



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SANTA ELENA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SANTA ELENA

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: 697-19-022-0
ISBN: 978-84-9138-090-0
Depósito legal: M-34.042-2019

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

Las presentes Hoja y Memoria (Santa Elena-862), han sido realizadas en una primera versión por un equipo de CGS en 1996, y revisada y modificada posteriormente por un equipo del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores:

Revisión y nueva Cartografía Geológica y Memoria

- L.M. Martín Parra (IGME). Cartografía del Paleozoico (2002-2004) y Memoria (2015)
- F. González Lodeiro (Univ. Granada). Cartografía del Paleozoico (2002-2004)
- D.J. Martínez Poyatos (Univ. Granada). Cartografía del Paleozoico (2002-2004)
- J. Matas (IGME). Cartografía del Paleozoico (2002-2004) y Memoria (2015)

Cartografía Geológica original y Memoria

- F.J. Lillo Ramos (C.G.S.). Cartografía del Paleozoico. Memoria (Téctónica y Petrología)
- A. Olivé Davó (C.G.S.). Cartografía del Cuaternario y Geomorfología. Memoria
- A. Pieren Pidal (UCM). Cartografía del Precámbrico. Secciones estratigráficas. Memoria
- A. Hernández Samaniego (C.G.S.). Jefe de Proyecto. Sedimentología. Secciones estratigráficas. Memoria
- F. Carreras Suárez. Hidrogeología. Memoria
- J.C. Gutiérrez-Marco (CSIC). Macropaleontología Ordovícico. Memoria

Paleontología

- J.C. Gutiérrez-Marco (CSIC). Macropaleontología Ordovícico y Silúrico (1996, 2003)
- G.N. Sarmiento (UCM). Micropaleontología Ordovícico (1996)
- D.C. Fernández Remolar (UCM). Macropaleontología Cambriico (1996)

Coordinación y Dirección

- L.M. Martín Parra (IGME, 2002-2004, 2015)
- V. Gabaldón López (IGME, 1996)

Edición

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

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que incluye:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Láminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc... relacionadas en la documentación de la presente Hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García en la dirección de correo e.calvo@igme.es.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	10
2. ESTRATIGRAFÍA	16
2.1. NEOPROTEROZOICO-CÁMBRICO	16
2.1.1. Alternancias de grauvacas y limolitas. Secuencia turbidítica (6). Alcudiense inferior, Ediacárico	19
2.1.2. Grauvacas, limolitas y cuarzovacas. Facies laminada (8). Alcudiense superior, Ediacárico-Cámbrico inferior	20
2.1.3. Conglomerados y areniscas grauváquicas (7). Alcudiense superior, Ediacárico superior	22
2.2. PALEOZOICO	23
2.2.1. Ordovícico	23
2.2.1.1. Areniscas, cuarcitas y pizarras (10). Formación de Base. Conglomerados y cuarcitas gruesas (9). Tremadoc?-Arenig	24
2.2.1.2. Ortocuarcitas (11). Cuarcita Armoricana. Arenig medio	26
2.2.1.3. Cuarcitas, areniscas y pizarras (12). Capas Pochico. Arenig superior	27
2.2.1.4. Pizarras negras azuladas (13). Pizarras del Río. Arenig superior-Dobrotiviense	30
2.2.1.5. Alternancias de Canteras: Alternancias del Caño y Pizarras Guindo. Llandeilo (Dobrotiviense)	32
2.2.1.5.1. Alternancias de areniscas y pizarras (14). Alternancia de Canteras (Fm Alternancias del Caño + Pizarras Guindo). Dobrotiviense inferior	33
2.2.1.5.2. Pizarras con intercalaciones de areniscas (15). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior alto- Dobrotiviense superior	35

2.2.1.6. Cuarcitas (16). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense-Berouniense ..	38
2.2.1.7. Areniscas, cuarcitas y pizarras (17). Pizarras de Canteras y Bancos Mixtos. Calizas y dolomías (18). Caliza Urbana. Berouniense-Kralodvoriense	40
2.2.1.8. Pizarras negras grisáceas (19). Pizarras Chavera. Hirnatiense	47
2.2.2. Silúrico	48
2.2.2.1. Cuarcitas. Cuarcita del Criadero (20). Hirnantiense terminal-Llandovery medio.....	49
2.2.2.2. Pizarras ampelíticas (21). Llandovery-Wenlock	51
2.2.3. Silúrico superior-Devónico	53
2.2.3.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras negras (22); Cuarcitas y areniscas (23). Cuarcita de Base. Ludlow?-Praguiense?	54
2.2.3.2. Pizarras y areniscas (24). Praguiense?-Emsiense?	55
2.2.4. Carbonífero.....	55
2.2.4.1. Pizarras y grauvacas (25) con niveles de conglomerados (26). Facies Culm. Viseiense-Serpukhoviense	55
2.3. TERCARIO-CUATERNARIO: FORMACIONES SUPERFICIALES	57
2.3.1. Gravas y cantos subredondeados en matriz areno-arcillosa. Piedemontes. "Raña" (27). Plioceno superior-Pleistoceno inferior	58
2.3.2. Cantos y gravas subangulosas en matriz areno-arcillosa. Glacis y glacis degradados (29, 30, 31 y 32). Pleistoceno	58
2.3.3. Gravas, arenas y limos. Terrazas (33). Holoceno	58
2.3.4. Cantos con escasa matriz. Canchales (34). Holoceno.....	58
2.3.5. Cantos con matriz limo-arcillosa. Coluviones (35). Holoceno	59
2.3.6. Cantos con matriz areno-arcillosa. Conos de deyección (36). Holoceno	59
2.3.7. Fangos arcillo-limosos. Fondos endorreicos (37). Holoceno	59
2.3.8. Cantos en matriz areno-limosa. Depósito aluvial-coluvial (38). Holoceno	59
2.3.9. Gravas, arenas y limos. Fondo de valle (39). Holoceno	60
2.3.10. Escombreras (40). Actual.....	60
3. PETROLOGÍA.....	60
3.1. GRANITOIDES TARDI-VARISCOS.....	60
3.1.1. Granodiorita-monzogranito biotítico de Santa Elena (1). Enclaves de rocas básicas (2)	61
3.2. ROCAS FILONIANAS	64
3.2.1. Pórfidos y microgranitos (4).....	64

3.2.2. Filones de cuarzo y barita (5)	64
3.2.3. Diques de diabasas (3)	65
3.3. ROCAS VOLCÁNICAS TARDIALPINAS	65
3.3.1. Basaltos (28)	65
4. METAMORFISMO	66
4.1. METAMORFISMO REGIONAL	66
4.2. METAMORFISMO DE CONTACTO	67
5. GEOQUÍMICA	68
5.1. ROCAS SEDIMENTARIAS	68
5.2. ROCAS ÍGNEAS	71
5.2.1. Granitoides tardivariscos	71
6. TECTÓNICA	77
6.1. INTRODUCCIÓN	77
6.2. TECTÓNICA PREVARISCA	83
6.2.1. Tectónica intraprecámbrica	84
6.2.2. Tectónica anteordovícica	85
6.2.3. Edad de las deformaciones prevariscas	85
6.2.4. Otros movimientos prevariscos durante el Paleozoico	86
6.3. TECTÓNICA VARISCA	88
6.3.1. Primera fase varisca (F_1)	88
6.3.2. Segunda fase varisca (F_2)	93
6.3.2.1. Zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide	93
6.3.2.2. Pliegues de segunda etapa de deformación	95
6.3.3. Tercera fase varisca (F_3)	96
6.3.4. Fases variscas tardías	97
6.4. ETAPAS ALPINAS	98
7. GEOMORFOLOGÍA	101
7.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL	101
7.2. ESTUDIO DEL MODELADO	101
7.2.1. Formas de laderas	101
7.2.2. Formas fluviales	102
7.2.3. Formas poligénicas	102

7.2.4. Formas lacustres	103
7.2.5. Formas antrópicas	104
7.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	104
7.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	105
8. HISTORIA GEOLÓGICA.....	105
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA	112
9.1. RECURSOS MINERALES	112
9.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	112
9.1.2. Rocas industriales y ornamentales	114
9.2. HIDROGEOLOGÍA.....	114
9.2.1. Climatología	114
9.2.2. Hidrología	114
9.2.3. Hidrogeología	116
10. BIBLIOGRAFÍA	118

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja 1:50.000 de Santa Elena (862) se localiza en la zona centro meridional de la Península Ibérica. Aproximadamente la mitad septentrional corresponde administrativamente a la provincia de Ciudad Real, perteneciendo la mitad meridional a la provincia de Jaén (Fig. 1).

En su conjunto, la Hoja presenta un relieve irregular (a veces muy abrupto), de baja montaña, caracterizado por cumbres que, en ocasiones, superan los mil metros de altura sobre el nivel del mar, y que forman el eje principal de Sierra Morena y algunas de sus sierras menores como la Sierra de San Andrés y Sierra del Agua (Fig. 1). La máxima altura de la Hoja se sitúa en el vértice Estrella (1.298 m), mientras que la cota más baja de la Hoja se localiza en el valle del río Pinto (480 m). Otras alturas importantes son Montón de Trigo (1.210 m), Cereceza (1.141 m), Esquilón (1.199 m), Malabrigo (1.159 m), Caballeros (1.093 m), Castillo (1.079 m) y Ensancha (1.057 m).

Casi la totalidad de la red de drenaje forma parte de la cuenca hidrográfica del Guadalquivir, excepto los cursos de agua del sector noroccidental de la Hoja, tributarios de la cuenca del Guadiana. El trazado de la red es muy complejo, a veces laberíntico, con multitud de pequeños cauces, sin que se aprecie una jerarquización clara, destacando los cursos del río Guadalevín

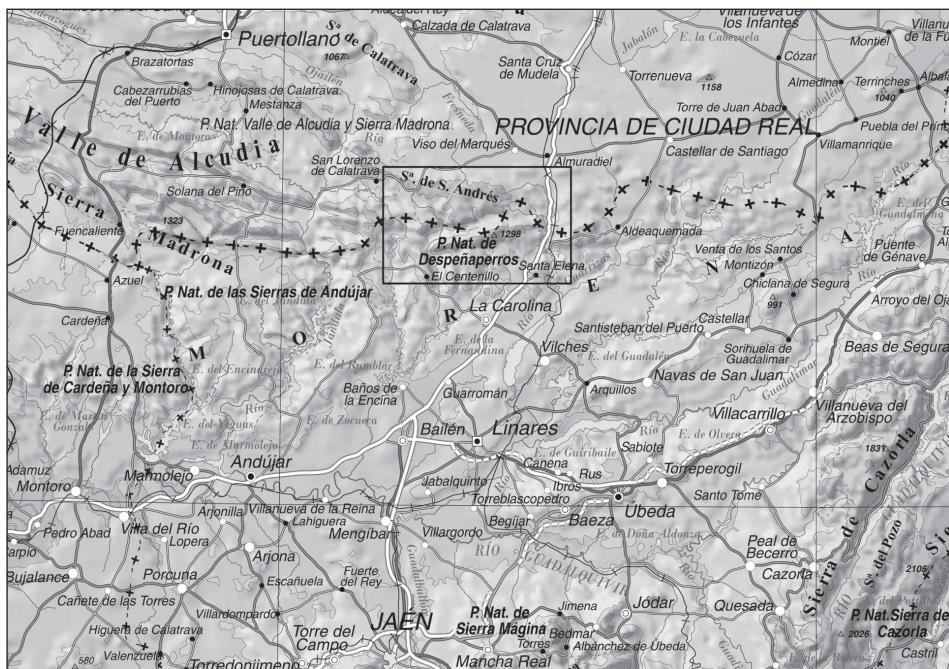


Fig. 1.– Situación geográfica de la Hoja de Santa Elena (862).

o Grande, río Campana, río Renegadero y los arroyos de Esparragones y Tembladeros, en la zona sur de la Hoja; y los ríos Cabezamalo y Magaña, en la parte nororiental.

El clima es mediterráneo continental templado, con precipitaciones medias anuales entre 400 y 700 mm y una temperatura media anual de 14-17 °C.

La densidad de población es baja. Únicamente existen tres núcleos habitados, los pueblos de Santa Elena y de San Lorenzo de Calatrava, y el antiguo poblado minero de El Centenillo. También hay un grupo de casas habitadas en el antiguo poblado de Los Guindos.

En el pasado la economía del área estaba dominada por gran la actividad minera. Sin embargo, en la actualidad, la economía de la zona está basada en explotaciones agrícolas de olivos (restringidas fundamentalmente al sector norte de la Hoja) y, en mayor medida, en explotaciones ganaderas y cinegéticas (caza mayor), encontrándose extensas fincas en el ámbito de la Hoja.

Los parajes de singular belleza y las características del ecosistema en este sector de Sierra Morena han propiciado la creación de los Parques Naturales de Despeñaperros y Andújar.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

La Hoja de Santa Elena se sitúa en el extremo oriental del anticlinal de Alcudia, en el Dominio de Pliegues Verticales (DPV) definido por DÍEZ BALDA *et al.*, (1990) de la Zona Centroibérica (ZCI) (JULIVERT *et al.*, 1974), denominado posteriormente “Dominio Lusitano-Alcudíco” por MARTÍNEZ POYATOS (1997) y “Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico” (DCEG) por MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004) (Fig. 2). Únicamente un pequeño sector del S de la Hoja situado al sur de la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006) pertenece al Dominio más meridional de la ZCI: Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV), situado entre esta zona de cizalla y la Unidad Central de Azor (1994) (Fig. 3).

El DCEG ocupa la parte meridional de la ZCI y se caracteriza por la gran extensión de afloramientos anteordovícicos, la ausencia de Cámbrico medio y superior y el carácter transgresivo de las formaciones cuarcíticas del Ordovícico inferior.

Los materiales anteordovícicos del DPV afloran en extensas zonas, generalmente en el núcleo de amplios antiformes (p. e. el de Alcudia), distinguiéndose dos grandes unidades separadas por una discordancia (BOUYX, 1970; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; PALERO, 1993, MARTÍNEZ POYATOS, 1997, etc.). Ambas unidades han sido objeto de numerosos estudios en las últimas décadas (AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 1987; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987b; LORENZO-ÁLVAREZ y SOLÉ, 1988; PELÁEZ-PRUNEDA *et al.*, 1989; NOZAL *et al.*, 1988 a y b; SAN JOSÉ *et al.*, 1990; etc.). El conjunto inferior (equiparable a los denominados “Esquistos de Alcudia” de Bouyx, 1970 o al “Alcudiense inferior” de Tamain, 1972, entre otros) está constituido por capas turbidíticas (pizarras, pizarras arenosas y grauvacas con algunas intercalaciones de conglomerados), estimándose una potencia de varios miles de metros. El conjunto superior (equivalente al denominado “Alcudiense superior” de TAMAIN, 1972 y HERRANZ *et al.*, 1977, entre otros) está formado por sedimentos de plataforma detrítico-carbonatada (alternancias de pizarras y grauvacas con intercalaciones frecuentes de areniscas, cuarcitas, conglomerados y

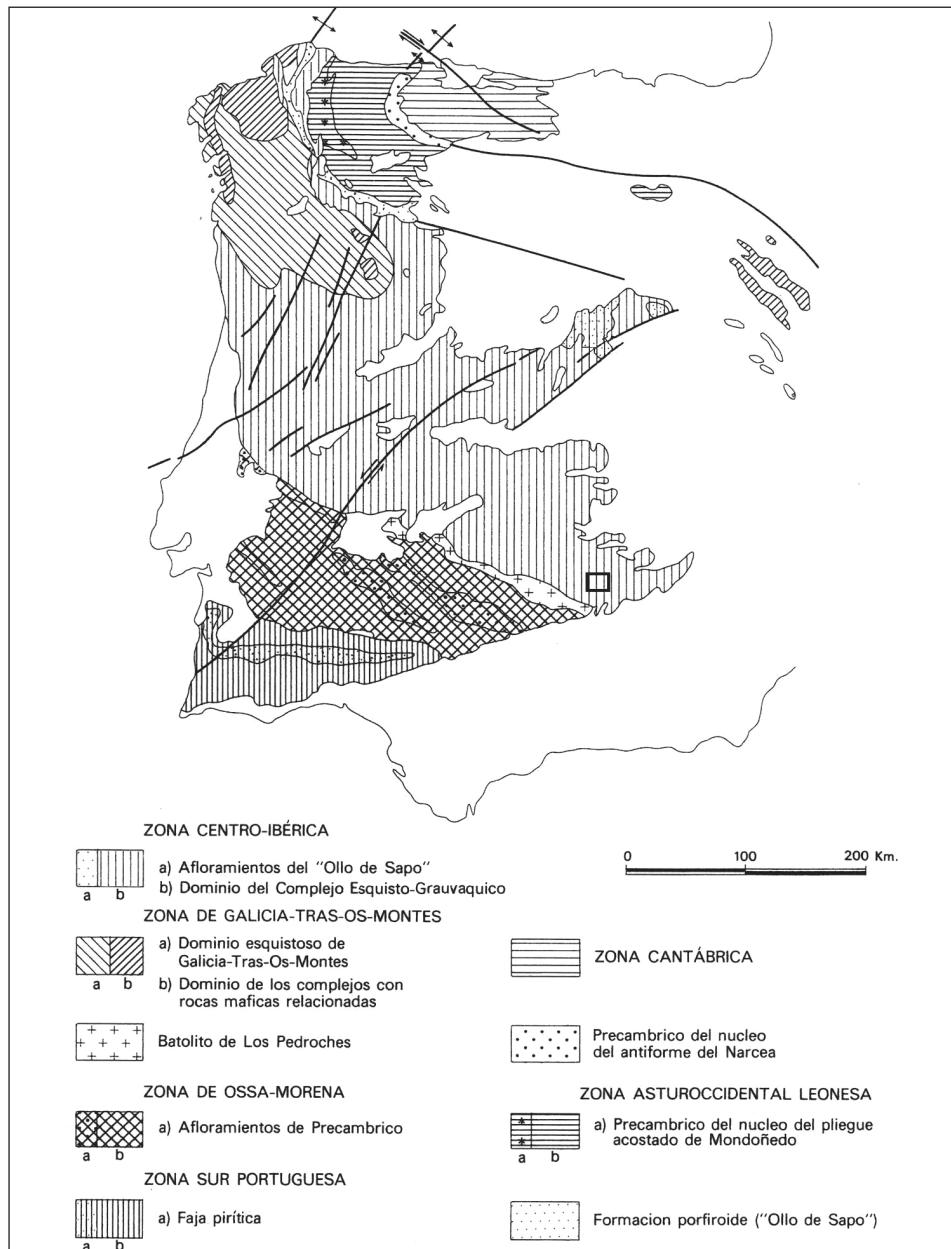


Fig. 2.- Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT et al. (1972) según ARENAS et al. (1988).

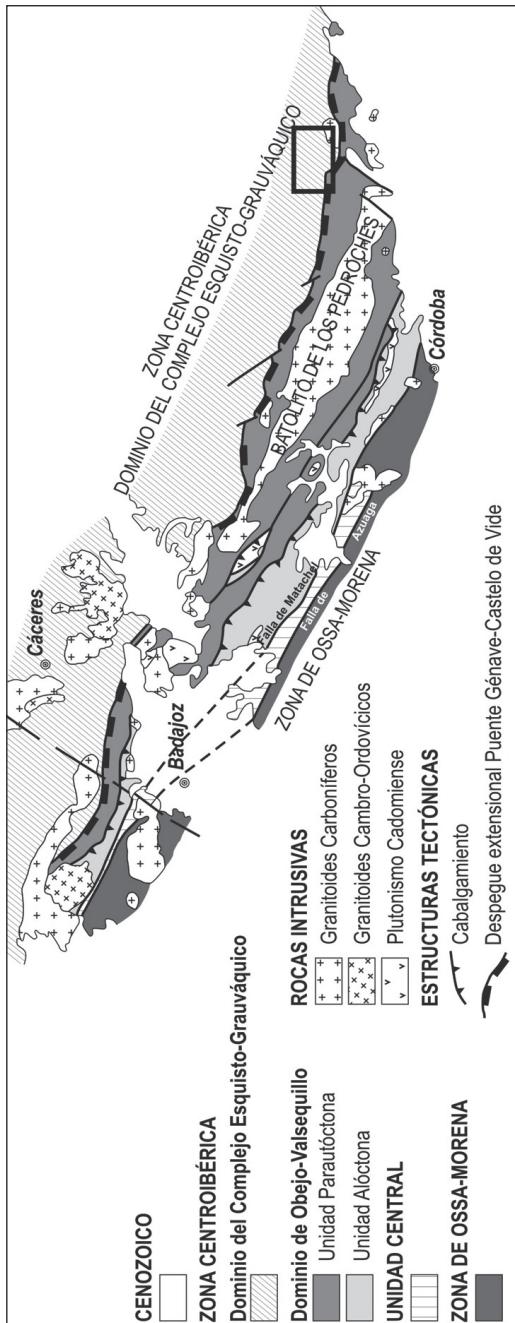


Fig. 3.- Situación y límites del Dominio de Obeso-Valsequillo de la Zona Centroibérica (a partir de MARTÍN PARRA et al., 2006 y RUBIO ORDÓÑEZ et al., 2012) y límites de la Hoja 1:50.000 de Santa Elena.

carbonatos), estimándose potencias de hasta 800 m. El techo de este conjunto llegaría hasta el Cámbrico inferior (Tommotense/Terreneuvian) (VIDAL *et al.*, 1995; PALACIOS *et al.*, 1996b).

Sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico se dispone discordantemente una secuencia de más de 4.000 m de espesor de pizarras y cuarcitas de edad Ordovícica a Devónica con escasas intercalaciones de rocas volcánicas y calizas que fueron depositadas sobre una plataforma estable del margen continental pasivo de Gondwana.

La sucesión ordovícico-silúrica comprende un conjunto de sedimentos de plataforma marina somera con acción de corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje, frecuentemente de tempestad, que alternan con sedimentos de plataforma abierta o externa. La participación volcánogénica en los sedimentos puede ser importante, encontrándose intercalaciones volcánicas en la sucesión con cierta frecuencia.

Los sedimentos devónicos (cuarcitas, conglomerados, pizarras, rocas volcánicas y calizas con braquiópodos, ALMELA *et al.*, 1962, PUSCHMANN, 1967, BUTENWEG, 1968, TAMAÍN, 1972, GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987, entre otros) se apoyan en continuidad estratigráfica sobre las pizarras silúricas.

Sobre esta sucesión se deposita una unidad pizarroso-calcárea con intercalaciones de tobas volcánicas de edad Carbonífero inferior, seguida por conglomerados y areniscas discordantes de probable edad Westfaliense (BOCHMANN, 1956), no representadas en la Hoja, terminando la sucesión estratigráfica con cuencas continentales aisladas (WALLIS, 1983) que fosilizan el ciclo Varisco.

En el área de la Hoja afloran materiales pertenecientes al Alcudiense inferior, sobre los que se apoya discordantemente un conjunto de sedimentos de edad Ediacárico-Cámbrico inferior (Alcudiense superior) con características de plataforma detrítico-carbonatada. Sobre este conjunto se apoya, de nuevo discordantemente, una sucesión del Ordovícico inferior al Silúrico que comprende un conjunto de sedimentos de plataforma marina somera con acción de corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje, frecuentemente de tempestad, que alternan con sedimentos de plataforma abierta o externa.

El Dominio de Obejo-Valsequillo, se caracteriza por que los materiales preordovícicos son similares a los de la Zona de Ossa Morena (Serie Negra, Grupo Malcocinado, Fm Torreáboles y Fm Azuaga), mientras que los Ordovícico-Devónicos tienen similitudes tanto con la ZCI como con el N de la ZOM, y en algunos casos no tienen afinidad con ninguna de las dos (MATAS *et al.*, 2014; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2014; MATAS *et al.*, 2015). Así, el Ordovícico inferior no tiene afinidades faunísticas ni con la ZCI ni con la ZOM, sino con Marruecos y la Montaña Negra; el Ordovícico medio y superior tiene afinidades con la ZCI; el Silúrico tiene afinidad con la ZOM solo en el Ludlow; y el Devónico inferior tiene solo en parte afinidades con la ZCI (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2014). Por otra parte, el Devónico superior tiene muchas más similitudes con las facies del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, que con las de la ZOM (ROBARDET y GUTIÉRREZ-MARCO, 2004). Recientemente (DÍEZ FERNÁNDEZ y ARENAS, 2015), proponen que la ZOM es un complejo alóctono de afinidad gondwánica, superpuesto sobre el margen centroibérico de Gondwana, incluyendo al Dominio Obejo-Valsequillo, cuyo límite septentrional es la falla Puente Génave-Castelo de Vide, que discurre por el sector suroeste de la Hoja.

Sobre estos materiales se apoya una potente sucesión sinorrogénica carbonífera, constituida por pizarras y grauvacas, con algunos niveles discontinuos de conglomerados, rocas básicas y algunas intercalaciones de calizas (HENKE, 1926; PERAN y TAMAIN, 1967; TAMAIN, 1972, CASTELLÓ y ORVÍZ, 1976) que rellenan el denominado "Surco de Pedroches", próximo al límite sur de la Hoja. Corresponden a sedimentos de plataforma abierta, somera, dominada por corrientes inducidas y por tormentas, según GABALDÓN y QUESADA (1983, 1986) y GABALDÓN *et al.* (1985 a y b). Es atribuida por MARTÍNEZ POYATOS (1997) a un evento tectonometamórfico extensional relacionado con la evolución orogénica varisca del DOV.

El límite septentrional del DOV es un accidente regional al norte del Batolito de Los Pedroches (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, MARTÍN PARRA *et al.*, 2006) y el meridional, la Falla de Matachel que le separa de la Unidad Central (AZOR, 1994) comprendida entre esta Falla y la Falla de Azuaga, y que muestra una intensa deformación de cizalla por lo que ha sido situada como límite entre la ZOM y la ZCI. No obstante, sus características litológicas, formativas y metamórficas, muestran cierta similitud con el sector meridional de las unidades alocitonas del DOV (MATAS *et al.*, 2005). (Fig. 3).

En el extremo SO de la Hoja afloran materiales pertenecientes al Silúrico superior-Devónico inferior, siendo su contacto con las pizarras ampelíticas del Silúrico inferior (Llandovery-Wenlock) tectónico (Falla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide).

La serie carbonífera se apoya, indistintamente sobre los materiales devónicos y silúricos, debiendo principalmente a la acción de la citada falla. Se trata de una potente serie formada por una alternancia de pizarras y areniscas con algunos niveles discontinuos de conglomerados (HENKE, 1926; PERAN y TAMAIN, 1967; TAMAIN, 1972, CASTELLÓ y ORVÍZ, 1976). Corresponden a sedimentos de plataforma abierta, somera, dominada por corrientes inducidas y por tormentas (GABALDÓN *et al.*, 1985 a y b).

La sucesión paleozoica, así como los materiales precámbricos infrayacentes en este sector del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y Dominio de Obejo-Valsequillo, al N del Batolito de Los Pedroches no muestran efectos importantes de metamorfismo regional, siendo este de grado muy bajo a diagénesis, (anquizona o el límite de la epizona) alcanzándose en algunos puntos el grado bajo (CHARPENTIER, 1976, CASTELLÓ y ORVÍZ, 1976; ORVÍZ *et al.*, 1976; FERNÁNDEZ *et al.*, 2013; MIRA *et al.*, 1987; APARICIO *et al.*, 1997; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2001).

Los efectos de la deformación prevarisca son muy débiles, poniéndose de manifiesto por la existencia de dos discordancias angulares. La discordancia más antigua (Discordancia intra-alcudiente) es la que separa los dos conjuntos anteordovícicos a las que se ha hecho referencia más arriba, (Alcudiense inferior y superior), registrando el inferior un plegamiento, sin esquistosidad ni metamorfismos asociados, que está fosilizado por las series del Alcudiense superior (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1975; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; PALERO, 1991, 1993; MARTÍNEZ POYATOS, 1997). Las estructuras de esta fase observadas son pliegues isopacos, poco apretados y de charnela curva, cortados por la esquistosidad principal varisca (PALERO, 1993). La más moderna se sitúa entre el Ordovícico basal y el sustrato precámbrico-cámbrico, en relación con una importante tectónica de bloques que controla la distribución de los afloramientos del Ediacárico-Terreneuvian (vendienses-tommotienses) según PALERO (1993). Fue identificada con

carácter angular en el Anticlinal de Alcudia (REDLIN, 1955; RICHTER, 1967; MARTÍNEZ POYATOS, 1997), donde pone en contacto materiales de la Formación de Base del Ordovícico inferior sobre materiales del Alcudiense superior. CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969, 1971) la citan en el núcleo del Anticlinal de Despeñaperros, donde las rocas del Ordovícico inferior se apoyan sobre rocas del Alcudiense inferior. Equivale a la discordancia atribuida a la Fase Toledánica en los Montes de Toledo por Lotze (1956).

La estructuración general observada en el sector del DCEG donde se sitúa la Hoja se explica por la superposición de las tres fases principales de deformación varisca más los efectos de etapas posteriores de fracturación tardivariscas, eoalpinas y alpinas.

La primera fase de deformación varisca produjo pliegues subverticales de gran longitud de onda de dirección predominante ONO-ESE a O-E, y con cierta vergencia al sur en este sector, aunque se pueden encontrar otras direcciones por efecto de la fracturación posterior. La inclinación de los ejes, variable hasta subvertical en los materiales anteordovícicos contrasta con la inclinación observada en la sucesión paleozoica, predominantemente subhorizontal (DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992). Según PALERO (1992), durante esta fase se formaron dos familias de fallas longitudinales o ligeramente oblicuas a la dirección de los pliegues y que son contemporáneas o algo tardías al plegamiento. Unas son fallas inversas de gran ángulo (60-70N) de poca continuidad. Los movimientos más tardíos dieron lugar a fallas directas con buzamientos más tendidos (40-60N) y de gran continuidad lateral.

