenas de metros de profundidad, de manera que aún se observan contenidos relativamente altos de caolinita en los niveles más bajos.

El registro de origen fluvial de Valdelobos y del Ojailén al suroeste de Puertollano es una incógnita pero debe ser previo al desarrollo de la cuenca de Argamasilla (Mioceno?/Paleógeno?), por su posición morfoestratigráfica y por la aparente ausencia de material volcánico intercalado. Tales depósitos, interpretados como un sistema fluvial de baja sinuosidad y mucha energía, con canales amplios y someros, son sin duda el testimonio de un pasado cenozoico previo al contexto paleogeográfico que caracterizó el Neógeno terminal.

El orógeno alpino define durante el Neógeno en la Mancha un surco subsidente al que se asocian, en el Campo de Calatrava, pequeñas cubetas de origen extensional. Entre ellas la de Argamasilla. Se trata de una compartimentación en el basamento según desgarres NNO-SSE, ENE-OSO y E-O que interfieren en con las directrices del paleorrelieve de carácter apalachiano del macizo antiguo. Simultáneamente y en relación con ese mismo patrón de fractura, se desarrolla un episodio volcánico generalizado de tipo estromboliano y carácter alcalino y ultraalcalino a través de numerosos centros de emisión y sobre una superficie de 7.200 km² (el 25% en esta hoja). La interacción de las erupciones con los acuíferos y con las aguas superficiales dieron lugar a explosiones hidroclásticas, estas más del 50% del total de las emisiones, con una gran profusión de materiales piroclásticos (de oleada o caída) intercalados en el registro sedimentario de origen fluvial o lacustre de esta época. Muchos conos de piroclastos quedaron enterrados total o parcialmente por dicho registro. Las primeras manifestaciones de este volcanismo se detectan en el Mioceno superior (8,6 a 6,4 Ma) de forma puntual (Morrón de Villamayor), en generalizándose en el Plioceno y el Pleistoceno (4,5 a 0,7 Ma). Esta etapa volcánica se asocia a una falla transformante situada entre la cordillera Bética y la Meseta (DOBLAS *et al.*, 1994), con un modelo extensional asociado a un "rifting" (LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1993), o con flexuras litosféricas que involucran al Manto, también consecuencia del erógeno Bético (RINCÓN y VEGAS, 1996). Se trata de una prolongación de esfuerzos transmitidos desde las Béticas hacia el antepaís que en su atenuación produce una etapa distensiva que origina el ascenso magmático y la subsidencia sedimentaria.

Ya se ha comentado que el registro sedimentario finineógeno y de origen exógeno estudiado, se emplaza sobre un paleorrelieve diferencial, al que rellena parcialmente, pero sobre todo en ciertas zonas de carácter subsidente ahondamientos sustanciales determinados por la tectónica frágil alpina. Se considera de edad pliocena, entre otros argumentos, por la interestratificación de los materiales volcánicos del Campo de Calatrava que han sido datados radiométricamente como -8.7 (+/- 0.9) m.a./-6.4 (+/- 0.2) m.a. el más antiguo y entre -3.7 (+/- 0.7) m.a./-1.75 (+/- 0.4) m.a. el periodo de actividad principal, que duró hasta el Plioceno inferior (ANCOCHEA, 1983; BONADONNA y VILLA, 1984).

El registro, de naturaleza fundamentalmente fluvial, evoluciona hacia el agotamiento sedimentario del surco de sedimentación desarrollado sobre el valle del Jabalón y sus prolongaciones hacia el sur. Debió existir una paleogeografía fluvial de cauces episódicos y carácter efímero y con baja sinuosidad en una llanura emergida donde los procesos edáficos tuvieron un desarrollo importante. Irregularmente repartidas existieron ambientes lacustres aislados, fundamentalmente los circunscritos a las charcas generadas por las explosiones hidromagmáticas, muy frecuentes en la mitad occidental entre las localidades de Granátula, Aldea del Rey y Calzada de Calatrava, todas ellas con pequeñas zonas litorales de tipo palustre y sujetas a emersiones esporádicas con exposición subaérea y alteración edáfica como consecuencia de ascensos/descensos estacionales de los niveles freáticos. La paleogeografía indicada coexistiendo con una incesante actividad volcánica, señalada en el registro estratigráfico, de los centros de emisión cercanos más importantes: cerros Columba, Cabezuelo, de las Cuevas, Cuevas negras, La Cornudilla, El Cortijillo, Cabeza Encinar o cráteres de Cervera, La Nava y Granátula. Además de los materiales de proyección aérea en torno a los centros de emisión y sus frecuentes coladas de lavas, es especialmente notorio el material volcanosedimentario procedente de explosiones hidromagmáticas.

El final del relleno sedimentario está marcado por un episodio de aplanamiento generalizado, ligado al desarrollo de perfiles de alteración carbonatada de carácter freático. Se originan costras carbonatadas laminationes, que representan el comienzo de la degradación del relleno terciario con el inicio del establecimiento de la red fluvial cuaternaria (o la etapa previa al exorreísmo).

De manera que con la disección fluvial se produce la degradación parcial de las cuencas, generándose los depósitos más recientes de la hoja: coluviones, terrazas, abanicos aluviales, glacis, fondos de valle y aluviones. Cabe destacar el bajo número de terrazas originadas por el río Jabalón y su escasa potencia.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minería metálica

Los indicios mineros metálicos son muy escasos en el ámbito de esta Hoja. Solo se conoce uno de Manganeso situado en la esquina NO del mapa, junto al Río Jabalón, conocido como "Los Pozos de las Minas". Se trata de una serie de pocitos y catas excavados en los materiales terciarios de la denominada "Fosa del Chorrillo". La mineralización está constituida esencialmente por pirolusita, que se presenta en forma de costras e impregnaciones, en areniscas del terciario. Actualmente estas labores están prácticamente desmanteladas.