La segunda Fase (F_2) se desarrolla posteriormente a la primera fase varisca, más al S, en el borde suroeste de esta Hoja, así como en las Hojas de Fuencaliente (860), Solana del Pino (861), Aldeaquemada (863), Venta de los Santos (864), Santisteban del Puerto (885), La Carolina (884) y más hacia el ONO, dando lugar a una superficie de despegue relacionada con un episodio extensional, que genera una ancha zona de cizalla con metamorfismo de grado muy bajo a bajo en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), a la que se asocian pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida. Esta etapa fue puesta de manifiesto en alguno de sus aspectos por RÍOS y RÍOS (1974), RÍOS (1977, 1978), y posteriormente LILLO (1992) que la denominó "etapa extensional temprana" que daría lugar, como resultado de una extensión N-S, a grandes fracturas ENE-OSO a ONO-ESE de componente normal, unas de fuertes buzamientos (frágiles) y otras de buzamientos tendidos (dúctiles). LARREA (1998) y LARREA *et al.* (1999) describen una zona de cizalla que afecta al borde meridional de Plutón de Santa Elena.

La tercera Fase (F_3) en este sector del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se corresponde con la Fase 3 de RÍOS (1977 b), con dirección de acortamiento E-O. La deformación se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella. Dio lugar a una fase de replegamiento de dirección N-S a N10°E con gran longitud de onda y pequeña amplitud, que desarrolla pliegues poco apretados de charnela recta y plano axial subvertical, de eje fuertemente inclinado, de direcciones casi ortogonales a las trazas de los pliegues de primera fase, y a las estructuras de la segunda fase, así como bandas de cizalla con deformación dúctil-frágil con movimientos en dirección tanto sinistros como dextros y dirección NO-SE y NE-SO respectivamente, que interfieren tanto con el de la 1^a fase, como con las estructuras de la segunda fase (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide

y pliegues asociados) originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas; PALERO, 1992). La distorsión de la esquistosidad principal o de primera fase y las trazas axiales de pliegues de esa fase puede estar en relación con la reactivación de zonas de cizalla sinistra de dirección NO-SE (ROIZ, 1979; ORTEGA, 1986; PALERO, 1992).

Una etapa posterior de régimen transcurrente compatible con un acortamiento ENE-OSO dio lugar a zonas de cizalla sinistra de dirección E-O y dextras NNE-SSO. Tras esta etapa, tuvo lugar una reactivación de fracturas en bandas transtensionales E-O y corredores extensionales NE-SO.

Las rocas plutónicas que afloran en la esquina SE de la Hoja estudiada, forman parte del stock de Santa Elena, emplazado en el borde S del DCEG, inmediatamente al N de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide. Son de carácter granodiorítico-tonalítico, habiendo sido descritas por diferentes autores (RICHTER, 1967; SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE, 1969; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977 b; LARREA *et al.*, 1993; 1995, 1999; LARREA, 1998). Su emplazamiento es posterior a la primera fase de deformación varisca y están afectadas por la zona de cizalla asociada a la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide, de segunda fase. Su edad ha sido cifrada en 331 ± 34 Ma por LARREA *et al.* (1999) mediante el método Rb/Sr y recientemente por Montero (comunicación personal, en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) en 319 ± 5 Ma (Misisipiense superior) mediante U/Pb por el Método de Kober.

Desde el punto de vista morfoestructural, la Hoja de estudio se sitúa en el denominado Macizo Hespérico Meridional, (GUTIÉRREZ ELORZA, 1994), incluyéndose en el conjunto morfoestructural de Sierra Morena (RODRÍGUEZ VIDAL y DÍAZ DEL OLMO, 1994). El inicio de la génesis del relieve de la zona se sitúa en el final de la orogenia varisca, con el desarrollo generalizado de una superficie de erosión pretriásica o postvarisca (SOLÉ SABARIS, 1983; MARTÍN-SERRANO, 1991 a y b; GUTIÉRREZ ELORZA, 1994).

Durante el Mesozoico y buena parte del Terciario, diversos ciclos de alteración-erosión labran una superficie poligénica y policíclica (denominada superficie y penillanura fundamental) producto de la degradación de la superficie pretriásica (MARTÍN-SERRANO, 1991 a y b).

Durante el Neógeno, la deformación de la cordillera Bética induce la formación de una fosa an-tepaís en el borde sur del Macizo Hespérico: la depresión del Guadalquivir (FONTBOTÉ y VERA, 1983). Dicha deformación interrumpió en el Mioceno superior el desarrollo de la superficie fundamental.

Durante el final del terciario y el Cuaternario se produce el encajamiento de la red fluvial de la cuenca del Guadalquivir en el relieve previo.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. NEOPROTEROZOICO-CÁMBRICO

El conjunto de materiales neoproterozoicos que afloran en el sector septentrional de la Hoja, en el núcleo del Anticlinal de Alcudia, forma parte de lo que tradicionalmente se han denominado

Complejo Esquisto-Grauváquico, traducción del portugués *Complexo Xisto-Grauvaquico An-teordoviciano* (CARRINGTON DA COSTA, 1950; TEIXEIRA, 1955).

Posteriormente han recibido otras denominaciones según las regiones como son, Alcudiense (OVTRACHT y TAMAIN, 1970; CRESPO y REY, 1971; CRESPO y TAMAIN, 1971; HERRANZ *et al.*, 1977), Esquistas de San Lorenzo (RICHTER, 1967) y Esquistas de Alcudia (BOUYX, 1962, 1970).

Ha sido datado como Vendiente (Ediacárico) superior-Cámbrico inferior (microfósiles, icnofósiles e isótopos de U/Pb en circones detriticos).

Sus características sedimentológicas indican que la sedimentación se produjo en un contexto de inestabilidad tectónica (MORENO, 1977a, b) caracterizado por la compartimentación de este dominio en bloques separados por fallas, que dieron cabida a importantes acumulaciones de materiales siliciclásticos con menor proporción de carbonatos (ORTEGA *et al.*, 1988; RODRÍGUEZ ALONSO *et al.*, 2004).

La sucesión estratigráfica es muy similar en todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) de la Zona Centroibérica, al norte de la Falla de Puente de Génave-Castelo de Vide. Se han separado dos grandes unidades, Alcudiense inferior y Alcudiense superior (OVTRACHT y TAMAIN, 1970) que incluyen la transición Precámbrico-Cámbrico (RODRÍGUEZ ALONSO *et al.*, 2004), separadas según diferentes autores por una discordancia angular citada por primera vez en el Anticlinal de Alcudia (Redlin, 1955) y posteriormente estudiada en el propio anticlinal y en otros sectores más septentrionales del DCEG por otros autores (BOUYX, 1970; CRESPO y REY, 1971; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; PIEREN, 1985; PIEREN *et al.*, 1987; PIEREN y HERRANZ, 1988; PELÁEZ-PRUNEDA *et al.*, 1986; NOZAL *et al.*, 1988 a y b; PALERO, 1993; MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

Por la existencia de dolomías en la secuencia superior, y según los esquemas de Lotze, Redlin consideró entonces el conjunto superior de edad Cámbrica. BOUYX (1970), extrapoló esta discordancia al anticlinal de Valdemanco (Valle del Esteras) y al valle del Tirteafuera (Anticlinal de Abenójar), y es el primero en utilizar los términos de "esquistas en facies de Alcudia" y "Alcudien" (BOUYX, 1962), aunque llama al Alcudiense superior en el anticlinal de Valdemanco "Serie Superior Conglomerática", un nombre que sería muy apropiado también para esta terminación oriental de Alcudia (BOUYX 1965, 1970), donde RICHTER (1967) señaló la presencia de intercalaciones conglomeráticas en las formaciones ante-ordovícicas definiendo los "esquistas de San Lorenzo" en las inmediaciones de San Lorenzo de Calatrava. BUTENWEG (1968) correlaciona el núcleo precámbrico del Anticlinorio de Despeñaperros con estos "esquistas de San Lorenzo", correlación acertada, ya que en Despeñaperros se encuentran características facies turbidíticas del Alcudiense inferior en el Valle del Arroyo Valdeazores (límite este de la Hoja). Como resultado de la investigación geológico-minera en la reserva del Estado del Valle de Alcudia, CRESPO y REY (1971), y CRESPO y TAMAIN (1971), hablan de Alcudiense, correlacionando acertadamente el conjunto superior, con intercalaciones carbonáticas, con las dolomías de Abenójar, que llegan a superar en conjunto los 200 m.

Posteriormente ARBIN y TAMAIN (1973), y luego TAMAIN (1975), niegan la existencia de las discordancias de la Ribera de Riofrío (A. de Valdemanco) y del Tamujar, que consideran una disarmonía tectónica creando una polémica que no se resuelve hasta la segunda parte del decenio

de los ochenta: La existencia de dicha discordancia, su edad intra-precámbrica y su carácter regional queda de nuevo patente mediante varios trabajos publicados entre 1986 y 1988 que proceden de equipos de investigación independientes; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986) describen la discordancia intra-alcudicense en Abenójar, señalando las diferencias estructurales entre ambos conjuntos. Ésta es descrita en el Valle de Alcudia por PELÁEZ-PRUNEDA *et al.* (1986) en la parte centro-oriental del anticlinal de Alcudia, donde tiene paleoalteración asociada. PIEREN (1985) la describe más al oeste en Agudo-Valdemanco, PIEREN *et al.*, (1987) en el anticlinal de Agudo donde también presenta paleoalteración, NOZAL *et al.* (1988 a y b) en el anticlinal de Ibor, y finalmente PIEREN y HERRANZ (1988) en el extremo occidental del anticlinal de Alcudia.

ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988) y ORTEGA *et al.* (1988) presentan modelos de evolución y distribución regional. Otro modelo de la evolución de la cuenca en la que se depositaron los materiales del Alcudicense superior-Pusiense, durante el Vendíense superior y Cámbrico inferior es sucesivamente ampliado con nuevas precisiones (VILAS *et al.*, 1986 a y b, VILAS *et al.*, 1987, PELÁEZ-PRUNEDA *et al.*, 1989), finalmente recogidos en SAN JOSÉ *et al.* (1990).

Recientemente la relación estructural entre Alcudicense inferior y Alcudicense superior, es estudiada incluyendo los afloramientos de esta Hoja por PALERO (1993) quién hace dos descripciones detalladas de la discordancia intra-alcudicense en dos lugares del anticlinal de Alcudia, en la Hoja de Solana del Pino (861) y posteriormente por MARTÍNEZ POYATOS (1997). El lugar de descripción de la discordancia en el Arroyo de La Gargantilla se encuentra a 2,5 km del límite NO de esta Hoja. Previamente PALERO (1991) había realizado y recopilado una cartografía de todo el sector oriental del Anticlinal de Alcudia desde la Hoja de Brazatortas hasta su cierre perianticlinal, con motivo de su tesis doctoral. Este es el antecedente más completo a la par que reciente para el estudio de esta Hoja.

La unidad inferior (Alcudicense inferior) muestra una deformación caracterizada por pliegues sin desarrollo de foliación ni metamorfismo asociado (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 1987; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987b; LORENZO-ÁLVAREZ y SOLÉ, 1988; PALERO, 1993), presentando lineaciones de intersección y ejes de pliegues subverticales, mientras que el Alcudicense superior presenta lineaciones de intersección subhorizontales.

Esto implica una verticalización generalizada del Alcudicense inferior anterior al depósito del Alcudicense superior. Este hecho determina la existencia del contacto por discordancia angular entre ambos conjuntos.

Cartográficamente se han diferenciado por una parte las "Alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas" (6) del Alcudicense inferior y las "grauvacas, limolitas y cuarzovacas" (8) que incluyen varios niveles, a veces lenticulares de "conglomerados y areniscas grauáquicas microcongloméráticas" (7) con los que se intercalan, del Alcudicense superior.

Una gran parte de los afloramientos del Alcudicense superior de las Hojas de Mestanza (836) de Solana del Pino (861) y del límite NO de esta Hoja se encuentran limitados de forma brusca por una fractura, la falla del Guijo (PALERO, 1993) de dirección NO-SE y buzamiento subvertical, que no afecta a los materiales ordovícicos. PALERO (*op. cit.*) le calcula un salto vertical de 800 m. La falla quedaría acotada entre el Ediacárico superior-Cámbrico inferior, edad del Alcudicense

superior y el Ordovícico. Su importante salto confina a los afloramientos del Alcudiense superior en una semi-fosa, limitada al NE por esta falla. En esta Hoja la distribución de los afloramientos se complica por la interacción de esta fractura, y otras fallas de la misma dirección con los desgarres ENE-OSO.

2.1.1. Alternancias de grauvacas y limolitas. Secuencia turbidítica (6). Alcudiense inferior, Ediacárico

Esta unidad se conoce como Alcudiense inferior a partir de los trabajos de CRESPO y REY (1971) y CRESPO y TAMAIN (1971), así como de OVTRACHT y TAMAIN (1970) y TAMAIN (1972) y es equivalente a los Esquistos de Alcudia (BOUYX, 1962), al Grupo Domo Extremeño (ÁLVAREZ-NAVA *et al.*, 1988) o Alogrupe Domo Extremeño (SANTAMARÍA, 1995) en el sector centro occidental de Extremadura, así como a la Unidad inferior de RODRÍGUEZ ALONSO *et al.* (2004).

Dado que en el ámbito de esta Hoja nos encontramos prácticamente en su lugar de definición utilizamos el término Alcudiense inferior.

Esta unidad, cuyo rango es de grupo o supergrupo está formada en el ámbito del estudio, por grauvacas, micrograuvacas y limolitas. Se desconoce su base en toda la Zona Centroibérica así como su yacente. En el marco de esta Hoja está prácticamente exenta de niveles guía, como pudieran ser gruesos niveles de grauvaca, o conglomerados.

Se trata por lo general de una monótona alternancia de niveles milimétricos o centimétricos de grauvacas, micrograuvacas y limolitas. En algunas ocasiones, se engrosan siendo entonces métricos los niveles basales grauváquicos (a y b) y los demás niveles de la secuencia son entonces decimétricos. Generalmente los mejores afloramientos corresponden a aquellos niveles en los que predominan los gruesos bancos grauváquicos, por lo que se ha desarrollado menos la esquistosidad. Las secuencias más finas son prácticamente inabordables para un estudio estratigráfico convencional por su alto grado de deformación (fracturación esquistosidad y relleno por pequeñas venas de cuarzo). El grado de metamorfismo es muy bajo situándose en la anquizona media y superior.

La potencia de esta unidad es difícil de evaluar por la falta de niveles guía, el desconocimiento del muro y techo de la unidad, y su compleja deformación, pero se suelen contemplar valores que oscilan entre los 4.000 y los 6.000 m; estos deben ser en realidad valores de la progradación del medio y no espesores reales.

No hay buenas exposiciones en esta Hoja apareciendo las mejores en los desmontes de la Carretera El Hoyo - San Lorenzo de Calatrava.

Las secuencias reconocidas corresponden a secuencias de Bouma, generalmente incompletas; las más frecuentes son las secuencias truncadas ta-c y tb-d. Se reconocen en afloramientos distintos dos asociaciones de facies: las primeras se caracterizan por tener un mayor desarrollo de los términos a, b y c, con bancos de grauvaca correspondiendo a los niveles a y b que superan el metro de potencia aunque los valores más normales varían entre 15 y 40 cm. Por otra parte, y con mayor distribución geográfica en esta zona, tenemos las facies "finas", constituidas por alternancias de micrograuvacas y limolitas, milimétricas o centimétricas. Predominan las

secuencias incompletas tc-e tb-e e incompletas truncadas tc-d y tb-d. Éstas son más frecuentes en las proximidades del barranco de la Gargantilla en la carretera mencionada. Por el momento, por la falta de niveles guía, no está definida una relación cartográfica entre los dos conjuntos de facies, por lo que no se ha podido precisar una distribución cartográfica.

Los dos tipos de asociaciones de facies descritos corresponden a facies de lóbulos turbidíticos. No se han reconocido en esta Hoja facies de interlóbulo también características de esta unidad en sectores occidentales del anticlinal de Alcudia (PIEREN y HERRANZ, 1988), ni las facies de talud (brechas intraformacionales) reconocidas en la Hoja limítrofe de Solana del Pino (861).

Es difícil establecer con exactitud una edad para el Alcudiense inferior, dada la práctica inexistencia de microfósiles. Tan sólo la presencia local (un sólo registro) de los acritarcos *Orygmato-sphaeridium* sp. y *Protosphaeridium* sp. (MITROFANOV y TIMOFIEV, 1977, en SAN JOSÉ, 1984) en la parte central del Valle de Alcudia permitió su atribución al Rifeense en un sentido amplio (SAN JOSÉ, 1983, 1984), sin que se descartase la posibilidad de que los niveles más altos alcanzasen el Vendiente inferior dado el amplio rango de distribución de ambos taxones (SAN JOSÉ *et al.*, 1990).

Otros autores (PALACIOS, 1989; VIDAL *et al.*, 1994 a y b; RODRÍGUEZ ALONSO *et al.*, 2004) han propuesto una edad Vendiente (Ediacárico) terminal, para esta unidad mediante acritarcos.

Más recientemente estos mismos autores (PALACIOS *et al.*, 1996a), con base en niveles fosfatados de la Hoja de Mestanza (836), en el valle del Río Montoro, proponen que el límite entre el Vendiente superior y el Cámbrico inferior pudiese estar incluso dentro del "Conjunto Alcudiense inferior", considerando ya el Alcudiense superior en su totalidad como Cámbrico inferior.

Sin embargo, TALAVERA *et al.* (2015) obtienen mediante U/Pb en circones detriticos, una edad deposicional máxima de 580-560 Ma (Ediacárico/Vendiente superior) para el Alcudiense inferior situado inmediatamente por debajo de la misma, y de 550-540 Ma (Ediacárico/Vendiente terminal) para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia, lo que dejaría al Alcudiense inferior una edad mínima Ediacárico superior.

2.1.2. Grauvacas, limolitas y cuarzovacas. Facies laminada (8). Alcudiense superior, Ediacárico-Cámbrico inferior

En esta zona del anticlinal de Alcudia, esta unidad cartográfica se intercala con la unidad de "Conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas (7)", que se describe en el siguiente epígrafe y que constituye los niveles guía cartográficos. Si la describimos en primer lugar es porque en los lugares donde está claro el contacto basal, es siempre ésta la unidad más baja del Alcudiense superior local. En esta zona se aprecia con claridad que los conglomerados no aparecen desde la base sino a una altura estratigráfica bastante constante de 30 a 40 m del contacto basal.

La discordancia basal ha sido descrita por PALERO (1993) en un afloramiento excepcional muy próximo al límite NO de la Hoja, el Arroyo de la Gargantilla. El Alcudiense inferior se presenta con grauvacas y micrograuvacas azuladas en bancos delgados con dirección N 80°, 73° N. El Alcudiense superior comienza con depósitos bastante finos 3 m de limolitas, seguidos por grauvacas

con pasadas de limolitas. No hay por debajo de estos primeros depósitos ninguna zona de alteración, como ocurre en las exposiciones de la discordancia más occidentales (Hoja de Brazartotas). Siguen grauvacas con *ripples* de oscilación y alternancias milimétricas de grauvacas y limolitas con laminación paralela, hasta la aparición a los 30 m del primer paquete de conglomerados de más de 90 m de potencia (cartografiados como 7).

Sobre los conglomerados dominan las facies laminadas características: alternancias de grauvacas y limolitas arenosas con laminación paralela y lenticular, y finas laminaciones milimétricas de micrograuvacas y areniscas grauváquicas, o micrograuvacas y limolitas, que se denominan coloquialmente "Pizarras bandeadas"; dicho nombre proviene de la denominación de autores franceses como Bouyx que describieron estas facies típicas y características del Alcudiense superior prácticamente en todas las estructuras en las que éste se encuentra como "*grès rubannés*" (areniscas acintadas). Con los conglomerados son las facies más características del Alcudiense superior. Las intercalaciones de dolomías y calcoesquistos características de esta unidad en la zona central y occidental del Anticlinal de Alcudia no aparecen en todo el sector oriental del mismo, probablemente por el masivo y reiterado aporte de materiales clásticos gruesos.

Petrográficamente se observa una clara evolución de muro a techo del Alcudiense superior, pasándose de una presencia exclusiva de grauvacas, ricas en fragmentos de roca (metacuarcita, lítica, cuarzo filoniano) y en feldespatos (ortosa y plagioclasas), a fracciones arenosas más evolucionadas hacia el techo de la sucesión, con areniscas grauváquicas e incluso areniscas cuarcíticas y excepcionales barras protocuarcíticas, en las que es característico del Alcudiense superior el moteado ferruginoso. Esta evolución puede también reconocerse en la matriz psamática de los conglomerados.

Sedimentológicamente, sobre las secuencias de plataforma somera de la base se verifica rápidamente una progradación de facies de influencia continental. El siguiente ciclo de profundización deducido al oeste, nos devuelve a los medios de plataforma de las que son características las pizarras bandeadas, entre las que pueden incluirse algunos bancos con retoques por tormentas (areniscas grauváquicas con *hummocky*). El techo de este ciclo de profundización que culmina con una colmatación de la cuenca, al techo de la cual aparecen los episodios carbonatados al oeste (VILAS *et al.*, 1987, SAN JOSÉ *et al.*, 1990) estaría aquí reflejado por una segunda progradación de las facies conglomeráticas de influencia continental.

La parte alta de la sucesión parece faltar en esta Hoja posiblemente por erosión previa al inicio de la transgresión del Ordovícico inferior.

En esta unidad se han encontrado en el sector central del Valle de Alcudia, numerosos icnofósiles, que permitieron atribuir esta sucesión al Vendiente (Ediacárico) superior (VILAS *et al.*, 1987; SAN JOSÉ *et al.*, 1990). En un trabajo posterior específico sobre las pistas fósiles de Alcudia y Abenójar, GARCÍA-HIDALGO (1994) expone que el Alcudiense superior en la zona de Brazartotas-Hinojosas del Anticlinal de Alcudia, está compuesto por tres conjuntos litoestratigráficos: una "serie inferior", discordante sobre el Alcudiense inferior y que presenta allí intercalaciones calcáreas ("calizas de Hinojosas" de BOUYX, 1970, nivel que equivaldría por cambio lateral de facies aproximadamente al primer nivel de conglomerados), por encima de estos niveles carbonáticos y con una relación de concordancia poco clara, una "serie intermedia" compuesta

por pizarras, areniscas grauváquicas y microconglomerados (que aquí equivaldrían probablemente al segundo paquete conglomerático), que presentan gran abundancia de pistas fósiles, y finalmente discordante sobre las demás una "serie superior" conglomerática bien representada en Mestanza (836) y que en esta Hoja no hemos reconocido. Siguiendo con la descripción de GARCÍA-HIDALGO (1994), en la serie intermedia del anticlinal de Alcudia han aparecido *Bergaueria aff. langi* (PEMBERTON *et al.*, 1988), *Monomorphichnus lineatus* (CRIMES *et al.*, 1977) y *Hormosiroidea cf. canadensis* (CRIMES y ANDERSON, 1985). Aparecen además con mayor frecuencia *Planolites* o *Palaeophycus ichnosp.* Según CRIMES, 1987, tanto *Bergaueria* como *Monomorphichnus*, son huellas consideradas claramente cámbicas, aunque en algunas regiones *Bergaueria* puede aparecer en el Precámbrico. *Hormosiroidea* ha sido citada tanto en el Cámbrico inferior (CRIMES y ANDERSON, 1985) como en el Precámbrico (GARCÍA-HIDALGO, 1994, en el anticlinal de Ibor). En función de lo expuesto concluye que la presencia de pistas fósiles de tipo cámbrico en el anticlinal de Alcudia indica, pese a que todas las unidades descritas en el Alcudiense superior habían sido consideradas como vendienses, que una parte de éste es en realidad Cámbrico inferior (Tommoticense/Terreneuvian).

Por otra parte, TALAVERA *et al.* (2015) obtienen mediante U/Pb en circones detriticos, una edad deposicional máxima de 550-540 Ma (Ediacárico/Vendiense terminal) para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia.

En función de los expuesto podemos precisar que los materiales del Alcudiense superior, que se encuentran por debajo de los niveles con carbonatos, serían con seguridad del Vendiente (Ediacárico) superior, mientras que los más altos, podrían encontrarse según García-Hidalgo en los niveles de tránsito al Tommotiense (Terreneuvian). Trasladando estos datos de Cabezarrubias-Hinojosas a este sector más oriental, la base, los primeros conglomerados y la primera intercalación de pizarras bandeadas serían en cualquier caso del Vendiente (Ediacárico) superior. Los niveles más altos que el segundo nivel conglomerático podrían ya pertenecer al Tommotiense (Terreneuvian).

2.1.3. Conglomerados y areniscas grauváquicas (7). Alcudiense superior, Ediacárico superior

Los conglomerados y microconglomerados se intercalan en la unidad anterior, formando uno o dos niveles bastante extendidos. En el flanco norte del anticlinal el nivel bajo es el más constante, y gana potencia hacia el este, presentando su máxima potencia al norte de San Lorenzo de Calatrava. En el flanco sur, y en toda la zona del cierre perianticlinal del núcleo precámbrico, pese a que el nivel inferior se conserva y es constante, el segundo nivel está notablemente desarrollado; sobre él se apoyan directamente los materiales del Ordovícico inferior.

El primer nivel al norte de la Carretera a San Lorenzo de Calatrava se encuentra a 30 m de la discordancia basal y tiene una potencia de más de 100 m en el límite occidental de la Hoja. Gana potencia hacia el este y en San Lorenzo de Calatrava puede confundirse morfológicamente con la Cuarcita Armoricana, ya que da una alta cresta diferenciada, que desde el valle y la misma carretera oculta a la cresta ordovícica.

Los conglomerados son generalmente pudingas de matriz grauváquica, granosostenidas, con cantos de cuarzo bien redondeados, que varían desde 1-1,5 cm hasta 2-2,5 cm, siendo estos

últimos muy frecuentes. Los centiles llegan a ser de 4 cm. Es característica la presencia de cantos de lidita, de un tamaño similar aunque de frecuencia mucho menor (1,5-3%). También pueden encontrarse cantos de grauvaca o de limolita. La matriz es psamítica, de grauvaca verde.

Las estructuras sedimentarias son prácticamente inexistentes en estos cuerpos que suelen presentarse como muy masivos y homogéneos. Dada la escasez de estructuras sedimentarias observadas es difícil precisar su entorno sedimentario; lo único seguro es que las alternancias infayacentes y suprayacentes son inter y submareales y de plataforma interna respectivamente. Parece tratarse de una progradación continental sobre los sedimentos marinos someros basales, pero no se puede precisar en qué entorno sedimentario se realiza.

En las areniscas del equivalente lateral de esta unidad en el sector central del Valle de Alcudia, se han encontrado numerosos icnofósiles, que permitieron atribuir esta sucesión al Vendiente (Ediacárico) superior (VILAS *et al.*, 1987; SAN JOSÉ *et al.*, 1990).

GARCÍA-HIDALGO (1994) revisando estos datos plantea la posibilidad de que los ciclos sedimentarios más altos del Alcudiense superior lleguen incluso a tener una edad correspondiente al Cámbrico inferior basal. Sin embargo, la unidad considerada, equivale a la parte más baja del Alcudiense superior. De los distintos ciclos sedimentarios considerados por VILAS *et al.* (1987) y SAN JOSÉ *et al.* (1990), los materiales de esta sección del valle de Alcudia, corresponden en su mayor parte al primer ciclo, y el resto al segundo, por lo que esta unidad puede ser considerada en su totalidad como Vendiente Ediacárico superior.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. Ordovícico

Los sedimentos ordovícicos son los materiales con mayor extensión de afloramiento en la Hoja. La sucesión ordovícica en Sierra Morena Oriental presenta dos características notables:

- a) es siempre discordante sobre su sustrato, siendo una discordancia de tipo angular sobre las alternancias de grauvacas y limolitas del Vendiente, y cartográfica sobre las grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas y conglomerados del Vendiente superior-Cámbrico inferior.
- b) está muy desarrollada y presenta una gran potencia, aunque esta puede presentar variaciones notables de NO a SE.

La referencia más antigua de fósiles paleozoicos en los alrededores de la Hoja se debe a VERNEUIL y BARRANDE (1856), y dentro de la Hoja se debe a MALLADA (1884), quien en su "Reconocimiento Geológico de la provincia de Jaén", menciona el hallazgo de nódulos conteniendo orthocerátidos y graptolitos en el ángulo suroeste de la misma, al oeste de El Centenillo. Posteriormente, los trabajos de HENKE (1926), PÉREZ REGODÓN (1966), RICHTER (1967), TAMAIN (1967, 1972), CHAUVEL *et al.* (1969), MÉLOU (1973), RÍOS (1977 b, 1978), HAMMANN y HENRY (1978), HAMMANN (1983), GUTIÉRREZ-MARCO (1986), PINEDA (1987), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1992) y SARMIENTO (1993), entre otros, amplían considerablemente el número de yacimientos paleontológicos descubiertos en el área de la presente Hoja, aportando a su vez identificaciones y descripciones de numerosas especies de trilobites, braquiópodos y equinodermos

ordovícicos. La bioestratigrafía y cronoestratigrafía de las diversas unidades ordovícico-silúricas ha sido discutida recientemente por GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984, 1995), GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987), SAN JOSÉ *et al.* (1992), VILLAS (1995) y GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996).

La revisión y modificación de la cartografía geológica de esta Hoja llevada a cabo durante la realización de la Hoja Geológica a escala 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) ha aportado nuevos yacimientos paleontológicos, que han sido analizados.

2.2.1.1. Areniscas, cuarcitas y pizarras (10). Formación de Base. Conglomerados y cuarcitas gruesas (9). Tremadoc?-Arenig

En el ámbito de la Hoja yace mediante una pequeña discordancia sobre las grauvacas, limolitas y conglomerados del Ediacárico superior-Terreneuvian. Aflora con cierta extensión en la Sierra de San Andrés, ganando potencia desde el borde occidental de la Hoja hacia esa Sierra. Este aumento de potencia y los buzamientos más bajos que aparecen hacia el este, hace que a partir de San Lorenzo de Calatrava se individualice en esa dirección. Hasta San Lorenzo de Calatrava aparecía en la parte baja de la vertiente de la cresta formada por la Cuarcita Armoricana, desligándose y formando una cresta propia a la altura del Arroyo de Fuentepizarra. En las laderas próximas a la carretera al norte de este arroyo, presenta buenos afloramientos.