7.1.2. Rocas y minerales industriales

Existen muy pocas explotaciones de rocas industriales en la Hoja de Moral de Calatrava. Las más significativas son las de áridos, realizadas en el volcán de Cerro Columba, en las que se han extraído los piroclastos basálticos para base de carreteras en la construcción de la cercana presa del Jabalón (Tabla 1).

Explotación	Término Municipal	Sustancia explotada	Coordenadas UTM		Situación productiva
			X	Y	
Los Pozos de Minas	Aldea del Rey	Mn	429750	4294600	Abandonada
Cerro Mirabueno	Calzada de Calatrava	Áridos	433250	4284900	Abandonada
Cerro Columba	Granátula de Calatrava y Calzada de Calatrava	Áridos	433400	4290400	Abandonada

Tabla 1.– Explotaciones de rocas y minerales industriales de la Hoja de Moral de Calatrava.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

La hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas de 400 mm y 600 mm. La temperatura media anual es de unos 14°C y, la evapotranspiración potencial (ETP) anual es de 785 mm.

Los datos están referidos a la estación meteorológica existente en Calzada de Calatrava que dispone de los siguientes datos climáticos:

Datos generales de estación meteorológica								
Nombre	Clave	Provincia	Tipo		Altitud	Latitud	Longitud	Orientación
CALZADA DE CALATRAVA 'COOPER'	4155A	Ciudad Real	ESTACIÓN TERMO-PLUVIOMÉTRICA		645	38°42'	03°46'	O

Años útiles									
Nombre	Clave	Provincia	Años Precipitación	Año inicio	Año fin	Años Temperatura	Año inicio	Año fin	
CALZADA DE CALATRAVA 'COOPER'	4155A	Ciudad Real	43	1961	2003	43	1961	2003	

Clasificación climática de Papadakis							
Nombre	Clave	Tipo de Invierno	Tipo de Verano	Régimen de Humedad	Régimen Térmico	Clasificación	
CALZADA DE CALATRAVA 'COOPER'	4155A	Avena	Maíz	Mediterráneo Seco	Pampeano	Mediterráneo templado fresco	

ETP anual (Thornthwaite)												
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
9	13,4	28,3	41,8	79,2	121,5	160,6	146,7	98,3	54	21,1	10,3	784,2

Pluviometría media mensual (mm)												
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
40,2	44,3	31,2	44,3	38,9	23,1	9,3	8,2	25,4	48,6	52,6	50,2	416,2

Temperaturas medias mensuales (°C)													
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual	
4,9	6,5	9,3	11,5	16,3	21,5	25,6	25,2	21	14,8	8,7	5,5	14,2	

7.2.2. Hidrología superficial

Excepto una mínima parte de la esquina suroeste, localizada en la Cuenca Hidrográfica del Guadalquivir, la hoja se encuentra ubicada, prácticamente en su totalidad, dentro de la Cuenca Hidrográfica del Guadiana. La Cuenca Hidrográfica del Guadiana se corresponde con la Cuenca Alta o de Cabecera de este río. Los cauces más importantes son el río Jabalón, el río de la Rambla de Santa Cruz de Mudela y el arroyo de Sequillo, siendo los dos últimos afluentes por la margen izquierda del primero. La regulación de este río se realiza por el embalse de la Vega del Jabalón, que se encuentra localizado dentro de esta hoja, y que tiene una capacidad de 33,5 hm³.

7.2.3. Características hidrogeológicas

La mayoría de las captaciones de agua existentes (Tabla 2) están relacionadas con materiales sedimentarios, neógenos detríticos, que tienen permeabilidad primaria por porosidad intergranular, o con materiales paleozoicos, correspondientes a cuarcitas fracturadas y fisuradas, que conforman acuíferos aislados con permeabilidad secundaria por fracturación.

CÓDIGO IGME	TIPO	COTA	CAUDAL (L/s)	PROF.	ACUÍFERO
1932.1.0018	Manantial	640	2,89	—	Aislado
1932.5.0012	Sondeo	651	4,61	30	Aislado
1932.5.0014	Pozo	660	—	26	Aislado
1932.5.0036	Sondeo	650	8	120	Aislado

Tabla 2.– Principales puntos de agua de la hoja de Moral de Calatrava.

El tramo intermedio de la cuenca del Jabalón conforma un acuífero, terciario multicapa, constituido en su base por gravas y arenas, y en la parte superior por limos y arcillas, culminando con costras calcáreas. El espesor máximo es de 200 metros. Igualmente se localizan materiales volcánicos pliocuaternarios que sitúan sobre los anteriores y que se corresponden con emisiones estrombolianas, con episodios hidroclásticos y freatomagnéticos. La descarga del acuífero se produce hacia el embalse de la Vega del Jabalón con flujos profundos de direcciones NE-SO y E-O. Las entradas, procedentes de la infiltración del agua de lluvia, se estiman en 5,4 hm³/a y las salidas tienen unos de valores de 3,5 hm³/a para extracciones por bombeos y de 1,9 hm³/a para aportes laterales ocultos al embalse (ROLANDI SÁNCHEZ et al., 2001).

Las facies hidroquímicas de las aguas son bicarbonatada/bicarbonatada-clorurada, cárbonato-cálcico-magnésica.

El inventario de puntos de agua del IGME (Base de Datos Aguas XXI), para este acuífero, ofrece la siguiente información: los 4 manantiales inventariados aportan caudales del orden de 0,03 a 3 l/s. Los pozos tienen profundidades comprendidas entre los 3 y 25 metros, aportando caudales que oscilan entre 0,1 y 6 l/s. Hay inventariados un total de 12 sondeos con profundidades comprendidas entre 30 y 85 metros, y aportan caudales del orden de 2 a 40 l/s. La piezometría en las costras calcáreas se sitúa entre los 14 y 18 metros de profundidad. En el aluvial del río Jabalón los niveles se sitúan entre 1 y 4 metros.

En 2001 un sondeo de 142 metros de profundidad, perforado en este acuífero, localizado en Granátula de Calatrava, explotado por Agrícola Bolaños, S.A. con un caudal de 15 l/s, comenzó a ser surgente elevando una columna de 60 metros de altura de agua más dióxido de carbono de origen volcánico, con altos contenidos de hierro y manganeso.

Otro acuífero de importancia es el que conforman los materiales detríticos pliocenos de la cuenca del arroyo de Sequillo y los cuaternarios ligados a su aluvial que ocupan gran parte de mitad oeste-suroeste de la hoja.

El inventario de puntos de agua del IGME (Base de Datos Aguas XXI), para este acuífero, ofrece la siguiente información: los 2 manantiales inventariados aportan caudales del orden de 0,03 l/s. Los pozos tienen profundidades comprendidas entre los 5 y 25 metros, aportando caudales que oscilan entre 4 y 10 l/s. Hay inventariados un total de 11 sondeos de los cuales solo 2 sobrepasan los 100 metros (120 m), el resto tienen profundidades comprendidas entre 50 y 82 metros, y aportan caudales del orden de 5 a 30 l/s. La piezometría en la zona norte se sitúa entre los 7 y 12 metros de profundidad, en la zona central este entre los 3 y 8 metros, y en la zona central oeste y la zona sur entre 9 y 25 metros.

No existen datos sobre la explotación de sondeos realizados en materiales paleozoicos.

8. PATRIMONIO GEOLÓGICO

En este epígrafe se deja constancia de los lugares de interés geológico, que intentan reflejar algunos aspectos de la evolución geológica y la geodiversidad de esta Hoja. Forman parte de la continuación del Inventario Nacional de Lugares de Interés Geológico, realizado por el IGME desde 1978.

Los objetivos de este proyecto son:

- Conocimiento del patrimonio geológico en España.
- Creación de archivos de documentación.
- Sistematizar y aprovechar la cantidad de información obtenida en la realización del MAGNA y en otras actividades geológicas.
- Proporcionar material didáctico para la enseñanza.
- Fomentar la investigación de enclaves de material geológico, lo que conlleva un mayor conocimiento de la Naturaleza.

- Elevar nuestro prestigio entre países de vanguardia en investigación y conservación de la Naturaleza (ELÍZAGA, E., 1978).

Uno de los fines de la realización de este inventario es el establecimiento de una red de LIG susceptibles de formar itinerarios que permitan reconocer las características de cada región geológica.

8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS LIG

Se han seleccionado en la Hoja un total de ocho lugares de interés geológico o LIG, que son representativos de la geodiversidad que esta presenta.

Los LIG seleccionados muestran rocas y procesos geológicos de alto valor regional y local, que son ejemplos excepcionales del vulcanismo neógeno de Campo de Calatrava.

El contenido de estos LIG se encuadra en disciplinas cuya utilización recomendada es de carácter científico y divulgativo.

8.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS DE SELECCIÓN

La selección de los LIG se ha realizado de acuerdo con las directrices indicadas por el IGME y mediante el método de consulta a expertos.

Evidentemente, los criterios de selección están condicionados por la realidad geológica y los límites geográficos de esta Hoja. Una de las singularidades de la Hoja es la presencia de rocas y edificios de origen volcánico, tanto de tipo efusivo como freatomagnético, que son característicos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava.

LIG nº 1. Hervideros de CO₂ del río Jabalón. Este LIG reúne una serie de manantiales de aguas ferruginosas y carbónicas con hervideros de CO₂, que están alineados a favor de una fractura por la que discurre el río Jabalón. El interés principal es de tipo hidrogeológico y como interés secundario destaca el tipo tectónico.

LIG nº 2. *Maar* plioceno de la Nava. Este LIG es un cráter de tipo freatomagnético sobre sustrato paleozoico que tiene una laguna interior que ha sido desecada históricamente. El borde Sur presenta paredes rocosas cubiertas de pedrizas. Hacia el norte tiene un anillo piroclástico bien desarrollado, con enclaves de piroxenita (ya en la hoja 1:50.000 de Ciudad Real), con magníficos puntos de observación. El interés principal es de tipo geomorfológico y el secundario es de tipo petrológico.

LIG nº 3. Volcanes pliocenos de Cuevas Negras y la Cornudilla. Este LIG es un conjunto volcánico emplazado sobre el basamento de la Sierra de Granátula, con coladas hacia ambos lados de su periferia. La Cornudilla da lugar a una aguja o neck algo difuso, que está degradada por la erosión. Es notable la colada que fluyó hacia el río Jabalón y que hoy en día queda como una plataforma rocosa conocida como Los Negrizales que, en forma de abanico de unos 3 km de longitud, domina el embalse La Vega, a techo de la cuenca de Moral. Cuevas Negras conserva

restos de una depresión de tipo cráter y el cono de piroclastos. El interés principal es de tipo geomorfológico y el secundario de tipo petrológico.

LIG nº 4. Volcán de Cerro Gordo y *maar* de La Sima. El LIG comprende el centro de emisión estromboliano de Cerro Gordo, en el que la actividad hidromagmática que formó el *maar* de La Sima es posterior. El resultado es un cono de piroclastos desarrollado sobre Paleozoico con pequeñas coladas de lava en sus laderas. Ha quedado cortado lateralmente por el cráter freatomagmático de La Sima, que está colmatado de sedimentos lacustres que originan un fondo plano. El anillo de piroclastos del *maar* se desarrolla hacia el Este y Noroeste. El interés principal es de tipo geomorfológico y los secundarios son de tipo petrológico y estratigráfico.

LIG nº 5. Paleosismitas en el anillo piroclástico del Pleistoceno del *maar* de Granátula. Observación puntual en la trinchera de un camino rural sobre el anillo de tobas del *maar*. Presencia de paleosismitas con estructuras de tipo "fault graded beds" y de licuefacción en el registro vulcanosedimentario del anillo. Además, este se localiza entre dos episodios de costras carbonatadas, que tienen relación con la superficie subestructural de la cuenca. El interés principal es de tipo estratigráfico y el secundario es de tipo tectónico.