Esta unidad aflora también, con muy poca representación, en el límite oriental de la Hoja en el Arroyo de Valdeazores.

Corresponde a la "Formación de Base" definida por BOUYX (1970) en la Sierra de Mestanza, que comprende las unidades denominadas por este autor como "Série Detritique de Base" y "Niveau Rouge". Anteriormente LOTZE (1956) la definió como Capas Intermedias, BUTENWEG (1968) la denominó Serie Conglomerática, y ALÍA *et al.* (1971) les denomina Serie Preordovícica superior. También se la conoce regionalmente con el nombre de "Serie Roja Basal" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990; REY e HIDALGO, 2004).

Los materiales de esta formación pertenecen al Megaciclo inferior de REY e HIDALGO (2004), apoyándose mediante una discordancia angular sobre un paleorrelieve tallado en las rocas infayacentes (Discordancia Toledánica, LOTZE, 1956; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002) con fuertes variaciones de espesor; siendo estas del Alcudiense inferior en el Anticinal de Despeñaperros, Antiforme de Sierra Madrona y buena parte del Anticinal de Alcudia, y Alcudiense superior en el sector centroriental del Anticinal de Alcudia. Los límites inferior y superior, muestran exposición subaérea y erosión durante un episodio de bajo nivel del mar (REY e HIDALGO, 2004).

En la deformación de este Precámbrico, parecen sumarse los efectos de al menos dos etapas de deformación previas a la Orogenia Varisca. En primer lugar la fase intra-alcudiense (intra-precámbrica de edad Ediacárico superior) que pliega regionalmente al Alcudiense inferior (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; PELÁEZ-PRUNEDA *et al.*, 1986; PIEREN *et al.*, 1987; NOZAL *et al.*, 1988 a y b; PIEREN y HERRANZ, 1988; PALERO, 1993; MARTÍNEZ POYATOS, 1997). Se sumaría además el efecto de la fase Ibérica (SAN JOSÉ, 1984) que separaría mediante un basculamiento las formaciones del Cámbrico superior-Ordovícico basal del Cámbrico inferior-Precámbrico superior.

La "Serie Detritica de Base" comienza con el denominado "Conglomerado de Base" (TAMAIN, 1972), formado por cantos redondeados-subredondeados, de cuarzo, cuarcitas, y menos frecuentemente cuarzo y líticas. El tamaño de los cantos suele ser de tamaños centimétricos (1-5 cm), aunque ocasionalmente se han observado tamaños mayores (20-30 cm, TAMAIN, 1972). En general, presentan escasa matriz arenosa grosera. El espesor de este conglomerado basal es muy variable, formando bancos de 2-3 m que llegan a constituir paquetes de unos 25 m, como el que aparece al norte de Los Órganos. A veces llegan a estar ausentes, apareciendo como lentejones discontinuos. Hacia techo los conglomerados pasan a una alternancia de ortocuarcitas, ortocuarcitas conglomeráticas, microconglomerados y areniscas gruesas blanquecinas.

Sobre la "Serie Detritica de Base" se dispone el "Nivel Rojo" ("Niveau Rouge") o serie "Lie de Vin" de TAMAIN (1972), así denominada por su marcada coloración rojo-violácea, sobre todo a techo. Es una alternancia de niveles decimétricos de areniscas cuarcíticas y arcósicas, limolitas y niveles pizarrosos de tonos vinosos, con lentejones conglomeráticos discontinuos intercalados.

Los bancos arenosos suelen tener base plana y techo ondulado, dando morfologías de *ripples* y *megaripples* de oscilación. Presentan laminación paralela y ondulada, siendo frecuentes las estructuras de laminaciones cruzadas tipo *hummocky*. Los conglomerados muestran estratificación cruzada planar, techos muy ondulados y morfologías de canal en las que parece observarse imbricación de cantos. Se han identificado secuencias negativas (grancrescentes).

REY e HIDALGO (2004) distinguen tres miembros: M₁ ("Conglomerado Basal" de TAMAIN, 1972) de hasta 25-50 m de espesor, que alterna con capas de areniscas y limolitas; M₂, constituido por una alternancia de areniscas y capas de pizarras purpura-rojizas ("Lie de Vin" de Tamain, 1972) y M₃, caracterizado por la intercalación de capas de ortocuarcitas hacia la parte superior de la formación

Aunque la Serie "Lie de Vin" tiene una buena continuidad en el área, existen grandes variaciones de espesor. TAMAIN (1972) lo cifra en unos 200 m al norte de Los Órganos de Despeñaperros. En San Lorenzo de Calatrava, alcanza 300 m. ALÍA *et al.* (1971) estiman un espesor total de 700 m.

En su conjunto, la "Serie Púrpura" se interpreta como sedimentos marinos, depositados en ambientes de plataforma dominada por el oleaje, con influencia ocasional de corrientes de plataforma, posiblemente mareales. Los conglomerados basales de mayor tamaño corresponderían a facies canalizadas locales. En la zona de estudio, el tránsito a la Cuarcita Armoricana suprayacente es prácticamente continuo.

La edad de la sucesión ordovícica previa a la Cuarcita Armoricana s.str., ha sido muy debatida.

RICHTER (1967) atribuye estos materiales al Cámbrico superior mientras que BUTENWEG (1968) atribuye a la "Serie Conglomerática" una edad Cámbrico superior-Ordovícico basal; ALÍA *et al.* (1971) le asignan una edad Cámbrico superior sin descartar que alcance el Cámbrico medio. Posteriormente ha sido atribuida al Ordovícico inferior (Tremadoc-Arenig), mediante icnofauna. Así BOUYX (1970) cita la presencia de *Lingulella* sp. en Hinojosas de Calatrava, y TAMAIN (1972) encuentra en el Cerro Castellar, cerca del punto anterior, restos de fósiles comparables a *Harlania*, atribuyéndole una edad Tremadoc. A esta misma edad es atribuida por MORENO *et al.* (1976). MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO (1987) citan la presencia de *Ectenoglossa*

cf. *lesueri*, *Cruziana furcifera* y *skolithos* sp., en la Hoja de Valdemanco de Esteras (782), que definen una edad Tremadoc superior-Arenig.

Sin embargo, hay que considerar que ninguno de los argumentos paleontológicos esgrimidos hasta ahora en la Zona Centroibérica (icnofósiles y raros lingúlidos) es realmente indicativo del Tremadoc y que, por el contrario, la estratigrafía de eventos, la continuidad sedimentaria y las dataciones radiométricas obtenidas en sucesiones comparables del Macizo Armoricano francés, apuntan a que este conjunto previo a la Cuarcita Armoricana correspondería ya al Arenig temprano (BONJOUR *et al.*, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1992; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004). En el curso de este trabajo, los únicos restos paleontológicos encontrados en la unidad son *Cruziana furcifera* d'Orbigny y *Skolithos* sp., que no aportan mayores precisiones.

2.2.1.2. *Ortocuarcitas* (11). Cuarcita Armoricana. Arenig medio

Aflora en ambos flancos de la antiforma que divide a la Hoja de este a oeste, conformando junto con los materiales de la Serie Púrpura, los relieves escarpados de la Sierra Morena y Sierra de San Andrés, con las mayores cotas de la Hoja (cerros de Estrella, 1.298 m; Montón de Trigo, 1.210 m; Malabrigo, 1.159 m; Caballeros, 1.093 m, Esquilón, 1.199).

Se conoce igualmente como "Cuarcitas de las Altas Sierras" (MALLADA, 1884) o "Cuarcita de Despeñaperros" (RICHTER, 1967).

BUTENWEG (1968, p. 94) describe la existencia de una discordancia entre la Serie Conglomerática y la Cuarcita Armoricana. Cita que la discordancia de pequeña magnitud, posiblemente debida a un basculamiento, corresponde a la Fase Ibérica de LOTZE (1956). Esta sería efectivamente la Fase Ibérica de LOTZE (1956) que separa las formaciones del Cámbrico superior-Ordovícico basal, de los primeros depósitos de la transgresión del Ordovícico inferior. En los sitios donde se aprecia la discordancia erosiva, la cuarcita armoricana comienza con delgados niveles conglomeráticos, apoyándose sobre la "serie conglomeratica". Se puede subdividir en tres tramos, que disminuyen de espesor hacia el oeste, como ya establecieron BOUYX (1964, 1970), TAMAIN (1972) y RÍOS, (1977 a, b) en Sierra Morena Oriental, aunque no se han diferenciado cartográficamente a escala 1:50.000:

- El tramo inferior (aprox. 200 m. de potencia) está formado por una alternancia de bancos decimétricos y métricos de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas claras (blancas o grises-claras) con finas y escasas intercalaciones pizarrosas.
- El tramo intermedio (80-100 m. de potencia) está constituido por una alternancia de bancos centí y decimétricos de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas, y delgados niveles de pizarras limolíticas grises.
- El tramo superior (aprox. 200 m. de potencia) está formado por bancos métricos y decimétricos de ortocuarcitas masivas blancas o grises, con escasas intercalaciones pizarrosas.

Desde el punto de vista petrográfico, las ortocuarcitas presentan un grado de madurez muy alto, estando constituidas en más del 90% por granos de cuarzo, con una matriz sericítica muy escasa y algunos minerales accesorios pesados como circón, rutilo y turmalina. Se observa una

recristalización muy importante, con desarrollo de puntos triples entre los granos. Las intercalaciones "pizarrosas" en el tramo superior son, en sentido estricto, areniscas finas ricas en micas, formadas por pequeños granos de cuarzo y placas de moscovita. Pueden tener una abundante matriz sericítica y cierta cantidad de materia carbonosa.

Son capas de base plana y techo ondulado, con laminación interna paralela que ocasionalmente pasa a laminación cruzada *hummocky*, laminación ondulada, y en ocasiones, a laminación cruzada de *ripples* de oscilación. Los cuerpos mayores muestran morfologías de barras. Se identifican varias secuencias negativas.

El conjunto de la sucesión se interpreta como depósitos marinos de plataforma marina somera con acción de corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje.

Según REY e HIDALGO (2004), pertenece al Segundo Megaciclo del Ordovícico inferior y constituye un ciclo transgresivo-regresivo de segundo orden.

El espesor de la formación en Despeñaperros se establece en unos 500 m. (TAMAIN, 1972).

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*, véase MALLADA, 1884; HERNÁNDEZ-PACHECO y PUIG DE LA BELLACASA, 1926; TAMAIN, 1972, etc.). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos) han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio (PARIS *et al.*, 1982; PARIS, 1990). Se le asigna una edad Arenig, habiéndose encontrado niveles ricos en icnofauna de *Skolithus* en el tramo inferior y de *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi* en el tramo medio.

2.2.1.3. Cuarcitas, areniscas y pizarras (12). Capas Pochico. Arenig superior

Esta unidad se dispone en continuidad sedimentaria con la Cuarcita Armoricana infrayacente (su base se situaría sobre el último banco de potencia métrica de la Cuarcita Armoricana), aflorando en los mismos parajes que esa unidad, adosada a los flancos de la gran estructura que constituye el extremo oriental del Anticlinal de Alcudia. Los afloramientos de mayor extensión se encuentran en el cuadrante NE, en los sectores de Casa de Magaña y el Olivar del Marqués. Una de las mejores exposiciones se encuentra en la carretera de San Lorenzo a Huertezuelas (a un 1,5 km de esta última población) donde se ha realizado una sección estratigráfica.

Su nombre proviene de la "Tabla de Pochico" al sur de Aldeaquemada (en la vecina Hoja 863), donde fueron descritas por TAMAIN (1967, 1972). Ha recibido en el ámbito de la ZCI distintas denominaciones: "Capas de Marjaliza", "Capas de Transición", "Areniscas superiores" por RICHTER (1967) y BUTENWEG (1968), "Serie de Tránsito cuarcítico-pizarrosa" por CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969) y "Alternancias inferiores" por RÍOS (1977 a y b). Y la más utilizada a nivel bibliográfico, de "Estratos o Capas Pochico" (TAMAIN, 1972) que proviene de la suma de las dos unidades establecidas por el autor, es decir las "Alternancias Pochico" como tramo

basal y "Grès Jaunes Pochico" como tramo superior diferenciado en razón de la tonalidad amarillenta que caracteriza esta formación.

Es una alternancia de paquetes centimétricos y decimétricos de ortocuarcitas, areniscas y pizarras donde se distinguen dos tramos. El tramo inferior, denominado por TAMAIN (1972) "Alternances Pochico" ("Alternancias Pochico"), es una alternancia decimétrica de cuarcitas blancas y grises y areniscas cuarcíticas micáceas, con intercalaciones de pizarras subordinadas. Hacia el techo de la sucesión, en el tramo superior, las cuarcitas desaparecen y se pasa a una alternancia de areniscas micáceas grises y pizarras negras, que por alteración adquieren una tonalidad amarillenta ("Grès Jaunes Pochico" de Tamain).

El tramo inferior está formado por una alternancia decimétrica de cuarcitas blancas y grises y areniscas cuarcíticas micáceas, con capas de limolitas gris oscuro subordinadas. POUPON (1971) localizó una capa cinerítica centimétrica hacia la mitad del tramo. El mismo autor establece un espesor de 55-60 m para este tramo inferior. Incluido en este tramo, hacia su base ALÍA (1954, en RÍOS, 1977b) puso de manifiesto la existencia de un nivel radiactivo formado por una cuarcita rutilo-circonífera o titanio-circonífera de grano fino y espesor variable (0,5-6 m, según RÍOS, 1977 b), que está formada fundamentalmente por: cuarzo, circon, rutilo, esfena, ilmenita, y magnetita. Como minerales accesorios están: monacita, turmalina, micas, pirita, y zoisita (ARRIBAS, 1962). En realidad, parecen existir varios niveles de características similares, que originaron la realización de estudios de detalle en la región (CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE, 1969 y CHAMÓN *et al.*, 1970), en los que se detectó una anomalía radiométrica mayor en afloramientos del sector comprendido entre Santa Elena, Aldeaquemada, y la mina La Nazarena (al sur de Almuradiel).

El tramo superior se caracteriza por una alternancia métrica de areniscas amarillentas ocres a marrones y pizarras arenosas micácea, sin la presencia de cuarcitas. Las areniscas aparecen en bancos decimétricos o incluso métricos. POUPON (1971) encontró un nivel arenoso lumaquénico, de espesor centimétrico, formado por bioclastos fosfatados, al que denomina "lumaquela azul". En los trabajos de DELGADO (1987) y DELGADO *et al.* (1988) se consideran a estos materiales como una roca biodetrítica, formada por pequeños fragmentos de conchas de braquiópodos de naturaleza fosfatada, fragmentos angulosos de cuarzo, oolitos fosfáticos y pirita. PALERO (1991) encontró que estos niveles fosfatados aparecían repartidos por toda la parte media y superior de las "Capas Pochico".

La presencia de niveles biodetríticos fosfatados en este tramo ha sido reconocida en otros sectores de Sierra Morena oriental, (RAMÍREZ *et al.*, 1998 2019; RAMÍREZ *et al.*, 2016 b; PALERO y DELGADO-QUESADA; 2008; Leyva: *in* LEYVA *et al.*, 2009). En el sector central de la Hoja de Solana del Pino (RAMÍREZ *et al.*, 1998 2019) se encuentra un nivel volcanoclástico en el tránsito de las "Capas Pochico" a las "Pizarras del Río". Es un tramo de 5 a 35 m formado por secuencias rítmicas de rocas tobáceas piroclásticas de composición intermedia.

En lámina delgada, los niveles cuarcíticos tienen una textura blastopsamítica y están formados mayoritariamente por cuarzo, y cantidades variables de hidróxidos de hierro, moscovita, biotita, clorita y arcillas. Los minerales accesorios más frecuentes son: chert, opacos, pirita, plagioclasas y turmalina. Los niveles areniscosos presentan una textura blastopsamítica/blastopelítica, y están formados mayoritariamente por cuarzo, feldespatos, y moscovita, además de una matriz

filosilicatada (que puede ser el componente mayoritario) que procede de la alteración de feldespatos. Como accesorios se observan óxidos, opacos y turmalina. Los niveles pizarrosos muestran una textura blastopelítica y sus componentes principales son cuarzo, feldespatos y óxidos, y también filosilicatos derivados de la alteración de feldespatos.

Como estructuras sedimentarias se observan superficies onduladas con *ripples* de oscilación y secuencias de energía decreciente a techo, constituida por laminación paralela, *hummocky*, laminación ondulada y, en ocasiones, laminación cruzada de *ripples* de oscilación; interpretándose que estos materiales se depositaron en una plataforma marina somera afectada por el oleaje de tormentas.

TAMAIN (1972) estima una potencia de 55-60 m para el tramo inferior y 100-120 m para el tramo superior; en total 155-180 m para todo el conjunto. Regionalmente, la potencia de las "Capas Pochico" presenta variaciones, con los mayores espesores hacia el SE. Así, en el sector septentrional de la Hoja de Brazatortas (835) se estima un espesor de unos 100 m, en contraste con los 300 m estimados en La Cimbarra, en la Hoja vecina de Aldeaquemada, aunque aquí puede haber alguna repetición tectónica.

Desde el punto de vista paleontológico, las Capas Pochico son muy ricas en icnofósiles (pistas uni y bilobuladas), que abundan en numerosos afloramientos. Dentro de la Hoja, TAMAIN (1972) cita el hallazgo de *Cruziana goldfussi* Rouault dentro de la unidad al NE de El Centenillo.

En sectores próximos de las Hojas nº 838, 839, 840, 863, 864 y 787, se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'Orbigny, *C. goldfussi* (Rouault), *C. cf. rugosa* D'Orbigny, *C. cf. lefeuvrei* D'Orbigny, *Didymaulichnus lyelli* (Rouault), *Monocraterion* sp., *Monomorphichnus* sp., *Bergaueria* sp e *Isopodichnus* sp. Destaca la presencia de un nivel fosilífero importante; es la denominada "lumaquela azul" de lingúlidos y cantos fosfáticos (TAMAIN *et al.*, 1972), que proporcionó Lingúlidos: *Ectenoglossa cf. lesueuri* Rouault, *Obolidae* gen et sp. indet. y *Bivalvia* indet. Dicho horizonte lumaquélico, intercalado en el tercio superior de las Capas Pochico, alcanza gran extensión regional y se correlaciona con niveles de características idénticas, en posición estratigráfica equivalente, distribuidos por todo el suroeste de Europa (EMIG y GUTIÉRREZ-MARCO, 1997).

Por otra parte, en la vecina Hoja de Aldeaquemada (863), en el afloramiento del cerro Golondrinas - Minas de la Nazarena, durante los trabajos de revisión de esta Hoja para la realización del Mapa Geológico a escala 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), se encontró una lumaquela de bivalvos en cuarcitas grises de grano fino, en la que también aparecen lingúlidos y pistas, que determinadas por J.C. Gutiérrez-Marco han aportado las siguientes especies: *Cardiolaria oehlerti* y *Modiolopsis* (Bivalvos), *Echtenoglossa lesueuri* (Lingúlido) y *Daedalus*, *Skolithos*, *Diplocratherium* y *Bergaueria* (Icnofósiles), características de la Fm Capas Pochico (EMIG y GUTIÉRREZ-MARCO, 1997).

Los datos paleontológicos reseñados junto con su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig-Oretaniense determinado mediante graptolitos (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1995) permiten atribuir el conjunto de la unidad al Arenig superior.

2.2.1.4. *Pizarras negras azuladas (13). Pizarras del Río. Arenig superior-Dobrotiviense*

Esta unidad es una de las que ocupa más extensión de la Hoja, aflorando mayoritariamente en el cuadrante SE de ella. Se trata de una sucesión de pizarras de gran espesor, que corresponde a las conocidas en toda Sierra Morena oriental como Pizarras de Río (de Río Grande), denominadas así por TAMAIN (1967, 1972). Otras denominaciones utilizadas son "Pizarras Correderas" ("Correderas Schiefer", RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968, RÍOS, 1977), "Pizarras con *Calymene tristani*" ("Calymene tristani Schiefer", REDLIN, 1955), "Pizarras con *Neseuretus*" (autores españoles) y Pizarras con *Calymene* inferiores (AGUILAR TOMÁS *et al.*, 1987).

El tránsito de las Capas Pochico a esta unidad es relativamente rápido, resolviéndose en pocas decenas de metros. Se trata de una potente sucesión de pizarras negras-grises azuladas, con un color característico gris-verdoso cuando están meteorizadas. Varían desde términos muy lutíticos a limolitas, frecuentemente micáceas, con niveles de nódulos. Con frecuencia, y sobre todo hacia la base del conjunto, aparecen intercalados tramos de predominio cuarcítico formados por alternancias de lechos centí y decimétricos de cuarcitas grises, en muchas ocasiones, con morfología lenticular, a veces amalgamados; y esquistos limolíticos y lutíticos. Algunos de estos tramos pueden alcanzar varias decenas de metros de espesor, como los que se encuentran expuestos en el camino al embalse de Viso del Marqués y en la carretera de Santa Elena a La Aliseda.

Intercalados en los materiales pizarrosos aparecen niveles de nódulos piritoso-arenosos y algunas acumulaciones de conchas de braquiópodos. TAMAIN (1972) ha señalado la existencia de un nivel sílico-fosfatado ("niveau silico-phosphaté de Las Pasaderas") a 1 km al sur de Aldeaquemada, en la Hoja vecina del mismo nombre.

En lámina delgada, los niveles areniscosos y areniscosocuarcíticos se clasifican como metasubarcosas/metagrauvacas a metacuarzoarenitas, presentan textura blastopsamítica, y están formados fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, matriz arcillosa, moscovita y biotita, y cantidades variables de clorita. Como accesorios se identifican opacos y turmalinas. Incluso a escala de lámina delgada se observan microalternancias de estos términos, como pasadas diferenciables tanto textural (blastopelítica a blastopsamítica) como composicionalmente (metapelita a metacuarzovaca). Las pizarras presentan una textura blastopelítica, y están formadas fundamentalmente por una matriz serícita, con materia orgánica y óxidos de hierro; que envuelve a fragmentos angulosos de cuarzo y placas de moscovita. Como minerales accesorios se reconocen rutilo y circón. En ocasiones, se observan cloritas secundarias.

Para esta sucesión se interpreta un ambiente sedimentario de mar abierto (plataforma externa-talud), bajo el nivel de base del oleaje de tormentas (PORTERO y DABRIO, 1988). Se superpone a los materiales de plataforma proximal de las Capas Pochico (REY e HIDALGO, 2004).

LEYVA (2000), para un sector situado inmediatamente al E de la Hoja de Aldeaquemada (863), diferencia dentro de esta facies paquetes alternantes en los cuales los planos de estratificación vienen definidos por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino, de colores gris blanquecino o negro, en las que puede observarse morfología de *ripples* en trenes continuos *starved ripples* o bien aislados *linsen*. En esta subfacies, según el citado autor, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagenética de los *linsen* que da origen a pseudonódulos aislados en las pelitas, cuyo núcleo, son los *load casted*.

Las pizarras con nódulos, para LEYVA (2000) serían otra subfacies, constituida por lutitas y fangolitas negras y masivas en las cuales se hallan nódulos centímetros a decimétricos, bien dispersos, bien en horizontes con extensión lateral decamétrica, bien en niveles de espesor decimétrico con aspecto de *pebbly mudstone*. Estos nódulos tienen litologías variadas desde pelítico-silíceas a siderolíticas. En cualesquier de ellas el núcleo puede ser o bien un resto fósil (braquiópodo, trilobites, etc.), o bien cristales idiomorfos de sulfuros. A estos nódulos se les da un origen dia-genético temprano y en algún caso, sín-sedimentario, (BLATT *et al.*, 1980), relacionados con la precipitación directa de geles silíceos y, en su caso, carbonatados ferrosos en cuenca profunda. La diagénesis precoz de estos precipitados ocasiona la formación de estos nódulos. Los niveles decimétricos tendrían que explicarse por un fenómeno continuado en el tiempo de precipitación de geles o bien por un lavado y acumulo posterior por acción de corrientes tractivas.

Como minoritarias dentro de esta formación, LEYVA (2000) reseña las facies heterolíticas, en las que cabe distinguir dos subfacies con características bien definidas. La más extendida y normalmente asociada a las microbandeadas, se estructura en secuencias elementales de orden centimétrico a decimétrico grano-decrecientes y constituida por areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de color que varía del gris oscuro a azulado. La relación arena + limo/lutita es muy inferior a la unidad. En el término arena se observa laminación paralela o laminación de *ripples* y su espesor raramente sobrepasa los 5 cm. Su geometría es de base plana y techo ondulante. Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de *shear sorting*, alternando entre láminas de fangolita. El término de las lutitas negras o azuladas tiene un aspecto masivo, conteniendo a veces micronódulos de núcleo arenoso (posibles *linsen*), abundantes cristales idiomorfos de pirita y escasas bioturbaciones.

LEYVA (2000) establece para este sector del DCEG un modelo genético para el conjunto de esta formación, a partir de unos puntos básicos que pueden resumirse en una práctica ausencia total de *ripples* de ola; predominio de depósitos con estructuración interna en base a secuencias de origen turbidítico; y capas y tramos con estructuras *hummocky* (HCS), de espesores centimétricos a decimétricos, normalmente desprovistas de sus intervalos basales y de techo (amalgamadas). Todo ello parece indicar, que el sistema deposicional aplicable sería el de una plataforma siliciclastica sometida al efecto de las tormentas, en áreas del offshore. En esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico es importante, al menos en su tramo de techo. Los paquetes o tramos con predominio de las litarenitas serían para este autor, depósitos del *offshore proximal-offshore transition* tal como parece indicar la ausencia de *ripples* de ola y las HCS con espesores reducidos y desprovistos de intervalos basales o bien con acumulos de restos fósiles. El material removilizado por la tormenta evoluciona pendiente abajo originando las corrientes de turbidez que depositan el material transportado en el *offshore distal*. En su conjunto, este registro sedimentario constituirá el *Self-margin system tract* profundo de la Secuencia Depositional, con la que comienzan los depósitos del Ordovícico medio.

El espesor es difícil de evaluar debido al fuerte replegamiento que muestra el conjunto aunque se puede admitir un espesor mínimo de 300 m, si bien existen discrepancias entre los diferentes autores y puede haber variaciones laterales de consideración (300 a 500 m en la vecina Hoja de Viso del Marqués (837), según MONTESERÍN *et al.*, 2016; unos 400 m según RICHTER, 1967; 500-800 m según BUTENWEG, 1968; 600 m según CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE, 1969; 300 m de potencia mínima para TAMAIN, 1972; y entre 150 y 440 m para RÍOS, 1977).

La unidad reúne diversos yacimientos paleontológicos, citados por HENKE (1926) y RICHTER (1967) al este de la Casa del Puntal y cabecera del arroyo del Castellar, y por TAMAIN (1972) en el curso bajo del arroyo del Cascajoso, respectivamente al NE, ENE y NNO de El Centenillo. Roux (*in* TAMAIN, 1972) añade otro punto en la vertiente sur del Barranco del Difunto, en el borde sur de la Hoja y al O de Santa Elena. Las asociaciones registradas por estos autores fueron parcialmente revisadas por HAMMANN (1983), pero no contienen elementos de gran valor bioestratigráfico. En el sector septentrional de la Hoja, GUTIÉRREZ-MARCO (1986) refiere una localidad temporal, con graptolitos del Oretaniense inferior, al SO del Cortijo de la Monja. Por nuestra parte, en este mismo ámbito hemos encontrado varios puntos conteniendo asociaciones poco distintivas de trilobites y moluscos, excepto en un nuevo yacimiento correspondiente al tercio superior de la unidad, donde identificamos: *Plaeasiacoma oehlerti* (Kerforne), *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Isabelinia glabrata* (Salter), *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), *Crozonaspis cf. morenensis* Hammann, *Reuentalina ribeiriana* (Jones), *Lardeuxella bussacensis* (Jones), *Coxiconchia britannica* (Rouault), *Cardiolaria cf. beirensis* (Sharpe) y *Heterorthidae* indet. La edad de la asociación es Oretaniense superior tardío o bien Dobrotiviense basal, lo que implica que el techo de las Pizarras del Río se sitúa probablemente en el Dobrotiviense (aprox. Llandeiliense basal). Respecto a la edad de la parte inferior de la formación, en la vecina Hoja 837 se documentó la presencia de graptolitos del Arenig superior en su misma base, seguidos por asociaciones del Oretaniense inferior (aprox. = Llanvirn temprano) pocos metros por encima, por lo cual el depósito de las Pizarras del Río se sitúa entre el Arenig terminal y los inicios del Dobrotiviense en la región estudiada. Como ocurre en toda Sierra Morena oriental, la mayor parte del espesor de la unidad correspondería al Oretaniense, esencialmente al Oretaniense inferior (SAN JOSÉ *et al.*, 1992).

2.2.1.5. Alternancias de Canteras: Alternancias del Caño y Pizarras Guindo. Llandeilo (Dobrotiviense)

Las Pizarras del Río van incorporando progresivamente capas de areniscas y cuarcitas, más abundantes hacia techo, de manera que pasan gradualmente a un tramo con predominio areniscoso-cuarcítico (Alternancias del Caño). Por encima, un nuevo tramo pizarroso de espesor reducido (Pizarras Guindo) da paso a un conjunto cuarcítico que forma un gran resalte en la topografía (Cuarcita de Canteras o Cuarcita Botella), si bien su edad es ya Ordovícico superior. Estos tres tramos fueron definidos, con carácter de formaciones, en el Centenillo (Jaén) por TAMAIN (1967 y 1972):

- Un tramo inferior pelítico-arenoso alternante denominado Alternancias del Caño (“El Caño Wechselfolge”) (RICHTER, 1967; BRENCHLEY *et al.*, 1986; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002), Cuarcitas inferiores (TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977) y también Alternancias inferiores (AGUILAR TOMÁS *et al.*, 1987) o Areniscas de Los Ratos (GUTIÉRREZ-MARCO en Rábano, 1980) al sur de los Montes de Toledo y en Las Villuercas.
- Un tramo intermedio pizarroso denominado Pizarras de Guindo (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002) o Pizarras Botella (TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976; PERAN, 1971; RÍOS, 1977) y
- un tramo superior cuarcítico denominado Cuarcitas Botella (TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976; PERAN, 1971; RÍOS, 1977 y GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002), Cuarcitas del Guindo (HENKE, 1926; RICHTER, 1967) o Cuarcitas Cantera (ALMELA *et al.*, 1962).