LIG nº 6. Volcán Columba y *maar* de Vegas de Castellanos. El LIG comprende uno de los volcanes con más extensión y más representativo del Campo de Calatrava. Este edificio de tipo estromboliano tiene un cono formado por la acumulación de bombas y escorias basálticas, más o menos soldadas, cuya estructura todavía puede observarse en las canteras existentes en su ladera oeste, que está en fase de restauración. El Columba presenta su ladera meridional parcialmente cubierta por depósitos hidromagmáticos con carbonatos en su parte superior. Estos depósitos son el testimonio de una explosión producida en su margen occidental de la que tan solo se conserva un excepcional registro sedimentario del interior del cráter, de 3 km de diámetro. El interés principal es de tipo estratigráfico y entre los secundarios destacan los de tipo petrológico y geomorfológico.

LIG nº 7. Fallas lístricas cuaternarias de Calzada de Calatrava. Este LIG puede observarse en la trinchera de la circunvalación Oeste de Calzada. Es una secuencia sedimentaria con materiales detriticos y oleadas piroclásticas que están cortadas por una serie de falas distensivas de tipo lístrico, que basculan las capas con buzamientos de hasta 65°. La secuencia está formada de muro a techo por limos arenosos y paleosuelos con nódulos de carbonatos de origen fluvial, una oleada de piroclastos y capas de carbonatos lacustres. Un nivel de cineritas culmina la serie. Este LIG es un *maar* de tipo intrasedimentario en la cuenca manchega y su posterior deformación, como consecuencia de una sucesión de colapsos por hundimiento. El interés principal es de tipo tectónico y el secundario es de tipo estratigráfico.

LIG nº 8. Cerro cuarcítico de Calatrava La Nueva. Este LIG es un cerro formado a partir de cuarcitas con un fuerte escarpe estructural y buen desarrollo de pedrizas en sus laderas Oeste y Noreste. Se aprecia la estratificación en bancos gruesos de la Cuarrita Armoricana (Arenig) y su patente diaclasado. Desde lo alto hay una buena panorámica del volcán Morra Quemada, situado en la hoja 50.000 de Viso del Marqués (837) y de su colada de basaltos que penetra en la hoja de Moral. En la cima se levanta la impresionante fortaleza-convento de Calatrava La Nueva (S. XIII). Sus muros se han construido con material cuarcítico y basalto para los sillares labrados.

El interés principal es de tipo geomorfológico y entre los secundarios destacan los de tipo petrológico y estratigráfico.

LIG nº 9. Laguna Cervera. El LIG comprende uno de los *maares* sobre sustrato paleozoico más representativo del Campo de Calatrava. Se presenta como una hoya muy profunda y alargada casi kilómetro y medio en dirección NO-SE con un anillo de tobas muy limitado en su borde noroeste. Forma un embudo de paredes muy inclinadas tapizadas por una importante pedriza ya que está incrustada en cuarcitas. El interés principal es de tipo geomorfológico.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco: 1-430.
- ALÍA, M. (1963): "Rasgos estructurales de la Baja Extremadura". *Bol. Soc. Esp. Hist. Natu.*, G, I: 247-262.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; FELGUEROZO, C. y QUINTERO, I. (1962): "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Geol. Min.*, 83: 193-327.
- ALVARADO, A. y MENÉNDEZ, L. (1930): "Pizarras bituminosas. Datos obtenidos en el sondeo nº 1 de Puertollano". *Bol. Geol. Min.*, vol. LX.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLÉ, F.J. (1988): "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbicos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica". II Cong. Geol. de España. SGE. Granada, vol. 1: 19-22.
- ANCOCHEA, E.; GIULIANI, A. y VILLA, I. (1979): "Edades radiométricas K-Ar del volcanismo de la región central española". *Estudios Geol.*, 35, 131-135.
- ANCOCHEA, E. y DEL MORO, A. (1981): " $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain)". *Estudios Geol.*, 37, 27-33.
- ANCOCHEA, E. (1983): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Fac. CC Geológicas. Univ. Complutense Madrid, 1-675.
- ANCOCHEA, E. y NIXON, P.H. (1987): "Xenoliths in the Iberian Peninsula". En: *Mantle Xenoliths*. Ed.: P.H. Nixon, 119-124.
- BABÍN, C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991): "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*, 34: 109-147.
- BASCONES, L.; MARTÍN HERRERO, D. y CORRETGE, G. (1982): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 703 (Arroyo de la Luz)*. IGME.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V. y MURRAY, R.C. (1972): *Origin of sedimentary Rocks*. Prentice Hall: 1-634.
- BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986): "Proximal and distal hummocky cross stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia". Canadian Society for Petroleum Geologist. *Memoir* 11: 241-256.
- BOGALO, M.F.; OSETE, M.L.; ANCOCHEA, E. y VILLALAÍN, J.J. (1994): "Estudio paleomagnético del volcanismo de Campos de Calatrava". *Geogaceta*, 15, 109-112.

- BONADONNA, F.P. y VILLA, J.M. (1984): "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". I Reun. Est. Reg. Castilla-La Mancha (Albacete).
- BOUYX, E. (1970): "Contribution à l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73: 1-263.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS G. y TURSINA T. (1985): *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research. Wolverhampton (UK).
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ch.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1981): "Variscan intracontinental deformation: Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- BUTTENWEG, P. (1968): "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Provinz Jaén, Spanien)". *Münsters. Forsch. Z. Geol. u. Palaont.*, 6: 1-125.
- CARRACEDO, M.; PAQUETTE, J.L.; ALONSO OLAZÁBAL, A.; SANTOS ZALDUEGUI, J.F.; GARCÍA DE MADINABEITIA, S.; TIEPOLO, M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2009): "U-Pb dating of granodiorite and granite units of the Los Pedroches batholith. Implications for geodynamic models of the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif)". *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 98: 1609-1624.
- CASIANO DE PRADO, M. (1856): "La géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. France*, tomo 12, vol. 5: 774-785.
- CEBRÍA, J.M. (1992) *Geoquímica de las rocas basálticas y leucítitas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis Doctoral. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J. y TAMAIN, G. (1969): "Prestions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la « serie type » du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7^a Ser), 11 (5): 613-626.
- CHAUVEL, C. y MELÉNDEZ, B. (1986): "Note complémentaire sur les Echinodermes ordoviciens de Sierra Morena". *Estudios Geológicos*, 42: 451-459.
- CHGU (1998): Plan Hidrológico de Cuenca del Guadiana I.
- CORTAZAR, D. (1880): "Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real". *Bol. Com. Map. Geol. España*, 7: 289-329.
- CRESPO, V. y REY J. (1971): "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geo. Min. España*, 82 (6): 512-515.
- CRESPO, A. (1992): *Geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de manganeso cobaltíferos del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 389 pp.