En la unidad que denominamos Alternancias de Canteras se incluyen las alternancias del Caño y las Pizarras Guindo, que si bien no se habían podido diferenciar cartográficamente en la primera versión de la Hoja, han podido diferenciarse en algunos sectores en la revisión posterior de la cartografía de la misma. El conjunto se ha individualizado como Alternancias de Canteras (14) del que se han separado las Pizarras Guindo (15).

2.2.1.5.1. Alternancias de areniscas y pizarras (14). Alternancia de Canteras (Fm Alternancias del Caño + Pizarras Guindo). Dobrotiviense inferior

Las Alternancias de Canteras (o las alternancias del Caño cuando se han podido diferenciar las pizarras Guindo) presentan un contacto transicional con las Pizarras del Río infrayacentes. Están formadas por una alternancia de paquetes decimétricos (10-20 cm hasta 50 cm) de areniscas blanquecinas, verde-grisáceas o marrones, micáceas, con bioturbación muy abundante, y pizarras limolíticas finamente laminadas.

Los afloramientos más extensos se encuentran en la parte meridional de la Hoja, entre los núcleos urbanos de Miranda del Rey y El Centenillo. Aparece con menor extensión en las proximidades del límite norte de la Hoja, entre el Cortijo de Monja y el Arroyo de Cuchareros.

Petrográficamente, son cuarzoarenitas de grano medio a fino con matriz escasa de tipo sericítico-caolinítico y cemento silíceo. Como accesorios suelen tener abundantes minerales pesados como opacos, círcón y turmalina. Las pizarras no difieren de las observadas en las "Pizarras de Río", son grises oscuras y están formadas por pequeños granos de cuarzo y moscovita envueltos por abundante matriz sericítica y materia carbonosa.

Las Alternancias del Caño/Canteras se interpretan como el resultado de la progradación de los ambientes de plataforma interna, de batimetría próxima al nivel de base del oleaje, sobre los de plataforma externa-talud.

LEYVA (2000), en un sector situado al E de esta Hoja, describe las siguientes subfacies:

- I. Bancos y cuerpos de espesor métrico constituidos por areniscas cuarcíticas de grano medio a fino y color gris amarillento en secuenciales con estructuras *hummocky* (HCS) de orden métrico separadas por láminas o capas milimétricas de siliciclásticos de grano muy fino o amalgamadas. Las secuencias HCS son normalmente de tipo BPHM y BPH, con un contacto muy neto entre las areniscas y las lutitas del término M. La longitud de onda de los *hummocks* medida en algunas secuencias, oscila entre 40 a 95 cm. Es frecuente la presencia, en la base de estas secuencias, de marcas de corriente esencialmente *prod* y *bounce* y menos frecuentes *flute cast*.
- II. La facies litológica más común en esta formación son secuencias HCS de orden decimétrico (30 a 50 cm) y de tipo PHXM y PHM. En las secuencias con término M, el tránsito es menos neto que en el grupo de facies anterior mostrando estratificación *linsen-flaser*. La longitud de onda de los *hummocks* varía entre 80 y 125 cm. En general, la relación arena/lutita está próxima a la unidad.

En la estructuración general de esta formación, hacia los tramos de techo, en las facies descritas, se produce una amalgamación de capas decimétricas a métricas, con morfología

ondulada y cuya estructura más visible es la *hummocky*. Estas barras de areniscas cuarcíticas de espesores métricos a decamétricos pueden alcanzar extensiones kilométricas.

- III. Las constituidas por secuencias elementales de espesor centimétrico a decimétrico, con estructuración interna asimilable a las facies turbidíticas (C_2 y D_1) en el sentido de MUTTI (1979) y MUTTI y NORMARK (1991). La relación arena/lutita es próxima a la unidad.
- IV. Las constituidas por secuencias elementales de orden centimétrico a milimétrico con términos en arena muy fina, limos y fangos, en las que difícilmente puede observarse el término gradado Ta sobre el que se depositan los términos diluidos Tbe . Serían asimilables a las facies D_2 (F9) y D_3 , Mutti (*op. cit.*). Estas secuencias, de color blanco amarillento, alternan o intercalan otras con espesores inferiores a 2-3 cm constituidas por siliciclastico de grano muy fino (arena+limo) y fangos gris oscuro a negro. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad. Los siliciclasticos de grano fino muestran geometrías planoparalelas en su base y ondulantes a *flaser* a techo. Normalmente este último grupo de facies se observa en campo como un bandeados rítmico de orden centimétrico en colores blanco amarillentos y gris oscuro a negros.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas afectan a estos materiales, a veces de forma intensa.

El conjunto de las Alternancias del Caño constituye una megasecuencia grano y estratocreciente (LEYVA, 2000), que se hace corresponder con la formación de lóbulos arenosos en el *offshore proximal* en una plataforma siliciclastica con dominio de tormentas, como resultado de la progradación de los ambientes de plataforma interna, de batimetría próxima al nivel de base del oleaje, sobre los de plataforma externa-talud.

La potencia de las Alternancias de Canteras es muy variable desde 220 m a 50 m.

Desde el punto de vista paleontológico, las Alternancias de Canteras contienen abundantes icnofósiles desarrollados en el plano horizontal, y raros horizontes lumaquélidos lenticulares repartidos esencialmente en la base de la formación.

Basándose en la fauna de trilobites y braquípodos, los primeros estudios en áreas próximas determinaron una edad Llandeilo medio para el tramo (BUTENWEG, 1968; POUPEON, 1971 y TAMAIN, 1972 entre otros). Posteriormente, otros autores (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984; RÁBANO, 1989) precisan un intervalo más restringido debido a la presencia de *Heterorthina morgatensis* (Melou), cuya extensión vertical abarca desde el Llanvirn superior tardío hasta el Llandeilo inferior temprano. Los estudios de graptolites confirman la edad Llandeilo inferior temprano, pero GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984) advierten la existencia de una marcada diacronía, sobre todo en el límite inferior de la unidad.

En las vecinas Hojas 839 y 864 (MATAS *et al.*, 2009 a y b), los afloramientos de esta formación han proporcionado abundantes restos fósiles, especialmente en una estación realizada en el límite de ambas Hojas; donde se determinan: *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), *Morgatia primitiva?* (Hammann), *Neseuretus henkei* (Hammann) (areniscas), *Ectillaenus* sp., *Heterorthina morgatensis* (Mélou), *Eorhipidomella musculosa* (Mélou), *Cadomia britannica* (BABÍN), *Hemi-*

prionodonta lusitanica (Sharpe), *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula sharpei* (Babín y Gutiérrez-Marco), *Praenucula costae* (Sharpe), *Quadrijugator marcoi* (Vannier), *Reuentalina cf. ribeiriana* (Jones) y *Medianella?* sp. HAMMANN (1983) añade también *Eohomalonotus sdzuyi* (Hammann y Henry). Esta asociación de trilobites, braquípodos, bivalvos y ostrácodos indica una edad Dobrotiviense inferior, correspondiente a la parte inferior y media de la Biozona de *Placoparia tournemini*.

Por otra parte, en la vecina Hoja de Viso del Marqués (837) (situada al N), MONTESERÍN *et al.* (2016) citan cerca del techo de esta unidad la presencia de: *Crozonaspis incerta* (Deslongchamps), *Neseuretus henkei* (Hammann), *Colpocoryphe* sp., *Asaphina* indet. y *Heterorthina kerfornei* (Mélou), que, junto a otros trilobites, moluscos y conodontos mencionados para la misma localidad por RÁBANO (1990), BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991) y SARMIENTO *et al.* (1995), respectivamente, apoyan una edad Dobrotiviense inferior para el conjunto de la unidad.

De acuerdo con lo anterior y los datos obtenidos al norte de esta Hoja, la formación en su conjunto se enmarca en el Dobrotiviense inferior (Llandeiliense temprano).

2.2.1.5.2. Pizarras con intercalaciones de areniscas (15). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior alto-Dobrotiviense superior

Sobre la alternancia anterior se dispone con un contacto relativamente neto las Pizarras Guindo, formadas por pizarras negras, en muchas ocasiones limolíticas y micáceas, con intercalaciones de areniscas finas.

Su nombre proviene de un pozo minero en Los Guindos (Jaén), y fue utilizado por HENKE (1926). Es aplicable a Sierra Morena Oriental, y equivale a los Esquistos Botella de TAMAIN (1967 y 1972) en El Centenillo (Jaén).

Las Pizarras Guindo se interpretan como sedimentos de mar abierto (plataforma externa), por debajo del nivel del oleaje de tormenta.

LEYVA (2000), distingue en esta unidad en un sector situado más al E una subfacies principal (A) lutítica (pizarras), que es la más representada en esta unidad.

Se trata de una alternancia de pizarras gris azuladas y/o negras con capas o láminas de limolitas. En general, muestran un aspecto de tableado centí a decimétrico a tramos masivos con estructuras *pillow*. Los tramos tableados tienen una finísima laminación limolítica con laminación paralela de alto flujo (*shear sorting*). La macrofauna se presenta normalmente como acúmulos lumaquélidos de espesores centí a decimétricos, generalmente con matriz pizarrosa, si bien no es raro la presencia de lumaquelas decimétricas cuyo cemento es de tipo carbonatado y ferroso. Lateralmente, en alguna de estas capas se ha observado la presencia de material volcánico (vulcanoclastos) de composición básica, asociado a estos niveles lumaquélidos.

Con carácter minoritario describe en ese sector, una facies heterolítica (B) con dos subfacies. La subfacies B₁ está constituida por secuencias elementales de orden centí a decimétrico constituidas por alternancia de cuarzoarenitas y/o subarcosas de grano muy fino, y color gris oscuro,

con fangolita y lutitas (pizarras) de color negro; siendo las secuencias más comunes de tipo HCS, incompletas (faltando los términos B y P), con *hummockies* de longitud centimétrica, y en el término M, es frecuente encontrar bioturbación y macrofauna dispersa.

La subfacies B₂ está asociada o en alternancia con la secuencia B₁ se encuentran otras de espesores y relación arena/pelita menor que la anterior y cuya única diferencia visual estriba en la ausencia, de estructura *hummocky* en el término arenoso. Por lo general, en campo, sólo se observa laminación paralela y esporádicamente, laminación cruzada de *ripples*. En sólo una localidad se han visto capas con microeslumpamientos y "laminación convoluta". Cuando el afloramiento es de buena calidad pueden observarse capas finamente gradadas y estructuras *linsen*. En general se trata de secuencias generadas por corrientes de turbidez y asimilables a las facies D₃ ó F₉ de Mutti (*op. cit.*). En este caso la macrofauna es muy escasa y la bioturbación intensa en los términos pelíticos.

El tránsito de esta formación a las Cuarcitas Botella es una alternancia de areniscas cuarcíticas y pizarras en la que puede identificarse una secuencia elemental que es la que lo constituye con su acumulo repetitivo. La secuencia de espesor decimétrico es del grupo de las HCS de grano medio-fino, del tipo PHM y PHFM (WALKER, 1982, 1984), con estructuras *hummocks* con longitud de onda de 50 a 80 cm. En todos los casos, el término M está bien desarrollado, con bioturbación abundante y fauna dispersa.

Para LEYVA (2000), en el sector al E de esta Hoja, la Formación Pizarras Guindo, de muro a techo, se estructura en dos megasecuencias grano y estrato creciente cuyos términos lutítico-fangolíticos (pizarras) son muy ricos en fauna, nódulos ferroso-fosfatados y parches de carbonatos bioclásticos gradados. Los términos heterolíticos son facies tempestíticas, desde las de afinidad turbidítica a las tempestitas con HCS y longitud de onda métrica, hacia techo de la formación. El conjunto de ambas megasecuencias configura un ciclo de facies complejo grano y estrato creciente (CUS), que podría constituir los depósitos de nivel de mar bajo del *Shelf margin system tract* (SST) de una nueva secuencia deposicional. Las capas lumaquélidas con cemento ferruginoso-fosfatado del tercer tramo tienen características de depósitos de cortejo transgresivo y por tanto, encuadrables en un posible *Transgressive System Tract* (TST).

La potencia de las Pizarras Guindo es variable, aunque en general, se sitúa en torno a 70-50 m.

Las Pizarras Guindo es la unidad litológica ordovícica más rica en fósiles de la ZCI meridional y por tanto, posiblemente la más conocida y con mayor número de referencias bibliográficas. Constituye un nivel guía.

Destaca sobre todo la presencia de abundantes braquíópodos como *Aegiromena mariana* Drot, *Heterorthina kerfornei* Mélou y *Eorhipidomella musculosa* (Mélou); trilobites [*Neseuretus tristani* (Brongniart), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Salterocoryphe salteri* (Rouault), *Phacopidina micheli* (Tromelin), *Crozonaspis* sp., *Nobiliasaphus hammanni* Rábano, *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tournemini* (Rouault) y *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), entre otros]; moluscos bivalvos [*Praenucula oehlerti* Babín y Gutiérrez-Marco, *Redonia deshayesi* Rouault, *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande)], gasterópodos, cefalópodos, hidólitos y equinodermos [*Calix rouaulti* Chauvel, crinoideos], citados también en afloramientos o minas situadas dentro de la Hoja y alrededores por HENKE (1926), FERNÁNDEZ y VALDÉS (1933).

in HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1942), RICHTER (1967), TAMAIN (1967, 1972), CHAUVEL *et al.* (1969), RÍOS (1977) y HAMMANN (1983), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984), CHAUVEL y MELÉNDEZ (1986), GUTIÉRREZ-MARCO (1986), HAMMANN y RÁBANO (1987), GUTIÉRREZ-MARCO y MELÉNDEZ (1987), RÁBANO (1988, 1989, 1990), BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO (1992) y GUTIÉRREZ-MARCO y BAEZA CHICO (1996), entre otros.

Durante la revisión cartográfica de esta Hoja realizada durante la elaboración del Mapa 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), dos muestras tomadas en esta unidad (muestras MP8011 y 8014; coordenadas UTM: X: 441.100, Y: 4.245.350 y X: 436.450; Y: 4.248.850) han aportado la siguiente asociación faunística: Trilobites: *Colpocoryphe rouaulti* Henry; *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Prionocheilus* sp.; *Neseuretus* sp. *Ectillaenus* sp. y *Asaphina* indet.; Braquíópodos: *Isabeella fascicostulata* Reyes y Villas; *Heterorthina kerfornei* Mélou; *Aegiromena mariana* Drot; Bivalvos: *Redonia deshayesi* Rouault; *Praenucula* sp., Gasterópodos: *Tropidodiscus* sp., y Equinodermos: *Crinoida* indet (placas columnares), que apuntan a una edad Dobrotiviense inferior.

En las vecinas Hojas 839, Torre de Juan Abad (MATAS *et al.*, 2009b) y 838, Santa Cruz de Mudela (MATAS *et al.*, 2016), se ha determinado en la parte baja de la Formación la presencia, en este tramo inferior, de abundantes **braquíópodos** como *Heterorthina kerfornei* (Mélou), *Heterorthina morgatensis* (Mélou), *Eorhipidomella musculosa* (Mélou), *Howellites cf. hammanni* (Villas), *Crozonorthis musculosa* (Mélou), *Isabeella fascicostulata* (Reyes y Villas) y *Aegiromena mariana* (Drot); **trilobites**: *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Neseuretus henkei* (Hammann), *Placoparia cf. tournemini* (Rouault), *Colpocoryphe rouaulti* (Henry), *Salterocoryphe* sp., *Phacopidina cf. micheli* (Henry), *Ectillaenus* sp., y *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), entre otros; **moluscos bivalvos**: *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula costae* (Sharpe), *P. sharpei* (BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande), *Dulcineaia manchegana* (BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Redonia deshayesi* (Rouault), *Morgatia hupei* (Nion y Henry), *Coxixonchia britannica* (Rouault) y *Sinuites* sp.; **rostroconchas** (Ribeiria sp.); **gasterópodos**: *Clathrospira bussacensis* (Sharpe), *Tropidodiscus pusillus* (Barrande) y *Tropidodiscus?* sp.; **hyolítidos** (*Elegantilites* sp.); **equinodermos** (*diplopóritos* indeterminables) e **icnofósiles**: *Tomaculum problematicum* (Groom).

La asociación señala puntualmente una edad Dobrotiviense inferior terminal (Biozona *P. Tournemini*, Sub-biozona de *Morgatia hupei*).

El resto de la unidad, en las Hojas citadas 839 y 838, corresponde al Dobrotiviense superior (Biozona de *Placoparia bomi*), y en numerosos puntos se identifican: *Placoparia* (*Coplacoparia*) *bomi* (Hammann), *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Neseuretus cf. henkei* (Hammann), *Colpocoryphe rouaulti* (Henry), *Plaeasiacmia oehlerti* (Kerforne), *Phacopidina micheli* (Tromelin), *Phacopidina* sp., *Crozonaspis cf. struvei* (Henry), *Eodalmanitina* sp., *Nobiliasaphus hammanni* (Rábano), *Nobiliasaphus cf. nobilis* (Barrande), *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), *Heterorthina kerfomei* (Mélou), *Howellites hammanni* (Villas), *Eorhipidomella musculosa* (Mélou), *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Redonia deshayesi* (Rouault), *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula costae* (Sharpe), *Ribeiria pholadiformis* (Sharpe), *Quadrirugator marcoi* (Vannier), *Lardeuxella bussacensis* (Jones), *Reuentalina ribeiriana* (Jones), *Quadritia* (*Krutatia*) *tromelini* (Vannier) y *Schallreuter, Conchoprimitia?* sp., *Medianella* sp. y equinodermos (*Diplopórita* indet. y placas columnares de crinoideos).

En el área de la Hoja 863 Aldeaquemada, las muestras tomadas en la realización de la misma han aportado numerosos fósiles, destacando sobre todo la presencia de abundantes braquíópodos como *Aegiromena mariana* (Drot), *Heterorthina kerfornei* (Mélou) y *Eorhipidomella musculosa* (Mélou); trilobites: *Nesuretus tristani* (Brongniart) y *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), entre otros; moluscos y equinodermos, citados también por BUTENWEG (1968), POUPEON (1971) y MÉLOU (1973, 1975, 1976).

Durante la revisión cartográfica posterior, nuevas muestras tomadas han aportado además de los citados, los siguientes trilobites: *Plaesiacomia oehlerti* (Kerforne), *Colpocoryphe rouaulti* (Henry), *Selenopeltis* sp., *Asaphina* indet., *Placoparia* sp., *Plaesiacomia* sp., *Eodalmanitina* sp. y *Morgatia* sp.; moluscos: *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande) y *Praenucula costae* (Sharpe); ostrácodos: *Quadrijugator marcoi* (Vannier), *Medianella?* sp. y *Lardeuxella bussacensis* (Jones); hyolitídos: *Gompholites* sp.

La edad de la unidad comprende pues, regionalmente, el límite Dobrotiviense inferior/Dobrotiviense superior.

2.2.1.6. Cuarcitas (16). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense-Berouniense

Estos materiales afloran en el cuadrante suroccidental de la Hoja y en el Cortijo de La Monja, próximo al límite septentrional de aquella, dando resaltes topográficos, aunque no tan acen-tuados como otras formaciones cuarcíticas de la sucesión ordovícico-silúrica (Cuarcita Armori-cana y Cuarcita del Criadero).

Esta unidad, denominada por CARRÉ *et al.* (1970), PERÁN (1971), TAMAIN (1972) y otros auto-res posteriores como "Cuarcitas Botella" (nombre derivado del pozo minero Botella en El Cen-tenillo, Jaén), equivale a la "Cuarcita Guindo" de HENKE (1926), a las "Alternancias y Cuarcitas de Canteras" de ALMELA *et al.* (1962) y a las "Areniscas de Retuerta" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984). En los Montes de Toledo y Las Villuercas son las Cuarcitas de la Peña de la Cierva, me-nos potentes y más arenosas que cuarcíticas.

Es un conjunto arenoso-cuarcítico, formado en la base por un tramo de alternancia de niveles decimétricos de areniscas cuarcíticas de color beis y gris-verdoso, y esquistos limolíticos y lutí-ticos de color gris-verdoso; y un tramo superior de cuarcitas masivas blancas o gris claro a beis en bancos métricos y decimétricos, a veces con morfología lenticular, que alternan con arenis-cas arcósicas y areniscas micáceas que parecen hacerse más frecuentes a techo, y escasas inter-calaciones lutíticas.

En lámina delgada, los términos arenosos se clasifican como cuarcitas, metaarcosas y metasubar-osas. Presentan una textura blastopsamítica. Están formadas, fundamentalmente, por cuarzo mo-nocristalino, y en menor proporción feldespato potásico, biotita, moscovita y en ocasiones, matriz arcillosa y cuarzo policristalino. Como accesorios se encuentran: turmalina, corindón, y opacos.

Se observan estructuras internas de laminación paralela, estratificación cruzada *hummocky* y laminación ondulada con *ripples* de oscilación a techo, representando secuencias de energía de-creciente. Los bancos forman *sets* con estratificación cruzada a escala métrica.

La sucesión se ha interpretado como barras arenosas de plataforma abierta con influencia de tormentas. Con las Pizarras Guindo, la "Cuarcita Botella" forma una secuencia granocreciente, donde el tramo inferior representaría una secuencia de progradación, mientras que el tramo superior constituiría una secuencia de acumulación y apilamiento (LILLO, 1992).

REY *et al.* (2005) miden localmente paleocorrientes dirigidas al norte en laminación cruzada unidireccional.

LEYVA (2000) distingue, en las Hojas situadas más al E, dos subfacies:

Una constituida por secuencias decimétricas a métricas del grupo de facies de los *hummocky* de grano medio a fino, en las que se definen secuencias PH, PHX y HX amalgamadas. Es frecuente que se ordenen en el sentido descrito, constituyendo un conjunto estrato creciente con bancos en los que los *hummocks* tienen longitud de onda superior a los 1,5 m. Las secuencias con término X, conservado, son más frecuentes según se sube en la serie, mostrando techos de *ripples* en algunas localidades.

La segunda subfacies arenosa la constituyen areniscas cuarcíticas y cuarzoarenitas de grano medio, en capas decimétricas a bancos, con numerosas cicatrices de amalgamación, estratificación cruzada plana de ángulo variable y litosomas con morfología de *megaripples*. En las cicatrices de amalgamación se encuentran nódulos centimétricos con orla ferrosa y núcleo fosfálico y bioclastos fosfatizados y nodulizados.

La presencia de feldespatos en porcentajes significativos, mayoritariamente potásicos, junto al predominio de la matriz caolinítica, son para LEYVA (2000) dos datos relevantes dentro de la petrografía de las formaciones ordovícicas, ya que el resto de los litosomas arenosos del Ordovícico inferior aflorante no contienen feldespatos en porcentajes significativos. La presencia de caolín como componente principal de la matriz, es indicativo de una actividad volcánica intracueva o en su proximidad. El conjunto de ambos datos que definen una inmadurez de estas facies arenosas, respecto a las de unidades anteriores, confirma, para este autor, la posibilidad de que al menos el miembro superior de la Cuarcita Botella constituya el conjunto de secuencias progradacionales del *Highstand Systems Tract* (HST) de la secuencia deposicional que comenzó con las Pizarras Guindo.

Las facies descritas se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente compleja, *coarsening and thickening-upward sequence*, en la que se pasa de depósitos de *offshore proximal* en su base a facies de *shoreface* y *foreshore* en las cuarcitas ferruginosas de techo.

Se ha estimado un espesor de 60 m. en la sección de arroyo Palanco, aunque en otra sección en el barranco del río Grande (minas de Los Curas), en el límite norte de la Hoja de La Carolina (884) se ha medido una potencia de 150 m.

Los primeros fósiles de esta unidad fueron descubiertos en el ámbito de la Hoja por TAMAIN (1967, 1972), con el hallazgo de un pigidio de *Eohomalonotus* sp. inmediatamente al NE de El Centenillo. Además de ello, TAMAIN (1972) cita la presencia de *Skolithos* sp. Por su parte, RICHTER (1967), HAMMANN y HENRY (1978) y HAMMANN (1983) describen una segunda localidad con trilobites en el paraje de la Loma del Carrizo (al norte de El Centenillo), perteneciente

a la parte inferior de la formación, en la que identificaron: *Eohomalonotus szduyi* (Hammann y Henry), *E. vicaryi* (Salter), *Iberocoryphe verneuili* (Hammann), *I. cf. bonissenti* (Morière), *I. n. sp. aff. fugitiva* (Tromelin), *Kerfornella brevicaudata* (Deslongchamps) y *Plaeziacornia oehlerti* (Deslongchamps). La edad de esta asociación es claramente Dobrotiviense (aprox.= Llandeiliense), lo cual resulta congruente con los datos regionales, que permiten considerar una edad Dobrotiviense superior para el conjunto de las Cuarcitas Botella (SAN JOSÉ *et al.*, 1992).

Por otra parte, MATAS *et al.* (2016) citan en la vecina Hoja de Santa Cruz de Mudela (838), un registro paleontológico en la parte inferior de la unidad, donde se recolectó: *Tissintia* sp., *Ribeiria* sp., *Eohomalonotus* sp., *Tropidodiscus?* sp. y restos de hyolítidos, que corroboran la adscripción regional de las Cuarcitas Botella al Dobrotiviense superior (aprox.= Llandeiliense terminal) según SAN JOSÉ *et al.* (1992). Además, en la Hoja de El Viso del Marqués (837) (MONTESERÍN *et al.*, 2016), la unidad ha proporcionado en su parte basal algunos conodontos dobrotivienses (SARMIENTO *et al.*, 1995).

Por tanto la Formación se asigna regionalmente a la parte alta del Dobrotiviense superior.

2.2.1.7. Areniscas, cuarcitas y pizarras (17). Pizarras de Canteras y Bancos Mixtos. Calizas y dolomías (18). Caliza Urbana. Berouniense-Kralodvoriense

Con excepción de los paquetes carbonatados de la Caliza Urbana (18) que pueden aparecer a techo, el conjunto de los materiales que constituyen la unidad cartográfica 17, equivalen a las "Capas con Orthis" ("Orthis Schichten") de los autores alemanes (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968), que están formadas por un tramo basal de predominio pizarroso ("Orthis Schiefer") equivalente a las denominadas "Pizarras Cantera" por TAMAIN (1967, 1972) en El Centenillo (también denominadas Argilitas Intermedias por Saupé, 1971 o Pizarras con Onnia por HAMMANN *et al.*, 1982) y un tramo superior formado por limolitas, areniscas y cuarcitas ("Orthis Wechsellagerung" de los citados autores alemanes) denominado "Bancos Mixtos" por TAMAIN (1972). Estos dos tramos no se han diferenciado cartográficamente en la Hoja, agrupándose en una sola unidad. Sobre los Bancos Mixtos aparecen, de forma muy discontinua, los bancos de la Caliza Urbana ("Urbana Kalk", HENKE, 1926).

Los afloramientos de mayor extensión de Bancos Mixtos se sitúan en el cuadrante suroccidental de la Hoja, aunque aparecen también en la proximidad de su límite norte, en el Cortijo de La Monja. Los escasos afloramientos de Caliza Urbana en la Hoja se localizan en el sector de la Loma del Peñón del Toro-Cerro de Tres Hermanas, al NNO de El Centenillo.

Las Pizarras de Canteras están formadas por alternancias de pizarras grises, limolitas gris-verdosas y areniscas micáceas finamente laminadas (microritmitas), que hacia techo intercalan niveles centí y decimétricos de areniscas cuarcíticas de color ocre-verdoso, dando un contacto transicional con los Bancos Mixtos suprayacentes. Este contacto transicional aparece bien expuesto en la carretera de La Carolina a El Centenillo, en la entrada de esta población, donde fue estudiada una sección estratigráfica de detalle. La base de las Pizarras de Canteras muestra un contacto neto con la "Cuarcita Botella" infrayacente.

RICHTER (1967) cita la presencia de niveles volcánicos (tobas) al SE de El Centenillo.

LEYVA (2000) diferencia en este sector del DCEG dos facies, ambas de carácter heterolítico. La facies predominante es la constituida por lutitas y fangolitas algo micáceas, de masivas a estratificación difusa, ricas en sulfuros y materia orgánica y cuya alteración da la pátina blanco-amarillenta de estos depósitos. Como subfacies de la descrita, considera las intercalaciones milimétricas, progresivamente más abundantes, que ocasionan el aspecto microlaminado, característico de estos tramos basales. Se aprecia laminación paralela de *shear sorting* y estructuras *linsen*, y en algún caso puede apreciarse bioturbaciones. Se trata de secuencias turbidíticas de facies D_3 ó F_9 , MUTTI (*op. cit.*).

En el tramo de techo se intercalan secuencias centimétricas (3 a 5 cm) con relación arena/pelita ≤ 1 en la que se aprecia gradación/laminación paralela y de *ripples* y bioturbación en el término pelítico. Son secuencias de afinidad turbidítica asimilables a facies D_2 ó F_8 de MUTTI (*op. cit.*). Estas facies granodecrecientes se estructuran en una megasecuencia grano y estratocreciente que pasa, de forma absolutamente gradual, a la formación superior (Bancos Mixtos). LEYVA (2000) establece el límite entre ambas formaciones cuando las capas de areniscas son de orden decimétrico y muestran estructuras *hummocky*.