- DANTIN CERECEDA, J. (1948): *Resumen fisiográfico de la Península Ibérica*. Instituto Sebastián Elcano. CSIC, 309 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986): *El complejo esquistó-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. Tesis doctoral. Acta Salmanticensia Ciencias. Eds. Universidad de Salamanca: 1-162.
- DÍEZ BALDA, M.A.; AYARZA ARRIBAS, P. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): "El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al Sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional". III Cong. Geol. Nac. Vol. Simp. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.A. y VEGAS, R. (1992): "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica". En: *Paleozoic Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez Arco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 523-534.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): Structure of the Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martínez García (Eds.) Springer Verlag, Berlín-Heidelberg, 172-188.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MAHECHA, V.; SÁNCHEZ-MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIÁ, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1994): "Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238: 95-116.
- DUNHAM (1962): "Classification in carbonate rocks according to depositional texture". En: *Classification of carbonate rocks* (W.E. Ham, ed). Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 108:121.
- EGOCUE, J. y MALLADA, L. (1876): "Descripción geológico-minera de la provincia de Cáceres". *Mem. Com. Map. Geol. España*, 4: 1-368.
- EMBRY y KLOVAN (1971): "A Late Devonian reef tract on northeastern Bank Island, Northwest Territories". *Bull. Can. Petrol. Geol.* 19: 730-781.
- ESCUDER, J.; VILLAR, P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; MONTESERÍN, V. y SANTISTEBAN, J. (1995): "Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica, O de España)". *Bol. Geol. Min. de España*, 106: 303-315.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): *Basaltos*. Semanario Pintoresco. Madrid.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DE PABLO MACIÁ, J.G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Anais da facultade de Ciencias. Universidade de Porto. Memorias*, 1: 141-431.
- FERNÁNDEZ-GIANOTTI BRANCA, J.; BENITO MORENO, M.I.; NÚÑEZ-LAGO POLO, B.; TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.; CABRA GIL, P.; LEYVA CABELLO, F.; MATAS GONZÁLEZ, J. y ROLDÁN, F. (2014): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 886 (Beas de Segura)*. IGME.

- FLEUTY, M.J. (1964): "The description of folds". *Geol. Assoc. Proc.*, 75: 461-492.
- FORTÉY, R.A. (1994): "Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications". In D.L. Bruton (Eds.). *Aspects of the Ordovician System*. Palaeontological Contributions of the University of Oslo, 295: 35-70.
- FUGANTI, A. y SERPAGLI, E. (1968): "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of conodonts eastern Sierra Morena, Spain". *Bulletino della Società Geologica Italiana*, 87: 511-521.
- GALLARDO MILLÁN, J.L. (2004): *Evolución geodinámica de las cuencas meridionales de Campo de Calatrava (Almodóvar, Puertollano y Calzada) en relación con el volcanismo reciente*. Tesis Doctoral. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- GALLARDO MILLÁN, J.L.; ANCOCHEA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2002): "Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real)". *Geogaceta*, 32, 37-40.
- GAMBOA, L. y PACHECO, J. (1923): "Estudio de la cuenca carbonífera de Puertollano". *Bol. Oficial de Minas y Metalurgia*. Madrid.
- GARCÍA PALACIOS, A.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y HERRANZ ARAUJO, P. (1996): "Edad y correlación de la "Cuarcita del Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal)". *Geogaceta*, 20 (1): 19-22.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; BARRANCO, E.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ RIUS, A.; SOLDEVILLA, J.; VÁZQUEZ, J.; VERGES, J. y VIDAL FUNES, A. (1987): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Segunda serie. MAGNA. Hoja nº 781 (Siruela)*. IGME.
- GIL CID, M.D.; DOMÍNGUEZ, P. y ESCRIBANO, M. (1996): "Primera cita de un Blastoideo Coronado en el Ordovícico Superior de Sierra Morena oriental". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 9: 253-267.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J.R. (1985): "La cuarta fase de deformación hercínica en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9: 91-104.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916): "Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 15: 5-74.
- GUMIEL, P.; CAMPOS, R.; MONTESERÍN, V.; BELLIDO, F.; QUESADA, C. y LOMBARDERO, M. (2002): *Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Centro-Occidental de Extremadura (E 1:100.000)*. Junta de Extremadura. IGME.
- GONÇALVES, F. (1971): "Subsidios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano". *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 18: 1-62.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral Univ. Comp. de Madrid, 3 vols: 1-701 (Inédita).

- (2003): Relación de Muestras Paleontológicas MAGNA (E 1:50.000) de las Hojas 811, 812, 837, 839, 863 y 865. (Informe interno IGME).
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y BAEZA CHICO, E. (1996): "Descubrimiento de *Aristocystites metroi* Parsley y Prokop, 1990 (Echinodermata, Diploporida) en el Ordovícico Medio centroibérico (España)". *Geogaceta* 20(1): 225-228.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y RÁBANO, I. (1987): "Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los 'Bancos Mixtos' (Ordovícico Superior de la Zona Centroibérica meridional)". *Bol. Geol. Min.*, 93: 647-669.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984): "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9, 287-319.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; SAN JOSÉ, M.A. y PIEREN, A. (1990): "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martínez García Eds. Springer-Verlag Berlin Heildeberg.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y SARMIENTO, G.N. (1996): Informe interno de Macro y Microfósiles del Ordovícico de la Hoja 836 (Mestanza). IGME.
- HAMMANN, W. (1983): "Calymenaceae (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik". *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 542: 1-177.
- HAFENRICHTER, M. (1979): "Paläontologish-Ökologische und lithofazielle Untersuchungen des 'Ashgillkalkes' (Jungordovicium) in Spanien". *Arbeiten der Paläontologishes Institut Würzburg*, 3: 1-139.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M.D.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELAEZ, J. R.; PÉREZ ESTAUN, A.; PRIETO, M.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M.A.; TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILAS, L.; VILLAS, E. y VILLENA, J. (1982): "The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal)". *IUGS* 11: 1-47.
- HENKE, W. (1926): "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, 39 (2): 183-204. (Traducido al español en Publicaciones extranjeras sobre geología de España).
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912): "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 1: 5-46.
- (1932): "Estudio de la región volcánica central de España". *Mem. Real. Acad. Cienc. Fís. y Nat.*, 3: 5-23.
- HERNÁNDEZ SAN PELAYO, P. (1935a): "El sistema Cambriano". *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España en esc. 1:1000.000, 1: 291-525.

- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M.A. y VILAS, L. (1977): "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel". *Estudios Geol.*, 33 (4): 327-342.
- HUDLESTON, P.J. (1973): "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". *Tectonophysics* 66: 127-146.
- IGME-MAYASA-ENCASUR (1984-1987): Proyecto de exploración sistemática coordinada de las zonas de Reserva Hespérica, Valdelacasa, Alcudia y Guadalupe. Fondo Documental del IGME.
- IGME (2010): Cartografía geológica SIGECO.
- (2010): Base de Datos Aguas XXI.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Escala 1:1000.000. Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983): "La estructura de la parte SE de la Zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado". *Libro Jubilar J.M. Ríos*, IGME, vol. 60: 477-490.
- KETTEL, D. (1968): "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzbereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 8: 1-159.
- LEUTWEIN, J.; SAUPE, F. y BOUYX, E. (1970): "Premier mesure geochronologique en Sierra Morena: La granodiorite de Fontanasas". *Geol. En Mijnbouw Nederl.*, 49: 297-304.
- LEYVA, F. y MATAS, J. (2009): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes)*. IGME.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1991): "Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la Sierra de S. Pedro (Cáceres-Badajoz)". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 16: 53-63.
- (1992): *Evolución estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo: 1-144.
- (1993): "La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 145-163.
- LÓPEZ RUIZ, J.; CEBRIÁ, J.M.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; HOYOS, M. y MARTÍN, C. (1993) "Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia". *Jour. Geol. Soc. (London)*, 150: 915-922.
- LORENZO, S. y GÓMEZ, M.A. (1992): Estudio geológico de la Reserva Fresneda. Informe interno MAYASA. (Almadén, Ciudad Real).
- LORENZO, S. y SOLÉ, F.J. (1988): "La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del Precámbrico superior en el sector suroriental del Anticlinal de Abenójar-Tirteafuera". II Cong. Geol. de España. SGE. Granada, vol. 1: 115-118.

- LOTZE, F. (1945): "Observaciones respecto a la discusión de los variscídes de la Meseta Ibérica". *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166. Traducción de J.M. Ríos.
- (1954): "Forschungen zur Stratigraphie des westmediterranen Kambriums". *Jb. Akad. Wiss. Lit.*: 70-72.
 - (1956): "Das Präkambrium Spaniens". *N. Jb. Geol. Paläont.*, 8: 373-380.
 - (1958): "Zur Stratigraphie del spanischen Kambriums". *Geologie*, 7 (3-6): 727-750. Trad. J. Gómez de Llarena. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 61: 131-164.
 - (1961): *Das Kambrium Spaniens*. Teil I: Stratigraphie. Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw. Kl., 6: 1-216 (283-498).
- LLOPIS LLADÓ, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1961): "Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias". *Brev. Geol. Astúrica*, 5 (3-4): 51-72.
- (1963): "Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Toledo (Spagne)". *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 7: 250-251.
 - (1965): "Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Toledo (Spagne)". *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 7: 220-221.
- MAESTRE, A. (1836): *Nota sobre las formaciones basálticas de la Mancha*. Neves. Jahebuch.
- MALLADA, L. (1896): "Sistema Cambriano y Siluriano". Explic. Mapa Geol. España, II, 516 p. Madrid.
- MAREK, L. y GUTIÉRREZ-MARCO. J.C. (*in litt.*): "Middle Ordovician Hyoliths from Spain". *Journal of Paleontology*.
- MARTÍN BANDA, R.; MONTESERÍN, V.; REY, C.; MARTÍN-SERRANO, A. y HERRERO, A. (2018): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja núm. 812 (Valdepeñas)*. IGME.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977): "Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas". *Estudios Geológicos*, 33: 57-80.
- MARTÍN PARRA, L.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y MATAS, J. (2006): "The Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 177(4): 191-202.
- MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J.; MARTÍNEZ POYATOS, D.J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004): "Geometría y cinemática de la cizalla extensional de Santa Elena-Puente Génave (Zona Centroibérica, Sierra Morena Oriental)". *Geo-Temas*, 6(3): 89-91.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAUN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): "Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-

Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain". *Geologische Rundschau* 81/2-545-560 Stuttgart.

MARTÍNEZ POYATOS, D.; AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J.F. (1995): "Timing of the Variscan structures on both sides of the Ossa Morena /Central Iberian contact (southwestern Iberian Massif)". *D. R. Acad. Sci. Paris*, 321: 609-615.

MARTÍNEZ POYATOS, D.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; AZOR, A. y SIMANCAS, J.F. (2001): "La estructura de la Zona Centroibérica en la región de los Pedroches (Macizo Ibérico Meridional)". *Rev. Soc. Geol. Esp.* 14 (1-2): 147-160.

MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998): "La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el norte de la Provincia de Córdoba". *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 87-94.

MARTÍN-SERRANO, A. (2008): "Acerca del significado geodinámico de la Raña. *VII Congreso Geológico de España* Las Palmas de Gran Canaria (España)". *Geo-Temas*, 10, 1519-1522.