La megasecuencia descrita, configura, para el citado autor, un modelo sedimentario con depósitos turbidíticos siempre por debajo del nivel de ola, propios o bien *offshore distal* de una plataforma siliciclastica con dominio de tormenta o bien de zona de lóbulo externo de un abanico turbidítico.

Los Bancos Mixtos están formados por alternancias, con frecuencia rítmicas, de areniscas de tonalidades beis-amarillentas a verdosas en niveles decimétricos, niveles centi a decimétricas de esquistos arenosos ocres micáceos, pasadas centi y decimétricas de limolitas finamente laminadas (microritmitas) y pizarras satinadas gris verdosos. Los espesores de los bancos cuarcíticos y areniscosos son muy regulares, al menos a escala de afloramiento, dando un aspecto "tableado" característico de esta formación.

A techo de los Bancos Mixtos aparece un tramo de 5 a 30 m. de potencia de niveles lumaquélidos muy característicos (las "lumaquelas terminales" de TAMAIN, 1972 y POUPOU, 1971), de extensión regional, que constituye una excelente isócrona del Ordovícico superior (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987). Es un tramo de areniscas amarillentas con finos horizontes limonitizados y lumaquelas intercaladas, con gran cantidad de restos de braquiópodos y trilobites.

En lámina delgada, los términos pizarrosos (metapelitas) presentan una textura blastopelítica, formada fundamentalmente por cuarzo, feldespatos, filosilicatos y óxidos. En ocasiones, se observan clastos de morfologías aplastadas que alcanzan 0,50 mm de largo, totalmente caolinizados. Los términos limolíticos se clasifican como meta(cuarzo) grauvacas, destacándose en su composición los minerales de cuarzo, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico, clorita, y óxidos/hidróxidos de hierro. Los términos areniscosos se clasifican como metarcosas/metagrauvacas (matriz >15%) y presentan textura blastopsamítica, estando formadas mayoritariamente por cuarzo, moscovita, feldespato, plagioclasa, aunque estos dos últimos minerales se hallan prácticamente sericitizados en su totalidad, y cantidades variables de clorita. Como accesorios se encuentran turmalina, opacos y pirita. Las areniscas cuarcíticas se clasifican como metarenitas arcósicas, y están compuestas fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, encontrándose los feldespatos muy alterados a caolinita y sericita.

Los Bancos Mixtos muestran secuencias decimétricas de areniscas con laminaciones planares y *hummocky*, en ocasiones amalgamadas que pasan a techo a esquistos arenosos y limolitas con *ripples* de corriente y de oscilación, finalizando en ocasiones con lutitas finamente laminadas con bioturbación. LILLO (1992) ha interpretado a todo el conjunto de la unidad como el resultado de la progradación y acumulación de depósitos de ambientes de plataforma interna afectados por la acción de tormentas y muy próximos al nivel de base del oleaje. Durante la realización de la Hoja, se han detectado cambios batimétricos que se han interpretado con relación a oscilaciones eustáticas.

LEYVA (2000) establece con carácter general para un sector situado inmediatamente al E de esta área, que el registro sedimentario de esta unidad muestra dos barras arenosas en posición estratigráfica intermedia y a techo, respectivamente, que subdivide la formación en dos grandes tramos o megasecuencias, de características equiparables. La barra cuarcítica intermedia fué denominada "Cuarcita de Arcas" por KETTEL (*op. cit.*), y la superior es la descrita como "Lumaquelas terminales". Ambas suelen tener espesores decamétricos. A nivel regional este autor diferenciados facies características que conforman la práctica totalidad de los depósitos.

La facies más representativa es la constituida por una secuencia elemental de espesor decimétrico (30 a 50 cm) con una relación arena/lutita próxima a la unidad. Se trata de secuencias grano decrecientes con estructuras internas *hummocks* y *swales*, laminación paralela y de *ripples* de ola, estructuras *linsen* y bioturbación intensa en las fangolitas y lutitas. Son facies del grupo de los *hummocky* de grano medio, WALKER *et al.* (*op. cit.*).

La otra facies es la que constituye las 2 grandes barras y puede considerarse una subfacies de la anterior. Se trata de secuencias decimétricas a métricas en areniscas de grano medio amalgamadas por pérdida del término M, y en numerosas ocasiones del X, dando lugar a capas acrecionadas con estructuras *hummocky* de longitudes de onda de orden métrico, con geometría ondulada. En la barra superior, por otra parte, en numerosas capas de este tipo aparece un término inferior asimilable al B de estas secuencias tempestíticas constituido por acúmulos de fauna limonitzada junto a nódulos ferruginosos con núcleo arenoso, nódulos fosfatados, *mud chips*, etc. En estos casos la base de las secuencias es algo erosiva.

Hacia techo de esta barra superior, LEYVA (2000) observa capas métricas lumaquélidas constituidas por términos P con grosera granoclasiación y abundantes clastos ferrificados y/o fosfatados.

El tramo inmediatamente suprayacente a la "Cuarcita de Arcas", está constituido por un acumulo de secuencias centimétricas a decimétricas en las que se alternan con carácter rítmico capas de areniscas de grano muy fino, limolitas arenoso-micáceas de color ocre amarillento y lutitas gris oscuras. La relación arena/pelita es próxima a la unidad o algo inferior. Se observa laminación ondulada, lenticular y *flaser*. En los trenes de *ripples* de corriente son frecuentes las capas microeslumpadas separadas por láminas de lutita negra interestratificadas. La bioturbación es tan intensa que puntualmente borra las superficies de estratificación y cualquiera de las estructuras descritas (LEYVA, 2000).

Para LEYVA (2000) este tramo, tanto por su litología como por sus estructuras sedimentarias, podrían ser depósitos de la parte externa del *offshore*.

La Caliza Urbana (18) aparece como masas lenticulares de calizas detríticas recristalizadas, generalmente de color gris a gris claro cuando no están dolomitizadas, a veces bioclásticas, y en ocasiones con niveles intercalados relativamente ricos en granos detríticos de cuarzo y delgadas particiones pelíticas. Con frecuencia están karstificadas, con abundantes rellenos ferruginosos.

Asociado a estos horizontes carbonatados ha sido descrito un vulcanismo contemporáneo en el sector de Los Guindos-El Centenillo (en el borde sur de la Hoja) por HENKE (1926); CHARPENTIER (1976), PINEDA, (1987); en La Alameda (Jaén) (TAMAIN *et al.*, 1969); TAMAIN, 1972), al SE de Solana del Pino (PALERO, 1991) y la vecina Hoja de Venta de Los Santos (864) (RÍOS, 1977; RÍOS y CLAVERÍAS, 1979; MATAS *et al.*, 2009a). En la Hoja vecina de Aldeaquemada (863), se han reconocido estos materiales volcánicos a muro y techo de los niveles de Caliza Urbana que ocupan el núcleo del sinclinal localizado en el sector del río Guadalén-arroyo de Los Canjorros. En otras áreas estos materiales pueden aparecer a techo del horizonte carbonatado (Solana del Pino, Venta de Los Santos), en su parte inferior (subsuelo de El Centenillo) o sustituyendo enteramente a la Caliza Urbana (Los Guindos). Son fundamentalmente tobas, tufitas, cineritas y productos de proyección aérea, de químismo ácido a medianamente ácido, si bien en la Hoja de Venta de los Santos (864) se trata de rocas de composición basáltica con textura vacuolar y fuertemente retrogradadas (MATAS *et al.*, 2009a).

En la cantera de La Despreciada, situada en el límite de la Hoja de Santiesteban del Puerto (885) con la de Aldeaquemada (863), la Caliza Urbana se presenta en bancos de hasta 1,5 m, que se acuñan lateralmente, donde se observa laminación bimodal y superficies de reactivación sedimentaria según LILLO (1992). Este autor interpreta que estos carbonatos detríticos se depositaron en ambientes proximales de plataforma con acción de corrientes mareales.

En las observaciones realizadas en la vecina Hoja de Viso del Marqués (837) (área de la Peña del Águila, MONTESERÍN *et al.*, 2016), se establecen dos tramos, el inferior margo-arenoso, de 1,5 a 2 m, con un nivel calcáreo basal, y el superior, de calizas masivas lumaquélidas y 3 m de espesor, de acuerdo con PALERO y MARTÍN IZARD (1988) y SARMIENTO (1993). También se señala la existencia de niveles de removilización con cantos fosfatados milimétricos en el tramo inferior, así como en la base del superior (SARMIENTO, 1993) que apuntan la posibilidad de una interrupción sedimentaria asociada a la base de la unidad. Por otro lado, en el techo del penúltimo banco de caliza en este afloramiento existe una concentración notable de náutiloideos ortoconos y el techo de la formación muestra evidencias de karstificación previa al depósito de la siguiente unidad. Además, existe una dolomitización descendente que afecta al techo de la unidad (SARMIENTO, 1993), también afectado por mineralizaciones estratoides de Pb-Zn en zonas próximas (PALERO y MARTÍN IZARD, 1988). La variabilidad del registro estratigráfico en los metros finales de los Bancos Mixtos y la Caliza Urbana, para REY *et al.* (2005), puede estar relacionada con actividad tectónica sinsedimentaria, o bien con procesos erosivos asociados con el límite superior que darían lugar a un paleokarst.

Este hecho está reconocido en el ámbito cuencal, tal como se recoge en los trabajos de diversos autores, sobre calizas de la misma edad en el Macizo Ibérico: HAFENRICHTER (1979 y 1980), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984), SARMIENTO (1993) en la "Caliza de Urbana", PARÍS *et al.* (1982), en la "Caliza de la Formación Rosán" en Finisterre, CARLS (1975) en la "Caliza de cistoideos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica"; la "Caliza de Guadarrama", "Caliza de

La Aquiana" en la Zona Centroibérica, "Caliza de Portilla de Luna", en la Zona Cantábrica, la "Caliza de Aiguafreda en Cataluña", y las "Calizas de Pelmatozoos" (ROBARDET, 1976; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984b; GARCÍA-RAMOS y ROBARDET, 1992), en la Zona de Ossa Morena.

La mayor parte de los autores consideran su depósito como acaecido en un ambiente de plataforma somera carbonatada, extensa y de bajo gradiente, de edad Ashgill inferior (SARMIENTO 1993), en concreto Cautleyense-Rawtheyense (?), merced a los conodontos estudiados por FUGANTI y SERPAGLI (1968) en los primeros niveles de la cercana zona de Viso del Marqués.

Leyva (2000) cita para el sector situado inmediatamente al E de esta Hoja, que esta unidad litológica tiene dos miembros perfectamente diferenciables: uno inferior, de constitución litológica sumamente compleja y con fuerte variación de espesor; y uno superior, cuya constitución litológica (calizas bioclásticas, crema y dolomías grises) y espesor, son bastante más homogéneos a escala regional (1 a 3 m).

En la vecina Hoja de Torre de Juan Abad (839) (MATAS *et al.*, 2009b) diferencian dos facies en el miembro inferior con las siguientes características:

- A. La más común está constituida por un sedimento heterolítico y heterométrico en el que se mezclan (mixtitas), fragmentos de cuarcita, desde subangulosos a esféricos, fragmentos de roca volcánica con textura vacuolar y de composición intermedia a básica muy alterados, bioclastos, fragmentos de pizarras y, en escasa proporción, de rocas carbonatadas progresivamente más abundantes hacia techo del miembro. Normalmente son capas decimétricas a bancos con gradación positiva y con cemento carbonatado creciente. El techo de estas capas está ondulado (*swales*) o bien la secuencia finaliza con un término decimétrico con *hummocky*, de longitud de onda de 0,5 a 1 m, en estas litologías pero con tamaño de grano arena gruesa-media. En estos casos se trataría de tempestitas de grano grueso y de tipo BPH o BH, en las que el término B es el aglomerado heterolítico graduado.
- B. Intercalada y en paso lateral con la facies anterior en algunas series, se tienen una alternancia milimétrica a centimétrica de tipo rítmico. En estas facies se alternan láminas de siliciclásticos de grano fino con granos de cuarzo, fragmentos de arenisca, de cuarcitas, de roca volcánica de composición básica alterada a clorita y carbonatos en matriz caolinitica-clorítica con láminas de fangos carbonatados de composición clorítico-caolinitica con carbonato férrico como precipitado químico. En estas láminas, de color gris o verdoso, puede observarse un moteado, a veces muy tupido, debido a la presencia de clastos con tamaño arena gruesa media y de composición similar a los clastos volcánicos de las láminas siliciclásticas.

En estas microsecuencias se ha observado laminación paralela y gradación. En lámina delgada se tienen ejemplos de microfracturación y eslumpamiento sinsedimentario.

Por sus características litológicas y su estructuración secuencial Leyva (2000) interpreta que se trataría de sedimentos del *offshore distal* o talud, que tienen su origen en corrientes de turbidez. El aporte sistemático de clastos (epiclastos) de origen volcánico, es indicativo de una actividad volcánica en áreas próximas de la plataforma.

El techo de este nivel constituye una importante discontinuidad estratigráfica de amplitud regional, fenómeno ya señalado por HAFENRICHTER (1979, 1980), quien postuló que la glaciaciación finiordovícica originó un descenso eustático del nivel del mar, durante el cual emergió una gran parte de la plataforma surcentroibérica, erosionándose parcialmente los últimos sedimentos previos a la glaciaciación (Caliza Urbana y sedimentos anteriores en áreas más septentrionales). Se estima una potencia de unos 20-25 m para las Pizarras de Canteras y de 150-170 m para los "Bancos Mixtos" (TAMAIN, 1972). La potencia de la Caliza Urbana es muy variable debido a la existencia de una discordancia erosiva, desapareciendo en cortas distancias sin que se aprecien cambios laterales de facies. En el sector de Sierra Morena oriental la potencia media oscila entre 5 y 20 m., aunque POUPOUN (1971) le asigna un espesor de 80 m.

La fauna fósil que contienen estos materiales es abundante y permite datarlos con bastante precisión. Desde el punto de vista paleontológico, las referencias previas acerca del hallazgo de fósiles en las Pizarras de Canteras provienen del paraje del Cantosal, al ENE de El Centenillo (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; HAMMANN, 1983; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1992), y de la salida sur de la población anterior, donde se ubica la pequeña cantera que da nombre a la formación (TAMAIN, 1972). En la primera de estas localidades, los fósiles se concentran en un horizonte de removilización ferruginoso, con cantos blandos y sideríticos, que representa una laguna estratigráfica intra-Caradoc inferior de poca entidad que abarca el límite Harnagiense-Soudleyense, y que ha librado una abundante asociación paleontológica Viniciense. En ella se identifican trilobites [*Onnia* cf. *seunesi* (Kerforne), *Actinopeltis* sp., *Dalmanitina* sp., *Zetillaenus* sp.], equinodermos [*Heliocrinites helmhackeri* (Barrande)], braquiópodos [*Gelidorthis meloui* (Villas)], briozoos (trepostomados y cryptostomados) y ostrácodos mal conservados. La asociación en su conjunto permite correlacionar este horizonte ferruginoso 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; ROMÁO *et al.*, 1995).

Por encima del nivel precedente, las Pizarras de Canteras contienen escasos restos fosilíferos, limitados a nódulos con nautiloides y trilobites [*Colpocoryphe* cf. *grandis* (Snajdr) en El Cantosal; *Dalmanitina* sp. y *Trinucleina* indet. en El Centenillo], de edad igualmente Caradoc. RÍOS (1977) cita además una asociación de graptolitos, con mezcla de especies del Arenig, Llanvirn y Caradoc (identificadas por Del Pan), en la cantera al sur de El Centenillo. La revisión de la localidad y de las fotografías originales de este material, permiten afirmar que estos supuestos graptolitos corresponden en realidad a icnofósiles (*endichnia*) de diversas morfologías. A partir de los datos paleontológicos reseñados con anterioridad, y de criterios estratigráficos regionales, asignamos el depósito de las Pizarras de Canteras esencialmente como Caradoc (Soudleyense-Marshbrookienense), si bien los niveles situados por debajo del horizonte ferruginoso son sin duda más antiguos, tal vez Costoniense o incluso, en la misma base de la unidad, Dobroti-viense tardío.

La unidad de los Bancos Mixtos es la más fosilífera del Ordovícico superior centroibérico, especialmente los niveles conocidos como "lumaquelas terminales" representados en su tercio superior (TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995). Dentro de la Hoja, sus hallazgos previos fueron referidos por HENKE (1926), TAMAIN (1967, 1972), RICHTER (1967) y CHAUVEL *et al.* (1969). La asociación reconocida en las lumaquelas terminales al sur

de El Centenillo consta esencialmente de braquíópodos, como *Svobodaina havlicekii* (Villas), *Tafilaltia brevimusculosa* (Villas) y *Aegiromena* sp. También hay algunos restos de briozoos, pelmatozoos y gasterópodos. La asociación corresponde a la Biozona de *Svobodaina havlicekii*, 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-Marsbrookiano.

En la vecina Hoja de Santa Cruz de Mudela (838), (MATAS *et al.*, 2016), ciertos niveles de la parte inferior de la unidad son muy ricos en pistas fósiles (*Helminthopsis* cf. *tenuis* (Ksiazkiewicz)). En esta misma Hoja y en las vecinas de Torre de Juan Abad (MATAS *et al.*, 2009 b), Bienservida (LEYVA *et al.*, 2009) y Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009), las lumaquelas terminales proporcionaron en varios puntos una rica asociación de braquíópodos: *Svobodaina havlicekii* (Villas), *S. aff. feisti* (Havlíček), *Rafinesquina lignani* (Villas), *Tafilaltia brevimusculosa* (Villas), *Hedstroemina* sp., *Portranella exomata* (Sharpe), *Aegiromena* cf. *descendens* (Havlíček), *Leptaena* sp.; trilobites: *Dreyfussina?* sp. y *Trinucleina* indet.); cornulítidos: *Cornulites* sp.; equinodermos (placas columnares de pelmatozoos) y abundantes briozoos: *Homotrypa* sp. y *Chasmatoaporella* sp., entre otros). Este conjunto caracteriza la Biozona de *Svobodaina havlicekii* de braquíópodos, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995).

Casi todos los estudios corresponden a la parte superior de la unidad, las lumaquelas terminales. GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987) discuten la edad de la unidad con los datos disponibles y precisan un intervalo Caradoc-Ashgill basal (Berouniense).

El afloramiento de la Caliza Urbana situado a menos de 1 km al NO de El Centenillo fue considerado por TAMAIN (1967, 1972) como perteneciente a un horizonte especial, suprayacente o sustituto de la caliza propiamente dicha, caracterizado por contener equinodermos del Ashgill (*Helicocrinites* cf. *rouvillei* (von Koenen)). En realidad, se trata de una calicata practicada en la propia Caliza Urbana, restringida a sus tramos margosos basales que se conservan completamente alterados, coronados por capas de caliza silicificada pero con núcleo carbonático. En estos últimos, SARMIENTO (1993) identificó algunos conodontos de la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*, muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantiano de toda Sierra Morena.

En las vecinas Hojas de Santa Cruz de Mudela (MATAS *et al.*, 2016), Viso del Marqués (MONTESERÍN *et al.*, 2016), Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009), Torre de Juan Abad (MATAS *et al.*, 2009 b) y Bienservida (LEYVA *et al.*, 2009) las muestras recogidas, en el miembro superior han proporcionado conodontos, entre los que se citan: *Amorphognathus ordovicicus* (Branson y Mehl), *Sagittodontina robusta* (Knüpfer), *Scabardella altipes* (Henningsmoen), *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl), *Protopanderodus?* sp., "Eocarniodus" *gracilis* (Rhodes), *Icriodella superba* (Rhodes) y "Nordiodus" sp. (HAFENRICHTER, 1979, SARMIENTO *et al.*, 2000 y datos nuevos), pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantiano (Kralodvoriano) de toda Sierra Morena (FUGANTI y SERPAGLI, 1968; SARMIENTO, 1993; SARMIENTO *et al.*, 2000). Las margas con briozoos que se intercalan en la mitad inferior de la unidad contienen abundantes colonias ramificadas y masivas de briozoos (*Chasmatopora* sp. *Homotrypa* sp.; *Chasmatoaporella* sp.), restos

indeterminables de ceramoporoideos, criptostomados y trepostomados, así como raros braquiópodos (*Nicolella?* sp.; *Leptaenidae* gen. et sp. indet., *Orthida* indet.) y pelmatozoos mal conservados.

2.2.1.8. *Pizarras negras grisáceas* (19). *Pizarras Chavera. Hirnatiense*

Esta unidad pizarrosa denominada "Pizarras Chavera" ("*Schistes Chavera*") por TAMAIN *et al.* (1969) y TAMAIN (1972), "Pizarras Castellar" ("*Castellar Schiefer*") por los autores alemanes (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968) y "Pizarras de Muro" en el área de Guadalmes (SAUPÉ, 1973), aflora bajo los resalte y crestones de la "Cuarcita del Criadero" en el cuadrante suroccidental de la Hoja, en el sector de El Centenillo-Loma del Peñón del Toro-Cerro de Tres Hermanas-Peñón Jurado-Parque de Andújar.

Son pizarras negro-grisáceas de grano muy fino, de tacto suave y agradable, muy homogéneas y masivas a la base, hacia techo aparecen intercalaciones de areniscas finas y limolitas de color gris-verdosos, que llegan a formar alternancias de niveles que raramente superan la potencia centimétrica y que constituyen el tránsito a las Cuarcitas del Criadero suprayacentes.

Desde el punto de vista petrográfico, las pizarras muestran una textura blastopelítica, y están formadas por una matriz filosilicatada, en la que se encuentran opacos como componentes accesorios.

Se atribuyen a ambientes marinos de plataforma abierta relativamente alejados de la costa (PORTERO y DABRIO, 1988).

LEYVA (2000), en la Hoja de Torre de Juan Abad (839) y MATAS *et al.*, (2009 b), distinguen dos tramos o miembros. El inferior, cuyo espesor y litología constituye prácticamente la totalidad de la formación, está constituido por la facies ubicua de pelitas negras masivas. En algunas localidades próximas a la región estudiada se ha descrito la existencia de niveles con cantos de diversa naturaleza (algunos de Caliza Urbana) próximos a la base de la unidad (CHAUVEL *et al.*, 1969; TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987). Hacia techo de la unidad y de forma progresiva, se intercalan láminas y capas centimétricas de cuarcitas de grano muy fino y color gris oscuro a negro. Según LEYVA (2000, en MATAS *et al.*, 2009 b) estas intercalaciones cuarcíticas, con base plana y techo ondulado, en algún caso muestran marcas de corriente de pequeño tamaño (*flutes*). En los límites de esta formación con las cuarcitas superiores (Criadero), las intercalaciones se convierten en ritmitas con un porcentaje arena/pelita próxima a la unidad y con secuencias tempestáticas de tipo HM y PHM (WALKER, 1982, 1984).

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario, encuadrable bajo las denominaciones "Pelitas y Areniscas con fragmentos", Pizarras Chavera, etc., son correlacionables con facies similares y sincrónicas que, de forma extensiva, aparecen desde Centro Europa hasta Argelia (ROBARDET, 1981; ROBARDET y DORÉ, 1988). Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarinos (*icedrop paratillites*), relacionados con la glaciaciación continental (*inlandsis*) de edad Ordovícico superior, ocurrida en África, que ha sido documentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo (BEUF *et al.*, 1971).

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo "mixtitas" (SCHERMERHORN, 1975), tienen un origen de tipo *mud-flow* gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de índole local o regional del fondo marino, alternando con períodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glacial en el noreste de África y sur de España (nordgondwaníense) parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las "Pelitas con fragmentos" (FORTUIN, 1984; MATAS *et al.*, 2005), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioestáticos sincrónicos y posteriores a la glaciaciación gondwánica finiordovícica (ROBARDET y DORÉ, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1992 y PARIS *et al.*, 1995), pero, de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas, resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos, que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma con el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclásticos en medios someros en los momentos de mar alta. Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovícicos, ocurridos en el Hirnantíense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida, según BRENCHLEY *et al.* (1991).

La potencia oscila entre 100 m y 150 m (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; TAMAIN, 1972).

La unidad no contiene fósiles en los afloramientos estudiados, pero de acuerdo con los datos regionales su edad corresponde al Ashgill terminal (Hirnantíense), y resultaría correlacionable con las facies ubicuas de las "pelitas con fragmentos", que localmente revisten características glaciomarinas (ver SAN JOSÉ *et al.*, 1992, con referencias previas; y PARIS *et al.*, 1995, con las últimas dataciones micropaleontológicas). RÍOS (1977, 1978) señaló en el valle del Riacho de los Esparragones, 6.5 km al NO de El Centenillo, el hallazgo en la unidad de siete formas distintas de graptolitos (identificadas por Del Pan), con mezcla de especies americanas y noreuropeas del Llanvirn, Caradoc y Ashgill. La revisión posterior de la localidad original y de las fotografías de este material, gracias a la gentileza del Dr. Santiago Ríos, reveló que los supuestos graptolitos no son más que icnofósiles (*endichnia* e *hipichnia*) de diversas morfologías (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996).

El límite Ordovícico-Silúrico se coloca en la unidad suprayacente "Cuarcita del Criadero" (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990, 2002; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004).

2.2.2. Silúrico

En tanto que en los sectores septentrionales de la Zona Centroibérica, los primeros sedimentos situados por encima de las facies glaciomarinas (Fm Gualija), consisten en una delgada cuarcita a la que se superponen pizarras negras con graptolitos y conodontos de edad Telychiense basal (Llandovery superior) (SARMIENTO y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, 1991), la sucesión silúrica en los sectores meridionales de la región centroibérica parece iniciarse con la "Cuarcita del Criadero"; si bien no puede descartarse que, en algunas áreas, la parte basal de esta formación sea ordovícica (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996).

En este sentido, GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (*op. cit.*) citan graptolitos del Aeroniense inferior (Silúrico basal) en el tramo de cuarcitas negras del techo de la Cuarcita de Castellar. Igualmente, el miembro superior de cuarcitas negras de la Cuarcita del Criadero en Almadén, es incuestionablemente silúrico por su contemporaneidad con el vulcanismo y mineralizaciones datados como pre-Telychiense.

Por tanto, la llamada “transgresión silúrica” en la Zona Centroibérica es marcadamente dia-crónica, entre el Aeroniense (Llandovery inferior) y el Sheinwoodiense (Wenlock inferior), tal como indican las faunas encontradas en la base de las distintas sucesiones.

La sucesión silúrica se hallaría, en cualquier caso, en continuidad estratigráfica con el Ordovícico, aún cuando exista un hiato (marcado por la discontinuidad de la Caliza Urbana) intra-Ashgill.

Sobre las Cuarcitas del Criadero se dispone una potente y compleja sucesión litológica que presenta al N de esta zona como característica esencial la presencia de abundantes intercalaciones de materiales vulcanosedimentarios, hacia techo, la cual puede llegar a sustituir a las pizarras graptolíticas, y en cuyo interior se produce el tránsito Silúrico-Devónico. Sin embargo, esta alternancia se va adelgazando hacia el sur y el este del Anticlinal de Alcudia, sin que aparezca en la Hoja de Santa Elena.

2.2.2.1. Cuarcitas. Cuarcita del Criadero (20). Hirnantiene terminal-Llandovery medio

Esta unidad constituye un nivel guía de entidad regional que fue denominado “Cuarcitas del Criadero” por ALMELA *et al.* (1962). Por su naturaleza litológica, aparece definiendo crestas y resaltes morfológicos, tales como el Peñón del Toro, Cerro de Tres Hermanas, Collado Hermoso y Peñón Jurado, en el cuadrante suroccidental de la Hoja.

Se conoce también como “Cuarcita Castellar” (“*Castellar Quarzit*”, HENKE, 1926) o “Cuarcitas Superiores” (“*Quartzites Supérieurs*”, TAMAIN, 1967, 1972), así como Cuarcitas del Llandovery (RICHTER, 1967; BUTENWEG 1968).

Esta unidad fue definida formalmente por Gallardo MILLÁN *et al.* (1994) y se extiende desde la Sierra de San Pedro (Cáceres) hasta Sierra Morena Oriental, y en la zona de Almadén.

Estos materiales presentan un contacto concordante y, a veces, relativamente neto con las pizarras infrayacentes, si bien a menudo se trata de un contacto mecanizado a favor de fracturas subhorizontales o de pequeño ángulo. Según TAMAIN (1972) y LEYVA (2000) se pueden distinguir tres tramos:

- El tramo inferior está formado por ortocuarcitas en bancos métricos, con intercalaciones de areniscas. LEYVA (2000) diferencia regionalmente dos tramos constituidos por el acumulo de dos facies predominantes. El tramo basal con secuencia elemental de espesor decimétrico (20 a 35 cm) en areniscas cuarcíticas de grano medio-fino con estructuras *hummocky* de tipo PHL, WALKER (*op. cit.*) y con superficies de estratificación bien definidas y planoparalelas. Estas secuencias aumentan de espesor en tanto que pierden los

términos P y L, amalgámándose en cuerpos con la geometría ondulada de los *swales* (BRENCHLEY *et al.*, 1986 y 1991). El tramo de techo de este miembro es el que adquiere mayor potencia y representatividad, comparativamente con las litologías anteriores. Se trata de una serie constituida por capas de 50 a 70 cm en bancos de cuarzoarenitas de grano medio de color gris con tonos rojizos. La estratificación es de masiva a difusa con superficies onduladas y, cuando las condiciones de afloramiento lo permiten, se observan cantos blandos de tamaño grava con orla ferruginosa, en las superficies de amalgamación de los bancos y, esporádicamente, techos de *ripples* de ola con múltiples perforaciones ferrificadas.

En su conjunto, este miembro inferior, se estructura como una megasecuencia grano y estrato creciente de espesores decamétrico.