MATAS, J.; LEYVA, F. y DÍEZ MONTES, A. (2005): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 731 (Zorita)*. IGME.

MATAS, J.; LEYVA, F. y CABRA, P. (2009): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 864 (Venta de los Santos)*. IGME.

MATTE, Ph. (1986): "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe". *Tectonophysics*, 196: 329-374.

MELÉNDEZ, B. (1943): "Los terrenos Cárnicos de la Península Ibérica". Trab. Inst. "Juan de Acosta" (*Geol.*), 1 (1): 1-179.

MERTEN, R. (1955a): "Stratigraphie und Tektonik der nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien)". *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-10.

MIALL, A.D. (1977): "A review of the braided river depositional environment". *Earth Sci. Reviews*, 13: 1-62.

- (1978): "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary". En: *Fluvial Sedimentology*. (A.D. Miall, Ed.). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 597-604.
- (1992): "Alluvial deposits". En: *Facies models. Response to sea level change*. (R.G. Walkery N.P. James, Eds.). Geological Association of Canada, 119-142 pp.

MONTERO, P.; MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J. y MARTÍNEZ POYATOS, D.J. (en prep.): *Geocronología del Plutón de Santa Elena*.

MONTESERÍN, V. y LÓPEZ, M.J. (1985): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 682 (Sevilleja de la Jara)*. IGME.

- MONTESERÍN, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1985): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 653 (Valdeverdeja)*. IGME.
- MONTESERÍN, V.; NAVARRO JULI, J.J. y PALERO, F. (2016): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Hoja nº 837 (Viso del Marqués)*. IGME.
- MONTESERÍN, V.; MARTÍN SERRANO, A.; ANCOCHEA SOTO, E.; HERRERO HERNÁNDEZ, A.; REY MORAL, C. y MARTÍN BANDA, R. (2018): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Hoja nº 810 (Puertollano)*. IGME.
- MORENO, F. (1977): *Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales*. Tesis Univ. Comp. de Madrid: 1-207.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976): "La edad de las series ordovícicas y cámbicas relacionadas con la discordancia 'sárdica' en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)". *Brev. Geol. Astur.* 20, 1: 8-16.
- NOZAL, F. y PÉREZ ROJAS, A. (1985): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 681 (Castañar de Ibor)*. IGME.
- NOZAL, F. (2015): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000 (Geomorfología). 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 865 (Siles)*. IGME.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986): "La discordancia intraalcudiense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4: 27-32.
- PALERÓ, F.J. (1991): *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la Región del Valle de Alcudia (Sector Meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis doctoral. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Universidad de Salamanca.
- (1992): "La sucesión paleozoica y estructura del Sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real)". *Estudios Geológicos*. Vol. 48 (5-6): 341-352.
- PALERÓ, F.J. y MARTÍN IZARD, A. (1988): "Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del Águila (Calzada de Calatrava, Ciudad Real)". *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 11 (1): 179-189.
- PARDO, M.V. (1997): *Geología del Devónico meridional de la Zona Centroibérica*. Tesis doctoral. Univ. de Oviedo. Inédita: 1-472.
- PARDO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984): "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. Geol.* 14: 79-120.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982): The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280, 41.
- PARIS, F. (1990): "The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain". *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, 181-209.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral Ed. Univ. Complutense Madrid: 1-787.

PIEREN, A. (1986): "Mobilité du bassin sédimentaire au Silurien inférieur dans le Synclinal de Herrera del Duque (Badajoz, Espagne)". 11ème Reuní. Sci. Terre; Clermont-Ferrand, Comun. Soc. Géol. Fr.; édit. Paris, 1: 148.

PILE, E. y NOZAL, F. (1989): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 733 (Castilblanco)*. IGME.

PILLOLA, G.L. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1988): "Graptolites du Tremadoc sur sud-ouest de la Sardaigne (Italie)". *Geobios* 21 (5): 553-565.

PORTERO, J.M. y DABRIO, C. (1988 a): "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava". *II Cong. Geol. España. Com.* Vol. 1: 161-164.

PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, E. y GALLARDO, J. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 760 (Daimiel) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.

PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 784 (Ciudad Real) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.

PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I. y ANCOCHEA, E. (1989): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 759 (Piedrabuena) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.

PUSCHMANN, H. (1966): "Zur Problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geologische Rundschau*, 56: 528-542.

QUESADA, C. (1991): "Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectono-stratigraphic Terranes in the Iberian Massif". *Tectonophysics*, 185: 225-245.

- (1992): "Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico)". En J.C. Gutiérrez-Marco e I. Rábano Eds., *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, 172-190.

QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L.; LIÑAN, E. y PALACIOS, T. (1990): Part. V: "Ossa Morena Zone". En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez Eds.). Springer Verlag, Berlin: 252-258.

RÁBANO, I. (1988): *Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española*. Tesis doctoral. Univ. Comp. Madrid, 3 vol.: 1-621.

– (1989): "El género *Uralichas* Delgado, 1892 (Trilobita Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min.* 100 (1): 21-47.

– (1990): *Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española*. Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero, 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).

RAMÍREZ, E. (1955): "El sinclinal de Guadarranque (Cáceres). Contribución a la estratigrafía del Silúrico hispano". *Estudios Geol.*, 11(27-88): 409-436.

RAMÍREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 785 (Almagro) del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.

RAMÍREZ MERINO, J.I.; PORTERO, J.M.; ANCOCHEA, E. y GALLARDO, J. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 786 (Manzanares) del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.

RAMÍREZ MERINO, J.I.; PALERO, F.J.; PIEREN, A.; NIETO, M.A. y OLIVÉ, A. (2016): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 836 (Mestanza)*. IGME.

RAMÍREZ MERINO, J.I.; PALERO, F.J.; PIEREN, A.; FRAILE, M.ª J. y PORTERO GARCÍA, G. (2016): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Hoja nº 835 (Brazatortas)*. IGME.

RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill. New York: 1-568.

RANSWEILER, M. (1968): "Stratigraphie und Tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittelspanien)". *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-110.

REDLIN, K. (1956): "Stratigraphie und Tektonik in der mitlaren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-112.

RIBEIRO, A. (1974): "Contribution a l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. de Portugal*, 24 (1): 168.

RICHTER, P. (1967): "Stratigraphie und tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena Spanien)". *Munster Forsch. Geol. Palaönt.*, 3, 144 p.

RINCÓN CALERO, P. (1999): *Análisis de la deformación incidente durante el periodo neotectónico en el antepaís bético (España central): implicaciones morfoestructurales y origen del volcánismo reciente del Campo de Calatrava (contrastación con otros entornos ígneos)*. Tesis doctoral UCM. 449 pp.

RINCÓN, P.J. y VEGAS, R. (1996): "Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales". *Geogaceta*, 20: 929-931.

- Ríos ARAGÜÉS, S. (1977): *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral ETSIMM, 271 pp.
- ROBARDET, M. y DORE, F. (1988): "The late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: North-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 66: 19-31.
- ROBLES, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988): "Los materiales precámbnicos del Domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias. SO de Salamanca (Zona Centroibérica)". II Cong. Geol. de España. *SGE*. Granada, vol. 1: 185-188.
- RODRÍGUEZ PASCUA, M.A. y BARRERA MORATE, J.L. (2002): "Estructuras paleosísmicas en depósitos hidrogeomagnéticos del vulcanismo neógeno del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España)". *Geogaceta*, 32, 39-46.
- ROIZ, J.M. (1979): *La estructura y sedimentación hercíniana en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Univ. Complutense de Madrid: 1-254.
- ROMAO, J.M.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; OLIVÉIRA, J.T. y MARQUES GUEDES, A. (1995): "A Formação do Cabeço do Peão (Ordovícico Superior) no sínformo Amêndoа-Carvoeiro (SW da ZCI) e a sua correlação estratigráfica na província mediterrânea". *Memorias do Museu e Laboratorio Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, 4: 121-126.
- ROSA, A.; ALVARADO, A. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1929): *Memoria explicativa de la Hoja nº 836 (Mestanza). Mapa Geológico de España 1ª Serie*. IGME.
- ROSALES, F.; TORRES, T.; MÉNDEZ, J.; SAVIRON, L.; ALBERDI, R.; CAMPO, M.; SÁNCHEZ, A. (1988): "Investigación geofísica en La Mancha de Ciudad Real". *Actas del VIII Congreso Internacional de Minería*, 316-333.
- SAN JOSÉ, M.A. (1984): "Los materiales anteordovícicos del Anticinal de Navalpino". *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 9 : 81-117. Madrid.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELAEZ J.R. y PEREJÓN, A. (1990): "Central Iberian Zone. Ante-Ordovician Stratigraphie". In Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. editors: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 147-159. Springer Verlag. Berlín.
- SAN JOSÉ, M.A.; RÁBANO, I.; HERRANZ, P. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992): "El Paleozoico Inferior de la Zona Centroibérica Meridional". En: *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Gutiérrez Marco, Saavedra y Rábano (Eds.), 505-521.
- SANTAMARÍA, J. (1995): *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbico del Anticinal de Valdelacasa. (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral. Fac. Cienc. Dep. Geol. Área Estrat., Univ. Aut. Barcelona.
- SANTAMARÍA, J. y PARDO, M.V. (1994): "Síntesis estratigráfica de los materiales precámbrico-cámbicos de la Zona Centroibérica (España)". Abst. 2nd Inter. Meet. *IGCP* nº 351: 15-16. Rabat, Marruecos.

- SARMIENTO, G.N. (1993): *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Tesis doctoral Univ. Comp. Madrid, 1-468 (inédita).
- SARMIENTO, G.N.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y RÁBANO, I. (1995): "A bioestratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain". In Cooper, J.D.; Drosser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77: 1-369.
- SAUPE, F. (1971): "La série Ordovicienne et Silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point del connaissances actuelles". In: Colloque Ordovicien-Silurien Brest. Mem. B. R. G. M., 73: 355-365.
- SOLDEVILA, J. (1992): "La sucesión paleozoica en el Sinforme de la Sierra de S. Pedro (Provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España)". *Estudios Geológicos*, 48: 363-379.
- TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minieres en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay), 3: 1-180.
- (1975): "Megatectonique, linéaments et fracturation profonde dans la Méseta Iberique". *Rev. Géogra. Phys. Geol. Dyn.* (2^a ser.), 17 (4): 375-392.
- TAMAIN, G. y OVTRACHT, A. (1971): "Essai de corrélation entre la Meseta Ibérique et le Massif Armorican au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur". *C. R. Ac. Sc. Paris*, 272: 2289-2292.
- VÁZQUEZ, F.; RUIZ, C. y MORENO, F. 1992): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2^a Serie MAGNA. Hoja n° 685 (Los Yébenes)*. IGME.
- VEGAS, R. y ROIZ, J.M. (1979): "La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental Alcudiana)". *Tectonae*, 28: 6-10.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994a): "Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in Central Spain". *Geol. Mag.*, 131: 1-11.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A. y GRANT, S.W.F. (1994b): "Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia". *Geological Magazine*, 131: 729-765.
- VILLAR, P.; ESCUDER, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): "La zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en el sector español". III Cong. Geol. de España. *Simposios*, tomo 2: 446-456.
- VILLAS, E. (1992): "New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance". *Journal of Paleontology*, 66: 772-793.
- (1995): "Caradoc through Early Asgill brachiopods from the Central Iberian Zone (Central Spain)". *Geobios*, 28 (1): 49-84.

WALTER, R. (1977): "Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien".
Münsters. Forsch. z. Geol. u. Paläont. 42: 1-55.

WEGGEN, K. (1955): "Workommen und stratigraphische Verhältnisse des Kambriums in the östlichen Montes de Toledo". *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 105: 572-573.



MINISTERIO
DE CIENCIA, INNOVACIÓN
Y UNIVERSIDADES



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN: 978-84-9138-057-3

9 788491 380573