- El tramo intermedio está constituido por facies heterolíticas de ortocuarcitas negras a grises-beis en bancos decimétricos, en ocasiones con intercalaciones centimétricas de esquistos arenoso-limolíticos, algo micáceos, de color gris-verdoso. Según LEYVA (2000), las secuencias elementales predominantes son de tipo PHM, HXM y HX, Walker (*op. cit.*), con pérdida hacia techo del término M reducido a láminas discontinuas con aspecto de estratificación *flaser*. La bioturbación en los siliciclásticos de grano muy fino es intensa (términos X y M). Este tramo aparece bien expuesto a unos 2,5 km de El Centenillo, en la carretera de esta población a La Carolina, donde se ha levantado una sección estratigráfica de detalle.
- El tramo superior está formado por areniscas beis o amarillentas en pequeños bancos. Regionalmente, tiene unas características similares al inferior en cuanto a composición de facies, pero la estructuración de dichas facies es inversa. En este miembro el tramo basal son cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano medio en bancos con techo ondulado o de *ripples* de ola, y el tramo superior está constituido por tempestitas de decimétricas a centimétricas del tipo PHX y HX amalgamadas, evolucionando a secuencias HL y HLM con lutitas negras lustrosas como término pelítico en las capas de techo de la Formación (LEYVA, 2000).

Petrográficamente, los esquistos arenoso-limolíticos se clasifican como metaarcosas y meta-grauvacas. Su textura es blastopsamítica y los componentes principales son cuarzo (en general monocristalino), feldespato potásico (muy alterado a illita), matriz arcillosa, biotita y moscovita. Como componentes accesorios se encuentran turmalina, opacos, y de forma ocasional, corindón. El tamaño de grano predominante es fino a muy fino. Las cuarcitas presentan también textura blastopsamítica. El componente mayoritario es cuarzo monocristalino. En menor proporción, aparecen feldespato potásico y matriz filosilicatada. LEYVA (2000) cita la presencia de fragmentos líticos.

Según LILLO (1992) se reconoce una transición de las Pizarras Chavera a los bancos amalgamados de arenas que constituyen la “Cuarcita del Criadero”, que representarían una progradación y acumulación de barras arenosas en ambientes distales de plataforma interna. Se han observado superficies de *ripples* de oscilación, que indicarían ambientes más proximales, próximos al nivel de base del oleaje.

Para LEYVA (2000), la Cuarcita del Criadero muestra una evolución desde las facies tempestíticas de afinidad turbidítica en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas (techo de las Pizarras Chavera), a depósitos de *offshore proximal* y *nearshore*, llegando en algún caso a depósitos del *foreshore* en el miembro inferior. En el miembro intermedio se vuelve a medios de *offshore proximal* evolucionando a depósitos del *shoreface* en el tramo basal del miembro superior, y de nuevo a facies del tránsito *shoreface-offshore proximal* a techo. Esta evolución es compatible, para este autor, con un dispositivo granocreciente CUS en posición "regresiva" (BRENCHLEY *et al.*, *op. cit.*), que configura el *Highstand System Tract* de la secuencia deposicional que se inició con las Pizarras Chavera.

La potencia de esta unidad no es fácil de establecer, al estar afectada frecuentemente por los despegues tectónicos anteriormente señalados, pero parece no superar los 70 m.

Esta unidad fue referida al Ordovícico terminal por ARBEY y TAMAIN (1971), en base al reconocimiento de una supuesta superficie glaciar inmediatamente posterior a su depósito, en la zona de El Centenillo, que al tiempo explicaría las diferencias de espesores observadas en la formación. No obstante, observaciones realizadas por los autores de la revisión cartográfica de esta Hoja, realizada para el Mapa Geológico 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), relacionan las estrías observadas con el movimiento extensional de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). GUTIÉRREZ-MARCO y PINEDA (1988) descubrieron más tarde graptolitos aeronienses (Llandovery "medio") en el subsuelo al NO de la población anterior, dentro de los niveles de cuarcitas negras tableadas próximos al techo de la Cuarcita Castellar. Los últimos datos relativos a ésta y otras unidades cuarcíticas correlacionables en la región surcentroibérica, tienden a considerar su depósito esencialmente dentro del Silúrico (Rhuddaniense-Aeroniense: Llandovery "inferior" y "medio"), si bien no puede descartarse que en ocasiones, su parte basal pueda ser todavía ordovícica, ya que GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996) precisaron en Corral de Calatrava que la muestra con acritarcos silúricos estudiada por HAFENRICHTER (1980) no fue tomada en el techo de las pizarras Chavera, sino en los niveles basales de la cuarcita; y por otra parte, VILLAS *et al.* (1999) encontraron en la parte inferior de la Cuarcita del Criadero en el Sinclinal de Almadén dos braquiópodos típicos de la fauna Hirnantense del Ordovícico más alto.

De este modo, la Cuarcita del Criadero sería Hirnantense-Llandovery inferior y medio (Rhuddaniense-Aeroniense).

2.2.2.2. *Pizarras ampelíticas (21). Llandovery-Wenlock*

Esta unidad se sitúa sobre las Cuarcitas del Criadero, aflorando en el cuadrante suroccidental de la Hoja, al oeste de El Centenillo, si bien, este contacto está modificado tectónicamente, en buena parte de su recorrido por el borde S de la Hoja, debido a la zona de cizalla dúctil-frágil desarrollada a muro de la Falla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide.

Esto hace que, fuera de esta Hoja, se llegue a suprimir a la Cuarcita del Criadero, poniéndose en la vecina Hoja de Aldeaquemada (863), en contacto directo con las Pizarras Chavera, la Caliza Urbana o los Bancos Mixtos. En sectores vecinos, al S del Plutón de Santa Elena, se llega a apoyar sobre las Cuarcitas Botella y las Alternancias del Caño (MARTÍN PARRA, 2003).

Son equivalentes a los denominados "Esquistos con Monograptidos" ("Schistes à Monograptides" de Tamain, 1972) o "Pizarras con Graptolites" ("Graptolithenschiefer") de los autores alemanes (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968 y KETTEL, 1968). Fueron denominadas Formación Guadarranquejo por RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.* (1989). Hacia la base, la unidad está formada por pizarras negras, lustrosas y de tacto jabonoso con abundantes graptolites ("pizarras negras graptolíticas"), donde se intercalan esporádicamente niveles de limolitas de espesor centimétrico. En casi todos los afloramientos observados está afectada por metamorfismo de contacto, mostrando abundantes cristales de quiamolita de tamaño milimétrico, afectados por una foliación filonítica que los rodea desarrollando colas de presión (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006). Son frecuentes los niveles con nódulos, a veces limonitizados. Ocasionalmente, se observan niveles de lítidas y pequeños horizontes intercalados. KETTEL (1968) señaló la presencia de grafito en cantidades notables en la parte inferior de la unidad. A techo, las ampelitas pasan gradualmente a limolitas grises con intercalaciones arenosas centí y milimétricas (GUTIÉRREZ-MARCO y PINEDA, 1988).

En lámina delgada, algunas muestras de las pizarras se clasifican como metapelitas con fragmentos, cuyos componentes principales son cuarzo, matriz arcillosa (> 80%), opacos, turmalinas y micas. Los fragmentos son exclusivamente granos de cuarzo monocristalino, con una distribución bimodal (arena fina-muy fina y limo).

El tramo basal de ampelitas se interpreta como depósitos de mar abierto muy por debajo del nivel de base del oleaje (ambiente reductor, facies de plataforma externa-talud). El tramo areniscoso superior se interpreta como una secuencia de progradación de ambientes de plataforma interna sobre los de plataforma externa-talud.

El espesor de estos materiales es difícil de evaluar a causa de la deformación que los afecta. Según RÍOS (1977) se puede estimar entre 100 y 150 m de potencia, mientras que para HENKE (1926) sería de 150 m, y RICHTER (1967) cifra el mismo entre 120 y 200 m. Por su parte LEYVA (2000), al E del área de estudio, cita espesores en torno a 70-80 m.

La unidad de "Pizarras Negras Graptolíticas" ha brindado restos de este grupo fósil en numerosos puntos al ONO, NO y sur de El Centenillo, estos últimos fuera ya de la Hoja. Los antecedentes paleontológicos locales para el territorio cartografiado y alrededores, comienzan con MALLADA (1884), quien descubrió nódulos con ortocerátidos y graptolitos en el Riacho de los Tembladeros, y siguen con HABERFELNER (1931), HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942, 1960), RICHTER (1967), BUTENWEG (1968), TAMAIN (1972), RÍOS (1977), GUTIÉRREZ-MARCO y PINEDA (1988), y ROBARDET y GUTIÉRREZ-MARCO (2002).

Las asociaciones paleontológicas más antiguas proceden de la misma base de la unidad, concretamente de los primeros niveles de ampelitas que se apoyan sobre la Cuarcita del Criadero. Estos contienen abundantes formas características de la Biozona de *Rastrites linnaei* (Telychiano basal), entre las cuales se identificaron en testigos de sondeos: *Spirograptus guerichi* (Loydell, Storch y Melchin), *Parapetalolithus cf. palmeus* (Barrande), *Rastrites fugax* (Barrande) y *Pristiograptus cf. bjerringus* (Bjerreskov).

En horizontes superiores a los precedentes, las pizarras incluyen numerosos nódulos elipsoidales centimétricos (MALLADA, 1884; TAMAIN, 1972), también fosilíferos, que en una de las

localidades estudiadas libraron: *Monoclimacis griestoniensis* (Nicol), *Paraclimacograptus?* *flamandi* (Legrand), *Streptograptus loydelli* (Storch y Serpagli), *Torquigraptus* cf. *arcuatus* (Boucek), *Diversograptus?* sp., ortocerátidos y braquíópodos epiplanctónicos (rhynchonelláceos). La edad de la asociación corresponde a un Telychiense avanzado, representativo de la Biozona de *Monoclimacis griestoniensis*. Otros graptolitos de este mismo horizonte se encuentran igualmente representados en las pizarras negras que encierran los nódulos. En otra localidad distinta, y tanto en pizarras como en nódulos identificamos: *Torquigraptus tullbergi* (Boucek), *Monoclimacis griestoniensis* (Nicol), *M. crenulata* (Elles y Wood), *Monograptus* sp. aff. *parapriodon* Boucek, *Streptograptus* sp., *Paraclimacograptus?* *flamandi* (Legrand), *Retirolites angustidens* (Elles y Wood), ortocerátidos y rhynchonelláceos epiplanctónicos. Esta asociación es también Telychiense (=Llandovery "superior"), aunque ligeramente más tardía (Biozona de *T. tullbergi*). Los graptolitos más modernos encontrados en la unidad ampelítica son *Monograptus* cf. *flemingii* (Salter) y *Pristiograptus* cf. *dubius* (Suess), que indicarían una edad Wenlock s.l. (pre-Homeriense medio).

Durante la revisión de la cartografía de esta Hoja para la realización del Mapa Geológico 1:200.000 de Linares (70), se tomó una muestra (MP8007; coordenadas UTM, X: 433.450; Y: 4.247.950) que arrojó la siguiente asociación fósil: Graptolitos: *Pristiograptus* sp.; *Monoclimacis* sp.; Braquíópodos: Rhynchonéllidos indet.; Cefalópodos: Othocerida indet., de edad: Llandovery superior (Telychiense) o Wenlock inferior (Sheinwoodiense).

Durante la realización de la Hoja de Aldeaquemada (863), se tomaron nuevas muestras de esta unidad, identificándose una asociación de graptolitos: *Stimulograptus becki* (Barrande), *Parape-talolithus* sp. y *Metaclimacograptus* sp. de edad Llandovery superior (Telychiense).

En la cercana Hoja de Torre de Juan Abad (839), MATAS *et al.* (2009 b) encuentran en un horizonte inferior, una asociación del Llandovery superior (Telychiense) que corresponde probablemente a la Biozona de *Rastrites linnaei*, con *Spirograptus* cf. *guerichi* (Loydell, Storch y Melchin). A este horizonte le siguen otros más altos con asociaciones de las biozonas de *M. crispus*-*M. griestoniensis*; horizontes de pizarras con nódulos, que además de graptolitos de las biozonas *T. Tullbergi* u *O. Spiralis* brindaron restos de grandes eurypterídos, filocáridos y nautiloideos ortocónicos; y, finalmente, niveles fosilíferos del Wenlock basal con *Cyrtograptus* cf. *insectus* (Boucek), *Pristiograptus* cf. *lagus* (Perner) y *Monograptus priodon* (Bronn).

Además, se han encontrado regionalmente, también conodontos (SARMIENTO y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, 1991), ortocerátidos, braquíópodos, nautiloideos ortocónicos, trilobites (GARCÍA PALACIOS y RÁBANO, 1996), entre otros, que junto a los graptolitos antes citados, atribuyen a esta unidad una edad desde el Telychiense basal (Llandovery superior) al Homeriense inferior (Wenlock).

2.2.3. Silúrico superior-Devónico

El Devónico aparece escasamente representado en la Hoja de Santa Elena, aflorando en el cuadrante suroccidental, en el Cerro de Los Bolos y Cerro de San Cristóbal.

Las unidades cartografiadas parecen equivaler, con reservas, a los tramos inferiores y medio de las "Capas de San Pablo" estudiadas por Butenweg (1968) en el cerro del mismo nombre (en el

límite de las Hojas de Aldeaquemada (863) y Santiesteban del Puerto (885) ya que los tramos más cuarcíticos parecen encontrarse a la base de la sucesión, por encima de las Pizarras amorfíticas de edad Llandovery-Wenlock. Sin embargo, no se descarta, debido a la intensa deformación que presentan, que localmente puedan equivaler a los tramos areníscoso-cuarcíticos situados en el tramo más alto de la sucesión devónica en este sector de Sierra Morena, como ocurre en la Hoja vecina de La Carolina (884), donde las "Pizarras Aquisgrana" contienen ostrácodos del Fameniense superior, situándose la denominada "Cuarcita Campana" sobre estas pizarras.

2.2.3.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras negras (22); Cuarcitas y areniscas (23). Cuarcita de Base. Ludlow?-Praguience?

En esta unidad que incluye niveles cuarcíticos equiparables a los denominados en la región de Almadén "Cuarcita de Base" por ALMELA *et al.* (1962) y que aparecen formando los relieves arriba citados, se distinguen los siguientes tramos:

En la base aparecen pizarras negras-grises de tacto tuioso, a veces con una coloración rojiza por alteración, que intercalan capas areniscosas que a techo pasan a cuarcitas blancas y grises bien estratificadas en bancos métricos o decimétricos, con estratificación cruzada y *ripples* a techo. Poseen intercalaciones de areniscas verdosas con estructura caótica desorganizada (bioturbación?). BUTENWEG (1968) cita también la existencia en la base de niveles microconglomeráticos.

Sobre estos materiales aparecen areniscas verdosas frecuentemente ferruginosas, masivas y fuertemente tectonizadas, con numerosos segregados de cuarzo.

Sobre este tramo se sitúa otro paquete cuarcítico, Cuarcita de Base (23), esta vez en bancos masivos métricos, que a techo pasa a areniscas verdes ferruginosas.

En lámina delgada, los términos areniscosos se clasifican como metarcosas. Tienen una textura blastopsamítica de grano fino a muy fino y están formadas mayoritariamente por cuarzo monocristalino, feldespato potásico (casi siempre alterados a caolinita e illita), además de moscovita, biotita y óxidos.

Estos sedimentos se interpretan como una secuencia negativa de progradación y acumulación de depósitos de plataforma interna sobre los de plataforma externa-alud. La batimetría de las acumulaciones de arena de plataforma interna sería lo suficientemente somera para acusar la acción del oleaje.

El espesor de esta unidad se estima en unos 100-250 m, aunque Butenweg (1968) asigna al tramo de predominio cuarcítico un espesor de 400-500 m.

En el tramo pelítico de la base no se tienen referencias de hallazgos de fauna, aunque por correlación regional, abarcaría gran parte del Ludlow y el Pridolí, y quizás el Gediniense (Lochkoviense) (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990; de SAN JOSÉ *et al.*, 1992). Respecto al tramo cuarcítico-areníscoso, KETTEL (1968) cita una fauna de braquíópodos de edad Siegeniense. Sin embargo, se considera como Gediniense en el sinclinal de Guadalmez (PARDO, 1983; PARDO y GARCÍA

ALCALDE, 1984). GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1990) le asignan una edad Gediniense-Siegeniense. SAN JOSÉ *et al.* (1992) señalan igualmente la presencia de fósiles bentónicos de edad Lochkovense sup.-Praguiense (Gediniense-Siegeniense).

2.2.3.2. *Pizarras y areniscas (24). Praguiense?-Emsiense?*

Estos materiales definen un blando relativo sobre la unidad cuarcítico-areniscosa infrayacente.

Están formados por una alternancia de pizarras arenosas, pizarras limolíticas, localmente ricas en pirita, y areniscas cuarcíticas. Con respecto al ambiente sedimentario, estos materiales se interpretan como facies distales de barras de plataforma interna/proximal.

El espesor de esta unidad se estima en unos 100 m.

Solo se tiene referencia del hallazgo de restos de bivalvos y tallos de crinoides inclasificables que, según BUTENWEG (1968) podrían atribuirse con dudas al Emsiense. Por correlación regional, se les asigna una edad Praguiense -Emsiense (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990).

2.2.4. Carbonífero

Los materiales carboníferos apenas se encuentran representados en la Hoja. Se incluyen en la potente serie del Carbonífero inferior denominada genéricamente "Culm" de Pedroches, que en la presente Hoja de Santa Elena consiste en una alternancia monótona de pizarras y areniscas donde se intercalan ocasionalmente lentejones de conglomerados, que se apoya sobre los materiales devónicos, llegando incluso a apoyarse sobre materiales del Silúrico (Llandover-Wenlock). Este contacto es de carácter tectónico, como fue puesto de manifiesto por MARTÍN PARRA (2003) y MARTÍN PARRA *et al.* (2004, 2006). Estos autores describen la existencia de un contacto tectónico de carácter extensional, entre las pizarras grafitosas silúricas y el Culm en la mayor parte de su recorrido, desarrollando en la parte superior del bloque de muro (pizarras grafitosas silúricas) una banda de cizalla dúctil-frágil con filonitzación asociada. A lo largo de este contacto se observan afloramientos alargados del Devónico inferior situados por debajo del Culm y sobre el Silúrico filonitzado. En sectores más orientales estos autores han observado en algunos casos evidencias de que el contacto entre el Devónico inferior y el Culm también está afectado por este accidente, que llega a eliminar incluso las pizarras grafitosas para poner el Culm directamente en contacto con la Cuarcita del Criadero. Por otra parte, la edad en este borde norte de la cuenca del Culm de los Pedroches, como se indica más adelante es al menos Viseense medio-superior a superior, mientras que en el borde sur es Tournaisiense inferior (MATAS *et al.*, 2015) lo que también apoya el carácter tectónico sustractivo de este contacto, sin que pueda descartarse totalmente la existencia previa de un hiato en la base del Culm.

2.2.4.1. *Pizarras y grauvacas (25) con niveles de conglomerados (26). Facies Culm. Viseiense-Serpukhoviense*

Los afloramientos de esta unidad se sitúan en el ángulo suroccidental de la Hoja, entre el límite sur de esta y la carretera de El Centenillo a Andújar, extendiéndose hacia el sur en la Hoja de

La Carolina (884). Corresponde a los "Estratos Campana" de HENKE (1926). TAMAIN (1972) incluye estos, junto con la "Cuarcita Campana" de PERAN y TAMAIN (1967), en lo que denominó "Formación Campana". Sin embargo, esas cuarcitas corresponden a los términos cuarcíticos más altos de la sucesión devónica, ya que se apoyan sobre las denominadas "Pizarras Aquisgrana" de edad Fameniense superior (CHARPENTIER, 1976, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, 1996).

En esta unidad se han reconocido tres facies de distribución irregular, por lo que no son representables en la cartografía, salvo las facies conglomeráticas (26).

- Facies listadas. Son finas alternancias centí y milimétricas de pizarras negras con laminación paralela, y areniscas grises. Estas últimas presentan frecuentemente laminación cruzada de bajo ángulo con solapamientos de avance de *ripples* de oscilación. Ocasionalmente, aparece estratificación lenticular.
- Alternancias de pizarras y areniscas. Son alternancias de capas centí y decimétricas de areniscas, areniscas cuarcíticas y pizarras, con predominio de los términos arenosos. Estos niveles son muy continuos lateralmente. Se aprecia granoselección decreciente, laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo de tipo Tb-e.
- Facies conglomeráticas (26). Son muy características del "Culm". Son niveles de conglomerados polimictos, areniscas groseras y pequeñas intercalaciones pizarrosas. Los conglomerados están formados por cantos redondeados o subredondeados de cuarzo, lilitas, cuarcitas, pizarras y rocas volcánicas. Presentan matriz arenosa, formada por cuarzo, lilita, micas y feldespatos. La cantidad de lilitas incorporadas puede representar el 50% del volumen total de la roca. Las capas muestran granoclasiación decreciente poco marcada y geometría lenticular, con bases erosivas y frecuentes estructuras de carga.

Las areniscas tienen una abundante matriz sericítica. Se presentan en capas lenticulares con bases erosivas y estratificación paralela, que pasan lateralmente a las capas conglomeráticas.

En lámina delgada, los términos areniscosos se clasifican como metarcosas a metasublitoarenitas, de marcado carácter polimítico y escasa selección, donde abundan los granos de cuarzo (mono, policristalino y "chert"), además de fragmentos de roca sedimentaria, fragmentos de roca volcánica (escasos, con una fuerte recristalización), fragmentos de roca metamórfica, granos de feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita, clorita, opacos, matriz arcillosa, turmalina, etc. Los términos microconglomeráticos muestran una textura blastosefítica/blastosfámica polimictica, con una fracción arena importante y con una distribución de tamaño de clastos bimodal, con un centil en torno a 4,5 mm. Los clastos son angulosos-subangulosos; y los contactos entre sí, concavo-convexos o ligeramente suturados. Son de distinta composición: chert, lilitas, cuarcita, etc. En los cantos de chert es característica la existencia de seudomorfos de dolomita ferruginosa.

Originalmente, los materiales del Culm habían sido interpretados como depositados en medios turbídicos de aguas profundas (TAMAIN, 1972). Posteriormente CASTELLÓ y ORVIZ (1976) consideraron un medio de sedimentación de litoral costero, de gran agitación y con nivel de costa

inestable. PÉREZ LORENTE (1979) aporta datos sedimentológicos que indican un medio de plataforma afectado por tormentas. Según GABALDÓN *et al.* (1985 a y b), estos materiales se habrían depositado en plataforma marina abierta, somera, dominada por corrientes inducidas por mareas y por tormentas.

El espesor del "Culm" es muy importante, pero resulta imposible de precisar al desconocerse el techo y el muro (en parte debido a las causas tectónicas antes reseñadas). No obstante, RÍOS (1977) estima que puede alcanzar 4.000 m, y de acuerdo con lo expresado por MIRA *et al.* (1987), se puede considerar mayor de 3.000 m. Esta gran potencia hace necesaria una gran subsidencia de la cuenca donde se depositó, y teniendo en cuenta la monotonía de la serie y el aparente corto período de tiempo en que se formó, implica que hubo una enorme cantidad de aportes.

En ausencia de argumentos bioestratigráficos rotundos, hay que señalar la presencia de conglomerados con crinoides y cantos de lidita con radiolarios al NO de El Centenillo (TAMAIN, 1972: sin valor estratigráfico) y, sobre todo, el hallazgo de abundantes restos vegetales (tallos y tejidos leñosos "flotados") al norte de Los Alarcones, en la orilla derecha del río Pinto (ROUTHIER *et al.*, *in* PERAN y TAMAIN, 1967; TAMAIN, 1972). Entre estos últimos se identificó *Archaeocalamites cf. radiatus* Brongniart, cuya forma nominal tiene una distribución Dinantense a Namuriense inferior. Fuera de la Hoja pero en una localidad próxima, debemos reseñar el hallazgo de fusulináceos al norte de La Carolina (FUGANTI, 1967). CASTELLÓ y ORVÍZ (1976) encontraron restos que permitieron reconocer el género *Posidonomia*, que indicaría una edad Viseiense indiferenciada.

Durante la revisión cartográfica de la Hoja realizada para la elaboración del Mapa Geológico 1:200.000 de Linares (70), se tomó una muestra para su estudio palinológico (MP8015; coordenadas UTM X: 427.10; Y: 4.245.200) que ha aportado abundantes fragmentos de los siguientes quitinozoides: *?Ancyrochitina* sp.; *Linochitina* sp. aff.; *Linochitina (Urnochitina) cupellata*; *?Cingulochitina* sp.; probablemente resedimentados (Rodríguez González, *en* MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) uno de los cuales sería característico del Gediniense (Lochkoviense).

En la vecina Hoja de Solana del Pino (861), dos muestras tomadas para el estudio de palinomorfos, arrojaron una asociación de especies que permiten atribuirle una edad mínima Viseense media superior (Asbiense superior) a Viseense superior.

2.3. TERCARIO-CUATERNARIO: FORMACIONES SUPERFICIALES

A continuación, se describen todos los depósitos recientes que constituyen las formaciones superficiales en la Hoja de Santa Elena.

Debe señalarse que la escasa ocupación antrópica en la zona, hace que sean muy escasos los puntos en que sea posible la observación de cortes en el terreno, propiciados por la actividad humana. La descripción de los depósitos se basa por ello, fundamentalmente, en descripción de datos superficiales.

2.3.1. Gravas y cantes subredondeados en matriz arenó-arcillosa. Piedemontes. "Raña" (27). Plioceno superior-Pleistoceno inferior

Estos depósitos se localizan tanto en la zona centroseptentrional de la Hoja, como en la zona sur, al noroeste de Santa Elena.

No se ha podido observar en campo un corte de estos materiales, pero por observaciones superficiales y regionales, debe considerarse que el depósito está constituido por gravas y cantes más o menos redondeados de cantes cuarcíticos, englobados en una matriz arcilloso-arenosa de tonos predominantemente rojos.

Por su posición, y por consideraciones de índole regional, se atribuye a este depósito una edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

2.3.2. Cantes y gravas subangulosas en matriz arenó-arcillosa. Glacis y glacis degradados (29, 30, 31 y 32). Pleistoceno

Se trata de depósitos de cantes, más o menos angulosos y heterométricos, con matriz arenosa y arcillosa, de tonos ocres y amarillentos, asociados a morfologías de tipo glacis.

Se localizan preferentemente en la zona septentrional de la Hoja, donde se han reconocido hasta tres niveles encajados. Se ha asignado a estos niveles una edad del Pleistoceno inferior al Holoceno.

En la región central de la Hoja, se ha cartografiado un único nivel que, ante la dificultad de atribución cronológica, siquiera tentativa, se ha atribuido al Pleistoceno en su totalidad.

2.3.3. Gravas, arenas y limos. Terrazas (33). Holoceno

Las características de la red fluvial, fuertemente incidida, hacen que las morfologías de depósito de génesis fluvial sean escasas.

En los riachos de Esparragones y Tembladeros, en la zona sur de la Hoja, se han cartografiado unos depósitos, atribuibles a terrazas, de escaso desarrollo, compuestos por gravas cuarcíticas, arenas y limos arcillosos. Su potencia no supera los 2 m de espesor, y se le atribuye una edad holocena.

2.3.4. Cantes con escasa matriz. Canchales (34). Holoceno

En superficie aparece como un depósito constituido, casi exclusivamente, por cantes de cuarcita, más o menos angulosos, con algún componente que puede alcanzar el tamaño bloque, y con escasa o nula matriz.

Se localizan preferentemente en las zonas de ladera próximas a las cresterías cuarcíticas. Aunque, habitualmente, se encuentran parcial o totalmente vegetados, en algunas zonas aparecen desnudos, por lo que deben considerarse activos.

Su extensión superficial es reducida, y su potencia puede estimarse en torno a los 2-3 m. en su zona distal. Se atribuye a estos depósitos edad holocena.

2.3.5. Cantos con matriz limo-arcillosa. Coluviones (35). Holoceno

Aparecen habitualmente asociados a los relieves positivos generados por los afloramientos cuarcíticos que constituyen las zonas de cumbres.

Se trata de un tipo de depósito frecuente en la zona, si bien sólo se ha representado en la cartografía cuando su extensión y representación morfológica resulta más evidente.

Está compuesto por materiales mal seleccionados: cantos angulosos de variado tamaño en una matriz limoarcillosa.

Su importancia es variable, en extensión y potencia, en función de las características de la pendiente de la ladera sobre la que se desarrollan.

Se atribuye a estas formaciones una edad holocena, sin descartar que pudieran ser ligeramente más antiguos.

2.3.6. Cantos con matriz areno-arcillosa. Conos de deyección (36). Holoceno

En la salida de algunos barrancos de la red de menor orden, en la zona noroccidental de la Hoja, se han cartografiado algunas morfologías de conos de deyección de pequeño tamaño.

Están compuestos por cantos cuarcíticos, angulosos, con matriz areno-limosa, y cuya potencia no supera los 2 m en su zona más distal.

Se atribuye a estos depósitos una edad Holoceno-actual.

2.3.7. Fangos arcillo-limosos. Fondos endorreicos (37). Holoceno

Relacionadas con la red fluvial, o aisladas de la misma, se reconocen en el ámbito de la Hoja una serie de zonas de drenaje difuso, poco definido, o claramente endorreicas, de funcionamiento claramente esporádico o estacional.

Contienen depósitos de naturaleza dominante fina, arcillas y limos principalmente, con algunos cantos dispersos, y se les ha atribuido edad Holoceno-actual.

2.3.8. Cantos en matriz areno-limosa. Depósito aluvial-coluvial (38). Holoceno

En algunos puntos de la Hoja, se han diferenciado unos depósitos con génesis mixta entre los fluviales y los de ladera, compuestos por cantos más o menos angulosos, con una matriz de arenas y limos.

Su potencia es reducida, no superando los 2-3 m, y su edad es Holoceno-actual.

2.3.9. Gravas, arenas y limos. Fondo de valle (39). Holoceno

Como ya se ha indicado, el encajamiento de la red fluvial en el paisaje, motiva que sean escasos los depósitos asociados a los cauces.

Solamente en la zona septentrional de la Hoja, y en algunos valles de la parte meridional, se desarrollan fondos de valle, aunque de escasa importancia.

Se trata de gravas y cantes con matriz de arenas y limos que, ocasionalmente, pueden ser dominantes. Su potencia estimada puede situarse en torno a los 2 m como máximo. La edad de estos depósitos es holocena.

2.3.10. Escombreras (40). Actual

Asociados a las antiguas explotaciones mineras en la zona, se han cartografiado las escombreras existentes, compuestas por cantes sin apenas matriz. Su edad se considera actual.

3. PETROLOGÍA

3.1. GRANITOIDES TARDI-VARISCOS

Los únicos afloramientos de granitoides que afloran en la Hoja de estudio se restringen al extremo noroccidental del macizo o stock de Santa Elena, emplazado en el extremo meridional del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, al N de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide. Este stock tiene una forma elipsoidal, con un eje mayor de 9 km y un eje menor de unos 5 km, ocupando en total unos 30 km² y se extiende por las Hojas vecinas de Aldeaquemada (863), La Carolina (884) y Santisteban del Puerto (885). Ha sido estudiado por varios autores (RICHTER, 1967; SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE, 1969; ORVIZ *et al.*, 1976; CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977b; LARREA *et al.*, 1993; 1995, 1999; LARREA, 1998).

Existen discrepancias sobre la edad relativa del emplazamiento de este cuerpo granítico con respecto a las fases principales de deformación varisca. CASTELLÓ y ORVIZ (1976); ORVIZ *et al.* (1975) y CHARPENTIER (1976) consideran un emplazamiento tardi-cinemático. Apoyando esta interpretación, RÍOS (1977) señala que los efectos del metamorfismo térmico en las aureolas de contacto obliteran y se superponen a las fábricas deformativas (esquistosidad y bandeados tectónicos) generadas en las fases de plegamiento variscas, sin que los cristales de andalucita estén deformados. Más tarde, LARREA *et al.* (1995) consideran un emplazamiento “cuasi-sincinemático”. Sin embargo, en la realización de la presente Hoja MAGNA y de la de Aldeaquemada (863), se han observado caracteres que indican un emplazamiento postcinemático con respecto a la fase principal compresiva varisca, tales como:

- El contacto granitoide-encajante corta a la esquistosidad principal S1.
- La aureola de contacto corta a las estructuras de plegamiento y la blastesis de origen térmico oblitera fábricas y estructuras deformativas atribuibles a la fase principal de plegamiento.

- La fábrica primaria submagmática en el granitoide no parece relacionarse con dicha fase, ni por la cuantía de la deformación que la pudiera haber producido, ni por la orientación que presenta. No se observa foliación submagmática penetrativa, aunque localmente sí existe cierta fábrica planar definida por la disposición de los agregados biotíticos.

Únicamente aparece una milonita situada en el borde meridional del *stock*, claramente posterior a la F_1 , y relacionada con la deformación de cizalla dúctil-frágil asociada a la Falla o Despegue extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006).

3.1.1. Granodiorita-monzogranito biotítico de Santa Elena (1). Enclaves de rocas básicas (2)

El *stock* de Santa Elena, en conjunto, es un cuerpo intrusivo de carácter fundamentalmente granodiorítico-tonalítico (SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE, 1969; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977; LARREA *et al.*, 1993; 1995, 1999; LARREA, 1998), con algunas masas de carácter básico (gabro-dioritas) constituidas por enjambres de enclaves que afloran únicamente en su sector septentrional (Larrea, 1998), y algunos diferenciados constituidos por granitos de dos micas a moscovíticos en su borde meridional (CHARPENTIER, 1976).

El *stock* granítico de Santa Elena aflora, con escasa extensión (unos 2,5 km²), en el ángulo suroriental de la Hoja, en las cercanías de la localidad de ese nombre.

Se emplaza en condiciones epizonales en rocas paleozoicas cuya edad abarca desde el Ordovícico temprano al Silúrico, y es posterior a la primera etapa de deformación varisca (RÍOS, 1977; LARREA, 1998; LARREA *et al.*, 1999; MARTÍN PARRA *et al.*, 2015). Aflora en el núcleo del Antiforme de Santa Elena que es la prolongación oriental del Antiforme de Sierra Madrona. Su emplazamiento se asocia a importantes procesos de *stoping* magmático quedando incluidos abundantes *roof-pendants* y xenolitos de menores dimensiones del encajante.

En los bordes meridional y suroriental se encuentran fuertemente deformadas con desarrollo de fábricas planares y planolineares.

En la Hoja de estudio, este granitoide es intrusivo en las pizarras y areniscas cuarcíticas de la formación Capas Pochico que presentan una aureola de metamorfismo de contacto en torno al macizo, que llega a afectar a los afloramientos de las unidades filíticas silúricas situados varias decenas de kilómetros al este, continuándose, fuera de la Hoja, en las Hojas contiguas de La Carolina (884), Santisteban del Puerto (885) y Venta de los Santos (864) por el E (LARREA *et al.*, 1999; MATAS *et al.*, 2009; MARTÍN PARRA *et al.*, 2015).

En la proximidad del contacto meridional del *stock* aparece una zona con una orientación aproximada E-O y de unos 500 m. de anchura con deformación dúctil-frágil (milonita) con planos S-C bien desarrollados y alteración serícita asociada (LILLO, 1992, RÍOS, 1977; LARREA, 1998; MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006), lo que junto al alargamiento de la aureola de metamorfismo de contacto (más de 80 km) y coincidente con la zona de deformación, lleva a pensar en un emplazamiento de este plutón sincinemático temprano con el funcionamiento de un importante accidente extensional (Falla de Puente Génave-Castelo de Vide, MARTÍN PARRA *et al.*, 2006).

La facies principal o litotipo es un granitoide mesocráto de color gris azulado en fresco, cuya facies dominante es relativamente homogénea, con una textura equigranular de grano medio a medio-grueso, con escasos fenocristales dispersos de feldespato potásico de hasta 3 cm, y de morfología redondeada. La biotita aparece en individuos aislados o formando agregados ("nidos") de unos 2 cm de tamaño más frecuente. Presentan una fábrica primaria que varía desde isótropa a planar o plano lineal, aunque la más frecuente parece la fábrica planar definida por la orientación y disposición de los agregados de biotita.

En lo relativo a su petrografía, como componentes principales se encuentran plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita. Como minerales accesorios están hornblenda, círcón, esfena, apatito y opacos. Minerales secundarios frecuentes son moscovita, clorita, epidota (SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE, 1969; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977, LILLO, 1992, LARREA *et al.*, 1995, LARREA, 1998).

El cuarzo aparece en individuos alotriomorfos con extinción ondulante y a veces texturas en "mortero".

La plagioclasa es ácida-intermedia (An_{57-26}). Se encuentra en individuos idiomorfos y subidiomorfos, con zonado oscilatorio. Las maclas más frecuentes son las de albita y *carlsbad*. En ocasiones los cristales muestran el núcleo alterado a agregados sericíticos. Los cristales mayores engloban apatito, círcón y esporádicamente biotita y plagioclasa más pequeñas (LARREA, 1998).

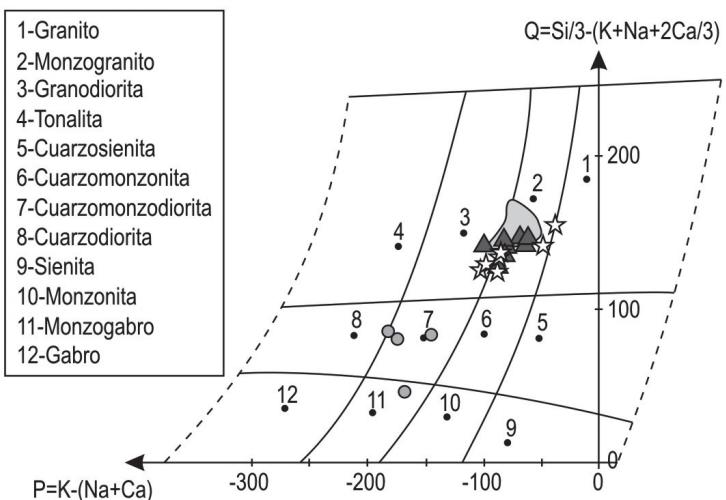
El feldespato potásico ($Or_{95-89} Ab_{4-11}$) aparece en individuos alotriomorfos ligeramente deformados con escasas texturas pertíticas.

La biotita, ($AlVI=0,30-0,41$ átomos por fórmula) se halla formando placas subidiomorfas fuertemente coloreadas y muy pleocroicas, localmente agrupadas formando microenclaves. Incluye círcón con halos negros, opacos y apatito, y esporádicamente pequeños individuos de plagioclasa (LARREA, 1998).

El litotipo ha sido clasificado como granodiorita por SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE (*op. cit.*), y CHARPENTIER (1976), como monzogranito (adamellita) por TAMAIN (1972) y como granodiorita-monzogranito por LILLO (*op. cit.*). LARREA *et al.* (1995) lo consideran mayoritariamente granodiorita (Fig. 4). En contacto transicional con la facies común se aprecian algunas heterogeneidades zonas decimétricas de composición más granodiorítica-tonalítica.

Los enclaves microgranudos de carácter básico-intermedio son frecuentes, con formas elipsoidales/ovoidales y de tamaño centimétrico. En un sector muy concreto del macizo (en las inmediaciones al suroeste del núcleo urbano de Sta. Elena) se observan megaenclaves y/o "pasillos" de enclaves. Litológicamente, estos enclaves constituyen un conjunto heterogéneo, que presentan fenómenos de mezcla magmática con la granodiorita encajante. Mayoritariamente son rocas holocristalinas de color verde oscuro, de tamaño de grano medio y textura hipidiomórfica inequigranular. Los minerales principales son: plagioclasa intermedia (An_{77-30}), maclada y/o con zonado oscilatorio; anfíbolo magnésico-cálcico, como grandes individuos aislados incluidos en plagioclasa o como agregados, biotita pleocroica en placas o en agregados policristalinos, y cuarzo. Como minerales accesorios se observan: esfena, círcón, apatito, allanita y opacos. Modalmente, varían desde cuarzomonzodioritas a cuarzogabros, si bien su composición química es de gabros (Figs. 4 y 8).

GRANODIORITA-MONZOGRANITO DE SANTA ELENA



- ★ Granodiorita-monzogranito Sta Elena, Lamea et al. (1995)
 ○ Enclaves rocas básicas Sta Elena, Lamea et al. (1995)
 ▲ Granodiorita-monzogranito Sta Elena, Lilla et al. (1992)
 ○ Enclaves rocas básicas Los Pedroches, Lamea et al. (1995)

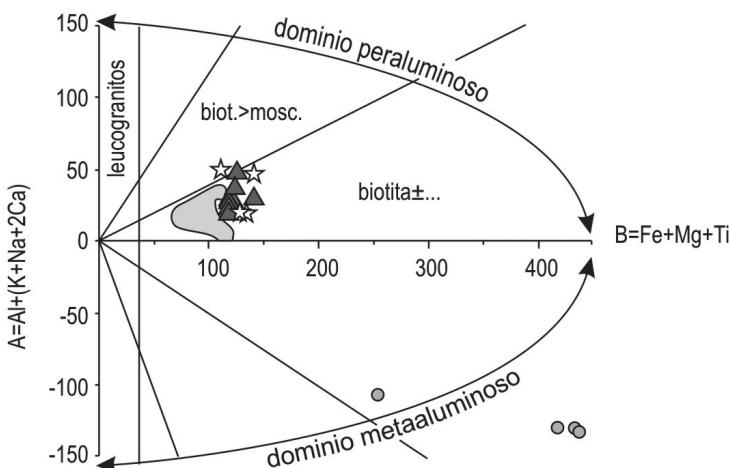


Fig. 4.- Diagramas tipológicos de DEBON y LEFORT (1983) para los litotipos de Santa Elena y la granodiorita de Los Pedroches.

Químicamente, el litotipo de la granodiorita-monzogranito de Santa Elena se encuentra algo más desplazada hacia el término granodiorítico (carácter más máfico, con menor contenido en sílice y mayores contenidos en hierro y calcio) que la facies general del macizo de Linares, situado unos 15 km al sur (LILLO, 1992), y que el litotipo de la granodiorita-monzogranito de Los Pedroches (LARREA *et al.*, 1995) (Figs. 4 y 8). Geoquímicamente las granodioritas y tonalitas de este plutón son rocas débilmente peraluminosas que pueden integrarse dentro de una asociación alumínico-cafémica de carácter calco-alcálico (LARREA *et al.*, 1995).

Su edad ha sido cifrada en 331 ± 34 Ma por LARREA *et al.* (1999) mediante el método Rb/Sr y recientemente en 319 ± 5 Ma (Montero com. pers., en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) mediante U/Pb por el método de Kober, lo que sitúa su emplazamiento entre el Serpukhoviense superior y el Bashkiriense inferior.

3.2. ROCAS FILONIANAS

En este apartado se incluyen diques de edad tardi-post varisca (pórfidos) a eoalpina (diabasas).

3.2.1. Pórfidos y microgranitos (4)

En la parte meridional de la Hoja, al este de El Centenillo, en el Barranco del Lobo y en la proximidad de este arroyo con el Río Grande, existen pequeños cuerpos de microgranitos, apenas representables a escala cartográfica. Un cuerpo de micropórfido de geometría aparentemente subtabular, aflora con una dirección NNE-SSO en las inmediaciones del río Magaña.

En general son rocas granudas, de grano fino a medio que composicionalmente varían de monzogranitos a granodioritas (TAMAIN, *op. cit.*) o incluso monzonitas.

En lámina delgada, los tipos monzoníticos presentan una textura hipocristalina inequigranular porfídica de grano medio a grueso. Los componentes principales son plagioclasas, feldespato potásico, hornblenda, biotita y cuarzo; este último mineral con texturas de *quartz-eyes*. La roca presenta un alto grado de alteración, con acusada sericitización y saussuritización de los feldespatos. También se observa dolomita rica en Fe de hábito intersticial.

3.2.2. Filones de cuarzo y barita (5)

Los filones de cuarzo y barita aparecen fundamentalmente en las proximidades de El Centenillo, en el extremo noroccidental del denominado campo filoniano de Linares-La Carolina. Presentan mineralizaciones de Pb-Zn-(Ag) por lo que fueron explotados intensivamente hasta los años 70. Han sido objeto de numerosos estudios (p.e. TAMAIN, 1972, RÍOS, 1977, LILLO, 1992, etc.). Entre los representados en la cartografía se encuentran el filón Pelaguindas (N90°/65°N, de potencia media 1,7 m), el filón Mirador (N60°/subvertical, de 7-12 m de potencia), el filón Perdiz (N100-110°/58-70°S) y el filón Crucero del Mirador, de dirección norteada.

Afloran por todo el Plutón de Santa Elena, cortando también al encajante. RÍOS (1977) destaca la gran abundancia de filones de cuarzo que encajan en corneanas o pizarras con quiastolita, desapareciendo fuera de la aureola de contacto.

MARTÍN PARRA *et al.* (2006, 2015), los sitúan fundamentalmente en el bloque de muro de la Zona de cizalla extensional Puente Génave-Castelo de Vide, siendo coherentes con los ejes principales de esfuerzo correspondientes a la zona de cizalla en este sector, de modo que el sistema comprendido entre E-O y N100°-110°E, se correspondería con grietas tensionales de la dirección principal de extensión de la zona de cizalla. Los de dirección norteada, según los citados autores, se corresponderían con una extensión menor en la dirección del eje intermedio de esfuerzos.

La edad de estos filones mineralizados fue estimada en Pérmico superior-Anisiense (LILLO, *op. cit.*); sin embargo, esta edad quedaría constreñida entre la edad del Plutón de Santa Elena, al que deforma la citada zona de cizalla extensional, datado en 319 ± 5 Ma (Montero com. pers., en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), y la edad del Macizo de La Haba (que la corta) datado en $314,2 \pm 1,9$ por CARRACEDO *et al.* (2009). Esto apuntaría a una edad más antigua, Pensilvaniense inferior (Bashkiriense) para el sistema filoniano asociado.

3.2.3. Diques de diabasas (3)

Las rocas diabásicas son también muy escasas en esta Hoja, encontrándose en la vertiente sur de Sierra Morena, en las proximidades de Peña Barbuda y Mariscada Remediadora. Afloran en cuerpos subtabulares de escaso desarrollo longitudinal, intrusivos sobre los sedimentos que los encajan. En general, se trata de pequeños diques con direcciones que oscilan entre NNO-SSE (los menos frecuentes) y ENE-OSO.

Son rocas granudas de color verde (cuando no están alteradas a masas rojizas), inequigranulares y de grano medio a fino.

Están formadas por plagioclasas cárnicas, hornblenda y ortopiroxenos. Como accesorios se observan esfenas y abundante apatito. Los minerales mayoritarios están alterados parcialmente, apreciándose saussuritización de las plagioclasas, las cuales están transformadas a epidota, zoisita y clinozoisita, y uralitización de los piroxenos, que se han alterado a anfíbol (PALERO, 1991).

3.3. ROCAS VOLCÁNICAS TARDIALPINAS

En la Hoja de estudio afloran, de forma puntual, rocas volcánicas que parecen representar a un pequeño foco de la región volcánica de Campo de Calatrava, posiblemente el más meridional. Dentro del vulcanismo neógeno-cuaternario, corresponderían al segundo evento efusivo que se inició hace 1,7 Ma (ANCOCHEA, 1982, 1984; BONADONNA y VILLA, 1986).

3.3.1. Basaltos (28)

Se restringen a un afloramiento de carácter lávico, y de escasa extensión, que aparece como bloques y "bolos" rodeados por las cuarcitas, areniscas y pizarras de la Formación de Base en el paraje conocido como Peña Negrilla, en la Sierra de San Andrés. Son rocas de aspecto volcánico, masivas, de color gris oscuro y de grano fino. En la matriz melanocrata destacan cristales de olivino de hasta 5 mm de tamaño. En algunos bloques se observan enclaves de metasedimentos.

En lámina delgada es destacable su escaso grado de alteración. Presentan una textura holocristalina de grano fino a microcristalina, inequigranular, hipidiomorfa porfídica. Como minerales principales se encuentran olivino, augitas y, en menor proporción, opacos y plagioclasas. El olivino aparece en fenocristales, por lo general, idiomorfos, con alguna inclusión de opacos. Los piroxenos alcanzan 1,5 mm de longitud, casi siempre están zonados, y sus bordes pueden estar algo alterados, asociando una orla de opacos.

4. METAMORFISMO

Las rocas comprendidas entre el Alcudiense y el Misisipiense en el área de la Hoja han sido afectadas principalmente por un metamorfismo regional varisco,

Por otra parte, se observa la existencia de una extensa aureola de metamorfismo de contacto desarrollada alrededor del Plutón de Santa Elena, que continúa al E y O del mismo durante más de 80 km.

4.1. METAMORFISMO REGIONAL

Son muy escasos los trabajos sobre las características del metamorfismo regional varisco en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y Unidad Parautoctona del Dominio de Obejo-Valsequillo, y especialmente al norte del Batolito de Los Pedroches (CHARPENTIER, 1976; CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; ORVIZ *et al.*, 1976; FERNÁNDEZ *et al.*, 2013; MIRA *et al.*, 1987; APARICIO *et al.*, 1997; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2001).

Todos ellos ponen de manifiesto que el metamorfismo en este sector es de grado muy bajo a diagénesis.

Los escasos minerales metamórficos, siempre filosilicatos de muy pequeño tamaño y de tipo illita-sericitica, están en relación al clivaje desarrollado en las rocas pelíticas y, por tanto, a la fase principal de pliegues verticales que estructura este dominio (F_1 en este sector). Así pues, el desarrollo del metamorfismo regional es coetáneo con la fase de plegamiento principal (FERNÁNDEZ *et al.*, 2013; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; LARREA, 1998), y su edad puede estimarse en post-Namuriense inferior (post-Serpukhoviense) y pre-Westfaliense (Bashkirien superior), puesto que el Culm de los Pedroches está afectado y la Granodiorita de los Pedroches es posterior (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015).

En el sector situado al norte del Batolito de Los Pedroches, se observa un incremento en el desarrollo de la foliación asociada a los pliegues de la primera etapa de deformación desde el Anticlinal de Despeñaperros hacia el sur. Esto puede deberse al reaplastamiento producido sobre los pliegues de primera fase por la etapa deformativa posterior, asociada a la Zona de Cizalla Extensional de Puente de Génave-Castelo de Vide, que genera nuevos pliegues coaxiales, que pliegan a los anteriores (RÍOS y RÍOS, 1974; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006) y junto con el efecto de arrastre de la propia zona de cizalla, llega a dar lugar al desarrollo de pliegues tumbados con flancos inversos de casi 1 km (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006).

El metamorfismo regional que afecta a los materiales precámbricos y paleozoicos de la Hoja tuvo lugar durante la primera etapa de deformación varisca. Las areniscas y grauvacas muestran texturas de recristalización blastopsamíticas, mientras que las pizarras y filitas presentan texturas lepidoblásticas, sin embargo, no se ha observado la formación de nuevos minerales. Estudios sobre la cristalinidad de la illita realizados por CHARPENTIER (1976) ponen de manifiesto que el metamorfismo es de grado muy bajo, situándose prácticamente en el límite de la anquizona-epizona, pero dentro de esta última.

No se ha descrito metamorfismo regional en relación con las etapas posteriores de deformación. No obstante, en relación con la segunda etapa de plegamiento, relacionada con el desarrollo de la Zona de Cizalla Extensional de Puente de Génave-Castelo de Vide, se desarrolla localmente una foliación de crenulación poco penetrativa en muy bajo grado de metamorfismo y, en la banda afectada por deformación dúctil-frágil asociada a la zona de cizalla, entre El Centenillo y Puente de Génave, se desarrolla una intensa foliación filonítica y milonítica de muy bajo grado constituida por la orientación de sericita, que rodea a los minerales de metamorfismo de contacto asociados al stock de Santa Elena (posterior a la primera fase).

4.2. METAMORFISMO DE CONTACTO

El Plutón de Santa Elena desarrolla una aureola de contacto de cerca de 3.000 m al noroeste del mismo, mientras que, al sur, debido a causas tectónicas, es mucho más estrecha (llegando a ser inferior a 200 m en algunos puntos). Esta aureola se prolonga decenas de kilómetros hacia el oeste y el este del macizo aflorante; desde El Centenillo, por el oeste, hasta Puente de Génave, en los alrededores del embalse del Guadalmena, por el este (CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977; LARREA, 1998; LARREA *et al.*, 1999, FERNÁNDEZ-GIANOTTI *et al.*, 2014; MATAS *et al.*, 2009), coincidiendo principalmente con el trazado cartográfico de las pizarras ampelíticas del Silúrico, siendo su límite sur aproximadamente el del trazado del techo de la zona de cizalla extensional Puente Génave-Castelo de Vide.

Las paragénesis minerales observadas en la aureola indican que en su zona más interna llegaron a alcanzarse condiciones de corneanas piroxénicas (CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; ORVIZ *et al.*, 1976; RÍOS, 1977; LARREA, 1998) con sillimanita, andalucita, cordierita, feldespato potásico y biotita. Hacia el exocontacto aparecen esquistos moteados en facies de las corneanas hornbléndicas, caracterizadas por la aparición de andalucita (quiastolita, con los bordes alterados a sericita y en menor cuantía a caolinita), escasa cordierita pinitizada y biotita (LARREA, 1998; y datos de esta Hoja). En la parte externa de la aureola aparecen pizarras moteadas con paragénesis de la facies de las corneanas de albita-epidota, que contienen porfidoblastos de quiastolita, a menudo retrogradadas a sericita o caolinita (CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; VÁZQUEZ *et al.*, 2002), cuyo tamaño y abundancia se van haciendo mayores hacia el endocontacto.

En el borde suroeste del plutón se ha citado la presencia de corneanas piroxénicas con granate (CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; RÍOS, 1977, LARREA, 1998). En una revisión de las láminas del MAGNA de la Hoja de La Carolina (884) se han observado en dos láminas, granates pequeños, alotriomórficos, arrosariados, que se orientan paralelamente a una foliación relicta recristalizada, y que seguramente corresponden a metamorfismo regional. Estas muestras no han podido

ser localizadas y deben corresponder probablemente a enclaves dentro del Plutón de Santa Elena.

Al sur y al este del plutón se han observado en las pizarras grafitosas del Silúrico, paragénesis con cloritoide, en pequeños prismas orientados al azar o con disposición radial (que parece de contacto) \pm andalucita. Paragénesis de contacto con desarrollo de cloritoide han sido citadas en la aureola de contacto del Plutón de Santa Elena por MARTÍN PARRA, 2003 y en las de algunos plutones de la zona axial pirenaica (POBLET, 1991; RODRÍGUEZ Y CUEVAS, 2009) así como en otros lugares del mundo (LIKHANOV *et al.*, 2001), en aureolas de contacto sobre metapelitas grafitosas ricas en Fe y Al.

LARREA (1998), teniendo en cuenta las paragénesis de la aureola de contacto, calcula unas condiciones de 3 kbar y 700°C para el emplazamiento del stock de Santa Elena.

5. GEOQUÍMICA

5.1. ROCAS SEDIMENTARIAS

LILLO (1992) realizó análisis químicos (elementos mayores y traza) en muestras procedentes de diversas formaciones, equivalentes a las denominadas aquí "Pizarras del Río", "Alternancias del Caño (Areniscas de Los Rasos)", "Cuarcitas Botella", "Pizarras de Canteras", "Bancos Mixtos", "Pizarras Chavera" y "Caliza Urbana" y "Cuarcita del Criadero"; obtenidas en la presente Hoja y en las de Aldeaquemada (863), La Carolina (884), y Santiesteban del Puerto (885). (Tablas 1 y 2).

Las areniscas y cuarcitas presentan una relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ muy variable, como consecuencia de las variaciones en tamaño de grano y/o composicionales, desde limolitas heterolíticas hasta cuarzoarenitas. En general, según la clasificación petroquímica basada en CROOK (1974) y BLATT *et al.* (1980), la mayoría de las muestras analizadas son arcosas ricas en sílice (Fig. 5). Una muestra de los Bancos Mixtos se puede considerar una grauvaca con contenidos en sílice intermedios (Fig. 5). En conjunto, parece existir una tendencia de términos más silíceos y potásicos (es decir, sedimentos más maduros) hacia techo de la sucesión ordovícica. Con respecto a los contenidos considerados representativos de estas litologías (TUREKIAN y WEDEPHOL, 1961; TAYLOR y MCLENNAN, 1985), la mayoría de las muestras están empobrecidas en Cu, Y, Nb, y enriquecidos en Ni, Zn, Zr, Pb, Th, y U (Fig. 7 a y b), encontrándose los valores más altos en muestras de las "Alternancias del Caño (Areniscas de Los Rasos)". En conjunto, los materiales areniscosos y cuarcíticos parecen enriquecerse en Pb hacia techo de la sucesión. Algunos elementos "inmóviles" como Ti, Zr, Y, Nb, parecen tener relaciones (Ti/Y, Nb/Y) coherentes en cada formación a excepción de los Bancos Mixtos.

Las muestras de pizarras y esquistos muestran relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ entre 0,12 y 0,51. Los pares de elementos litófilos tienen relaciones aleatorias. Con respecto a los valores medios de TUREKIAN y WEDEPHOL (1961), presentan un empobrecimiento generalizado en Sr, U, Rb, Y, Nb y Ba.

Unidad Formación	10a A. Rasos	10a A. Rasos	10a A. Rasos	10a A. Rasos	11 C. Balleja	12b Bañ. Mlk.	12b Bañ. Mlk.	12b Bañ. Mlk.	12b Bañ. Mlk.	14 Criadero	14 Criadero
SiO ₂	83.92	80.01	79.43	83.53	97.61	72.36	75.41	63.10	80.75	77.68	70.68
TiO ₂	0.65	0.46	0.57	0.65	0.09	1.16	0.82	0.43	0.78	0.68	0.75
Al ₂ O ₃	7.32	7.47	8.22	6.61	1.38	16.53	15.00	20.76	10.43	13.86	9.54
Fe ₂ O ₃ (f)	2.99	2.44	3.05	3.79	0.93	1.49	1.70	3.32	1.96	0.91	1.14
MnO	0.11	0.06	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.90	0.63	0.64	0.62	0.09	0.31	0.28	1.01	0.37	0.36	0.41
CaO	1.00	2.92	1.54	0.17	0.06	0.04	0.04	0.11	0.14	0.02	0.06
Na ₂ O	1.11	1.61	1.73	0.69	0.07	0.29	0.23	0.43	2.90	0.20	0.13
K ₂ O	1.46	2.10	2.61	1.06	0.44	2.87	2.40	6.99	3.74	4.47	2.93
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.12	0.11	0.07	0.11	0.15	0.08	0.04	0.04	0.06
T.p.c.	1.20	3.21	1.97	1.78	0.29	4.77	3.58	4.00	1.66	2.80	3.67
Total	100.42	100.96	99.93	99.02	101.05	98.69	99.94	100.62	100.54	100.38	99.97
Ni	13	9	5	21	3	16	5	17	5	10	2
Cu	26	5	6	7	0	16	18	4	7	5	4
Zn	42	25	100	53	66	61	29	21	13	1	11
Rb	49	63	67	38	16	116	87	231	60	99	116
Sr	108	161	128	30	7	77	40	72	97	35	42
Y	41	20	25	27	8	61	33	22	17	22	40
Zr	750	354	463	555	43	344	326	288	283	390	329
Nb	13	9	10	11	1	18	29	16	8	15	19
Ba	268	485	791	233	51	695	899	1406	478	608	627
Pb	40	8	21	15	11	45	93	48	21	96	54
Th	19	12	18	16	5	16	14	10	13	15	14
U	4	3	4	4	2	5	5	3	4	7	5
Zn/Nb	57.69	39.33	46.3	50.45	43	19.11	11.24	16.38	35.38	25.33	17.32
Zr/Ti	39.47	29.5	25.72	30.83	8.6	21.5	23.29	17.2	28.3	29.23	21.93
Nb/Y	0.32	0.45	0.4	0.41	0.13	0.3	0.88	0.73	0.47	0.68	0.48
Rb/Sr	0.45	0.39	0.52	1.27	2.29	1.51	2.18	3.21	0.62	2.83	2.76
Ba/Sr	2.48	3.01	0.16	7.77	7.29	9.03	22.48	19.53	4.93	17.37	14.93

Tabla 1.— Composición y relaciones geoquímicas de cuarcitas y areniscas ordovícicas de Sierra Morena Oriental (LULLO, 1992). Elementos mayores en % peso. Elementos menores y trazas en ppm. p.p.c.: perdida por calcinación.

Unidad Formación	9 Es. Rio	11 C. Botella	12a P. Cantera	13 P. Chavera	13 P. Chavera	13 C. Urbana	12c C. Urbana	12c C. Urbana	12c C. Urbana
SiO ₂	64,30	54,10	64,54	73,74	50,24	57,48	7,65	7,85	5,65
TiO ₂	0,99	1,30	0,90	0,53	1,17	0,04	0,25	0,23	0,10
Al ₂ O ₃	19,26	25,42	17,88	8,65	25,47	20,40	0,30	1,88	0,88
Fe ₂ O ₃ (t)	5,22	5,83	4,93	9,13	3,39	7,14	0,25	0,05	1,01
MnO	0,02	0,03	0,02	0,14	0,06	0,05	0,09	0,04	0,04
MgO	1,41	1,33	1,23	1,72	2,58	1,88	0,52	0,69	0,51
CaO	0,09	0,23	0,11	0,04	0,15	0,21	49,71	47,79	50,05
Na ₂ O	0,87	0,34	0,75	0,16	0,49	0,72	0,02	0,05	0,04
K ₂ O	4,51	6,72	5,22	2,26	5,20	6,62	0,06	0,52	0,26
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,06	0,08	0,21	0,12	0,02	0,05	0,03
ppc	3,51	4,72	3,29	3,29	5,51	3,60	40,27	39,06	40,50
Total	100,31	100,15	98,94	99,74	99,47	99,32	98,93	99,15	99,34
Ni	15	48	32	44	58	30	5	7	6
Cu	18	10	17	18	38	22	6	5	11
Zn	86	66	50	4301	235	574	12	12	18
Rb	161	216	209	114	233	232	1	16	8
Sr	38	65	45	10	139	25	216	198	253
Y	37	35	23	21	52	38	5	5	9
Zr	293	234	232	347	145	190	3	43	20
Nb	20	24	18	10	25	22	1	4	2
Ba	886	1135	786	212	1224	1226	25	126	41
Pb	23	11	12	389	25	18	1	2	9
Th	16	22	18	7	28	21	7	7	6
U	6	4	4	2	7	5	1	1	2
Zr/Nb	14,65	9,75	12,69	34,7	5,8	6,16	3	10,75	10
Zr/Tn	18,31	10,64	12,89	49,57	5,18	8,57	0,43	6,14	3,33
Nb/Y	0,54	0,69	0,78	0,48	0,48	0,58	0,2	0,8	0,22
Rb/Sr	4,24	3,32	4,64	11,4	1,68	9,28	0	0,08	0,03
Ba/Sr	23,32	17,46	17,47	21,2	8,81	49,04	0,12	0,64	0,16

Tabla 2.- Composición y relaciones geoquímicas de pizarras y calizas ordovícicas de Sierra Morena Oriental (LILLO, 1992). Elementos mayores en % peso. Elementos menores y trazas en ppm. p.p.c.: pérdida por calcinación.

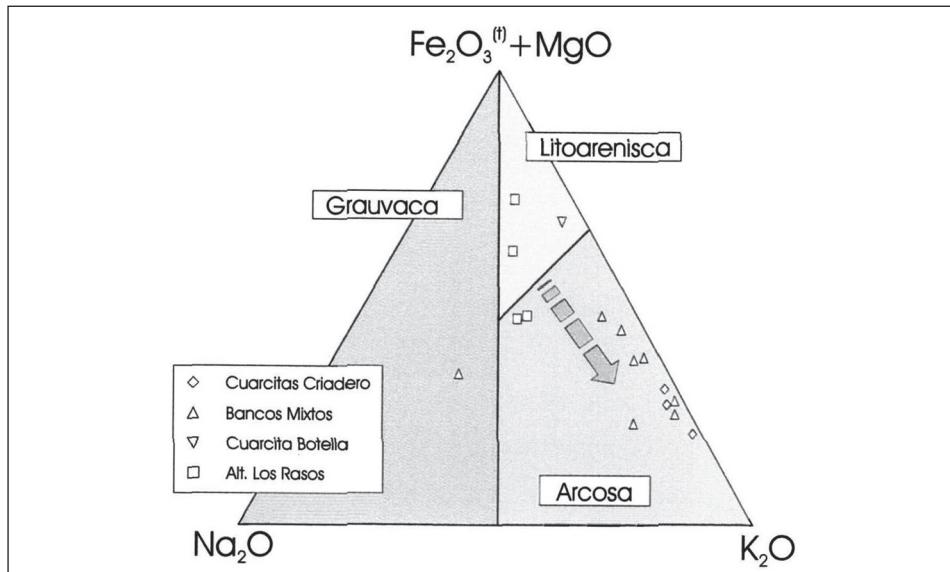


Fig. 5.- Proyecciones composicionales de algunas formaciones ordovícicas en el diagrama petroquímico basado en CROOK (1974) y BLATT et al. (1980). Datos tomados de LILLO (1992).

Las muestras de Caliza Urbana tienen algo de contenido en sílice (1,87-7,85 %), en relación con la presencia de cuarzo detritico. La relación MgO/CaO es muy baja (0,01). La distribución de los elementos menores y traza es errática.

La geoquímica de los sedimentos ordovícicos (p.e. el contenido en sílice *versus* relación K_2O/Na_2O , ROSER y KORSCH, 1986, Fig. 6) indica una cuenca sedimentaria desarrollada en un margen continental pasivo, donde el material incorporado en los sedimentos tuvo muy poca participación ígnea o volcanogénica y procedía mayoritariamente del reciclado de rocas sedimentarias más antiguas (LILLO, 1992).

5.2. ROCAS ÍGNEAS

5.2.1. Granitoides tardivariscos

Desde el punto de vista geoquímico existen diferencias notables entre la granodiorita-tonalita de Santa Elena, de carácter más máfico, con menores contenidos medios en sílice y más elevados en Fe y CaO, así como mayores contenidos en elementos traza (excepto Rb) situada al N de la zona de cizalla Puente de Génave-Castelo de Vide, y la Unidad Granodiorítica de Los Pedroches, que, en opinión de LARREA et al. (1995), le confieren a la primera un carácter claramente independiente del magmatismo del Batolito de Los Pedroches.

El litotipo de la granodiorita-monzogranito de Santa Elena es, geoquímicamente, una roca homogénea, que aparece como un término menos "diferenciado" que las facies comunes de la

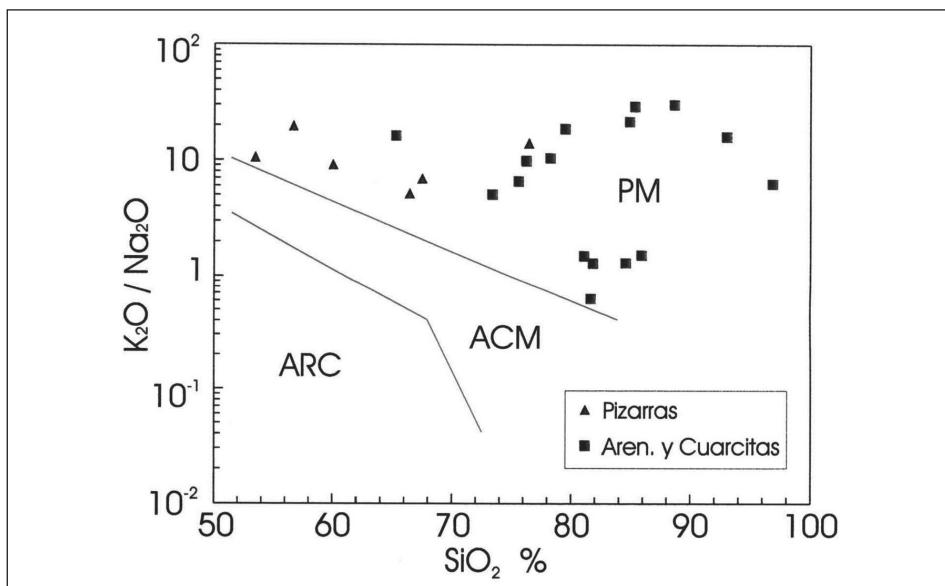
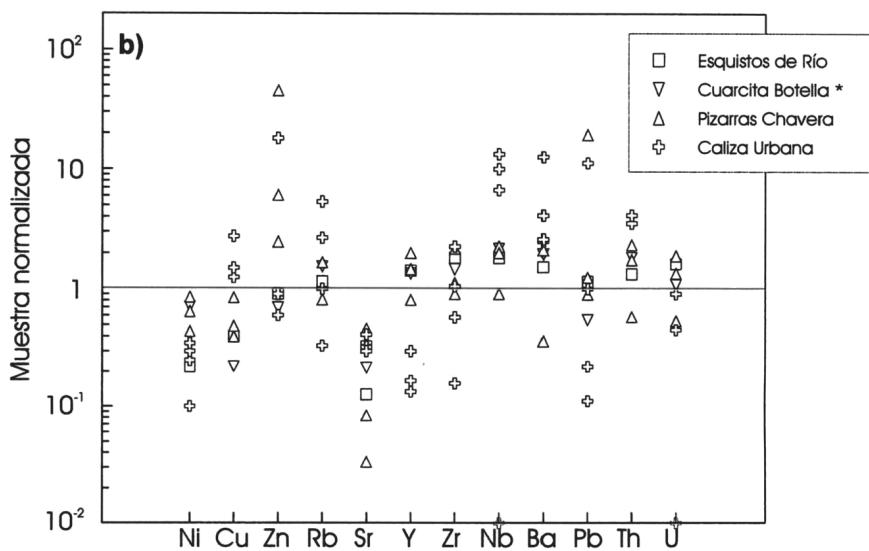
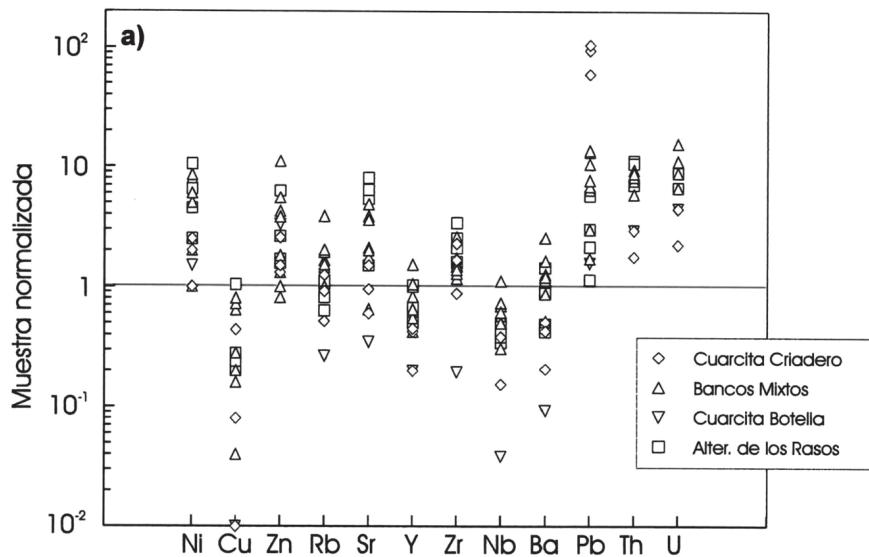


Fig. 6.– Proyecciones composicionales de algunas formaciones ordovícicas en el diagrama de discriminación geotectónica basado en ROSER y KORSCH (1986). Datos tomados de LILLO (1992).

“granodiorita-monzogranito de Los Pedroches” y del “monzogranito de Linares” (LILLO, 1992; LARREA *et al.*, 1995, Tablas 3 y 4). La sílice varía entre 61,6 y 65,1%. Los elementos mayores, salvo el potasio, presentan una correlación negativa con la sílice (Fig. 8). Esa misma pauta se advierte en algunos de los elementos menores y traza (Cr, Sr, V, Zr, etc.), a diferencia de otros elementos (Rb, Ba, Y) que muestran un comportamiento incompatible (Fig. 8). Los espectros normalizados de tierras raras (REE), se caracterizan por altos contenidos (LARREA *et al.*, 1995, Tabla 3, Fig. 9), mayores que los correspondientes a la “granodiorita-monzogranito de Los Pedroches”. Tienen un acusado fraccionamiento $REE_{\text{ligeras}}/REE_{\text{pesadas}}$ ($[\text{La/Lu}]_n = 0,45-0,65$) y una marcada anomalía en Eu. Presentan pautas evolutivas que indican un menor fraccionamiento de los espectros de tierras raras con la diferenciación. Son rocas débilmente peraluminosas (valores de la relación A/CNK entre 1,06 y 1,18, Fig. 8) que se incluyen dentro de una asociación alumino-cafémica de tendencia calco-alcalina (DEBON y LEFORT, 1983; Fig. 4).

Los enclaves de rocas básicas son de acusado carácter metaluminoso (valores de la relación A/CNK entre 0,77 y 0,78 Fig. 5.4), incluyéndose en una asociación de tipo cafémico (Fig. 4). La sílice varía entre 46,84 y 50,34%. En relación al litotipo, presentan un mayor contenido en Fe_2O_3 , MgO , CaO , Sr , Ni , etc. y más bajo en Al_2O_3 , álcalis, P_2O_5 , Ba , Rb , Zr (Fig. 8). Las tierras raras son menos abundantes que en el litotipo, con espectros normalizados que presentan un grado de fraccionamiento $REE_{\text{ligeras}}/REE_{\text{pesadas}}$ ($[\text{La/Lu}]_n = 7,59-8,25$) similar al de aquel (Fig. 9). La anomalía en Eu es también menos acusada que en la litología dominante.



Figs. 7a y 7b.- Espectros elementales normalizados de algunas formaciones Ordovícicas (datos tomados de LILLO, 1992; valores de normalización tomados de TUREKIAN y WEDEPHOL, 1961; y TAYLOR y MCLENNAN, 1985).

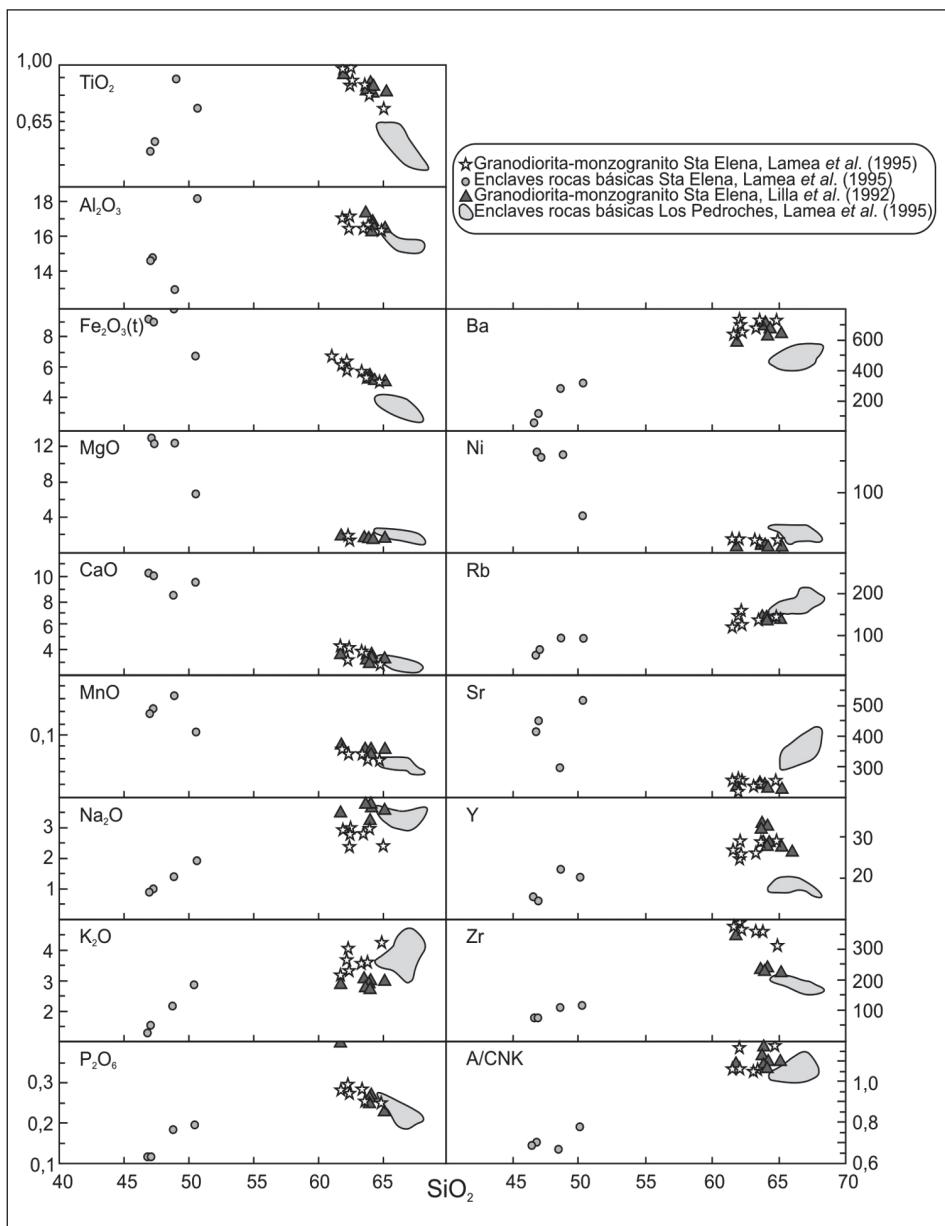


Fig. 8.– Diagrama de variación respecto a la sílice de los litotipos de la granodiorita-monzogranito y rocas básicas de Santa Elena y de la granodiorita de Los Pedroches, según datos de LILLO (1992) y LARREA et al. (1995).

SiO ₂	63,62	63,71	64,1	64,23	61,77	64,13	64,19	63,89	65,16	63,8
TiO ₂	0,83	0,85	0,87	0,88	0,94	0,85	0,83	0,9	0,84	0,87
Al ₂ O ₃	17,46	16,73	16,75	16,9	17,16	16,36	16,99	16,81	16,64	17,05
Fe ₂ O ₃ (t)	5,34	5,49	5,45	5,48	6,37	5,36	5,23	5,67	5,28	5,6
MnO	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08
MgO	1,7	1,79	1,6	1,7	2,01	1,65	1,65	1,78	1,69	1,59
CaO	3,74	3,28	3,91	3,65	3,79	3,4	3,69	3,04	3,39	3,84
Na ₂ O	3,12	2,78	3,05	2,89	2,93	2,74	2,98	2,78	3,03	2,89
K ₂ O	3,72	3,9	3,26	3,67	3,52	3,75	3,82	3,86	3,62	3,67
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,27	0,26	0,4	0,25	0,27	0,26	0,23	0,29
p.p.c.	0,86	0,89	0,39	0,39	0,39	1,28	0,89	0,89	0,78	0,79
Total	100,71	99,76	99,74	100,13	99,37	99,85	100,62	100,33	100,74	100,48
Co	35	37	32	29	35	33	34	33	31	38
Ni	12	13	11	13	13	14	13	14	12	13
Cu	11	9	12	8	13	12	12	11	11	16
Zn	68	71	69	66	82	68	72	67	74	74
Rb	135	142	139	138	152	144	144	149	141	147
Sr	253	232	232	231	231	241	236	233	227	239
Y	32	34	28	29	58	33	29	29	28	36
Zr	227	238	241	243	349	233	226	232	225	246
Nb	12	13	14	14	15	14	12	13	13	14
Ba	711	686	632	697	591	678	701	720	650	745
Pb	25	25	23	25	22	24	28	22	26	23
Th	17	18	18	18	12	16	18	18	20	20
U	3	4	4	4	4	4	4	3	3	5

Tabla 3.- Composición geoquímica de 10 muestras del litotipo de la granodiorita-monzogranito de Santa Elena (LILLO, 1992). Elementos mayores en % peso. Elementos menores y trazas en ppm. p.p.c.: perdida por calcinación.

	Litotipo				Enclaves rocas básicas			
	Máx.	Mín.	Media	Dev	Máx.	Mín.	Media	Dev
SiO ₂	64,87	61,62	62,68	1,05	50,34	46,84	48,22	1,42
TiO ₂	0,96	0,72	0,86	0,08	0,89	0,48	0,66	0,16
Al ₂ O ₃	17,17	16,42	16,79	0,31	18,07	12,90	15,07	1,88
Fe ₂ O ₃ (t)	6,49	5,04	5,80	0,45	9,70	6,53	8,53	1,20
MnO	0,08	0,06	0,07	0,01	0,16	0,10	0,13	0,02
MgO	1,92	1,43	1,67	0,15	12,96	6,69	11,10	5,56
CaO	4,45	2,91	3,73	0,49	10,16	8,30	9,48	0,72
Na ₂ O	3,02	2,45	2,81	0,23	1,88	0,88	1,27	0,40
K ₂ O	4,30	3,25	3,71	0,35	2,87	1,29	1,95	0,62
P ₂ O ₅	0,30	0,26	0,28	0,02	0,20	0,12	0,16	0,04
p.p.c.	1,61	0,88	1,09	0,23	3,41	2,72	3,12	0,26
Co	83	51	71,71	10,31	63	34	52	10,84
Ni	23	17	20,43	1,92	160	57	131,50	43,11
Cu	26	8	17,29	5,34	36	22	29	7
Zn	102	71	83,86	9,00	58	50	54	4
Rb	164	126	141,57	11,51	91	46	71,25	19,32
Sr	259	204	241,43	17,87	515	288	412	81,68
Y	29	25	27,29	1,58	22	14,50	17,88	3,21
Zr	295	238	272,71	16,33	87	54	69,50	14,26
Nb	10	7	9	1,1	4,10	2,30	3,20	0,90
Ba	731	654	701,14	29,81	363	134	250,50	97,79
Th	21	8	15,86	3,94	8	8	8	0
Be	2,5	2,2	2,24	0,10	1,79	1,10	1,45	0,35
Cr	59	33	44,14	7,10	765	539	643,75	84,16
Ga	25	17	20,57	2,77	18	7	12,50	5,50
Sc	16,78	13	15,07	1,21	38	30,70	34,55	2,64
Cu	26	8	17,29	5,34	36	22	29	7,00
V	87	62	75,57	7,8	252	195	211,50	23,67
La	51,96	41,38	47,87	3,54	19	10,33	14,58	3,54
Ce	115,80	87,04	104,12	8,89	45,70	22,85	33,89	8,97
Nd	55,07	43,08	49,49	3,75	24,25	14,24	19,62	4,55
Sm	13,39	9,20	11,23	1,61	6	4,18	5,09	0,91
Eu	1,84	1,54	1,70	0,10	1,40	1	1,16	0,15
Gd	10	7,85	8,86	0,82	5,59	3,40	4,50	1,10
Dy	6,90	5,62	6,26	0,41	4,01	2,80	3,42	0,59
Er	3,27	2,68	2,96	0,21	2,10	1,27	1,72	0,34
Yb	3,34	2,61	2,99	0,24	1,80	0,99	1,44	0,36
Lu	0,51	0,41	0,47	0,04	0,26	0,13	0,20	0,07

Tabla 4.– Composición geoquímica (valores estadísticos) de las principales litologías que forman el cuerpo granítico de Santa Elena, según LARREA et al. (1995). Elementos mayores en % peso. Elementos menores, trazas y REE en ppm. p.p.c.: pérdida por calcinación.

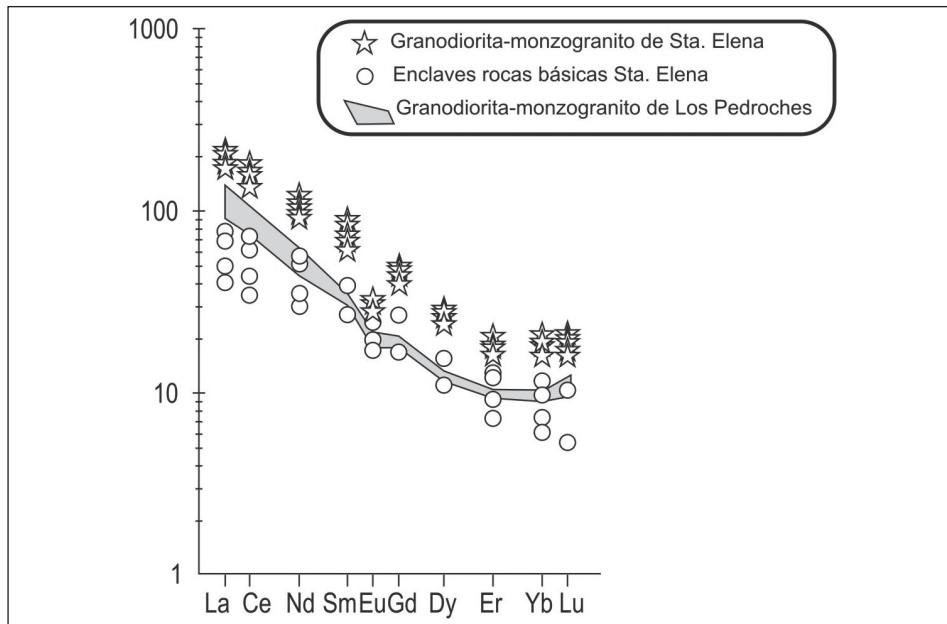


Fig. 9.– Espectro de Tierras Raras normalizadas a valores condriticos de los litotipos de la granodiorita-monzogranito de Santa Elena y de la granodiorita de Los Pedroches segun LARREA et al. (1995).

6. TECTÓNICA

6.1. INTRODUCCIÓN

La Cadena Varisca Europea se forma por la colisión de dos grandes bloques continentales (Gondwana y Laurussia) al final del Paleozoico tras el cierre de algunas cuencas oceánicas entre las que existían algunas masas continentales de menor tamaño (Avalonia, Armorica) (PÉREZ ESTAÚN *et al.*, 2004), que son posteriormente desmembrados por la apertura del Atlántico. Los principales afloramientos de esta cadena son: los Macizos Ibérico y Armorícano 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 Varisca 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.* (1974) que agrupa las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcídica de Lotze en una única zona que denominan Centroibérica (ZCI). Posteriormente FARIAS *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 Surportuguesa (Fig. 2).

Los límites actualmente aceptados de la Zona Centroibérica (ZCI) 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; ÁBALOS, 1990; QUESADA, 1991), y con más precisión en la Unidad Central (AZOR, 1994) o Unidad Portalegre-Azuaga (MATAS *et al.*, 2015). Dentro de la ZCI se pueden diferenciar de acuerdo con DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) dos dominios: uno septentrional, al que denominan Dominio de los Pliegues Acostados, y otro meridional el denominado Dominio de los Pliegues Verticales. La divisoria entre ambos es imprecisa debido a las numerosas intrusiones graníticas. El Dominio septentrional fue denominado posteriormente Dominio del Ollo de Sapo (AZOR *et al.*, 1992) y el meridional Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004).

El dominio septentrional (Dominio del Ollo de Sapo), se caracteriza por la existencia de afloramientos de gneises glandulares preordovícicos, granitos sin y tardiorogénicos, amplias áreas con metamorfismo regional de alto grado así como pliegues acostados vergentes al E y al NE.

El dominio meridional (Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico), 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, por lo que se ha propuesto su individualización como un dominio diferente en el margen meridional de la ZCI (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), con la denominación de Dominio de Obejo-Valsequillo.

La Hoja de Santa Elena, se encuadra casi en su totalidad, en el Dominio Meridional de la ZCI también denominado Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico; estando únicamente su borde suroccidental, al S de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide, dentro del Dominio de Obejo-Valsequillo (Figs. 2 y 3).

La estructura general de la región responde a la superposición de las fases principales de deformación varisca más los efectos de etapas posteriores de fracturación tardivariscas y alpinas.

Los dos dominios separados en la ZCI por DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) se diferencian por el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1^a fase varisca, y se diferencian en el estilo y número de etapas de deformación diferenciadas.

En el segundo de dichos dominios (Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico) se pueden distinguir a su vez tres sectores en base al estilo de las fases de deformación variscas sucesivas.

El primero de estos sectores se extiende principalmente por el área de Salamanca (DÍEZ BALDA, 1986; MARTÍN IZARD, 1986; DÍEZ BALDA *et al.*, 1995; ESCUDER *et al.*, 1994, 1995; ESCUDER, 1998), por el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; MACAYA *et al.*, 1991; DOBLAS *et al.*, 1994 a y b; RUBIO PASCUAL, 2013 y RUBIO PASCUAL *et al.*, 2013) y Unidad Migmatítica de Toledo (HERNÁNDEZ ENRILE, 1991; MARTÍNEZ-SALANOVA *et al.*, 2009). En él se distinguen cuatro fases de deformación varisca cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

- La primera (F_1), es solo observable en el área de Salamanca, donde dio lugar a pliegues sinesquistosos (S_1) de gran longitud de onda, dirección NO-SE y sin vergencia definida o algo vergentes al norte. En el resto del área solo se observa como una foliación relictiva incluida en porfiroblastos rodeados por la foliación principal (S_2)
- La segunda (F_2) se pone de manifiesto por la presencia de pliegues de plano axial subhorizontal que afectan a las estructuras de F_1 con una esquistosidad asociada (S_2) que llega a adquirir carácter de *schistosity*, siendo la Sp (esquistosidad principal) en la mayoría de este sector.

Se ha interpretado (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992, 1995; ESCUDER *et al.*, 1994, 1995; ESCUDER, 1998; RUBIO PASCUAL, 2013 y RUBIO PASCUAL *et al.*, 2013) como cizallas subhorizontales, de varios kilómetros de anchura, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de los autores citados dicho movimiento podría deberse a una extensión sin-convergencia de la cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

- La tercera fase (F_3) se identifica por variaciones en el buzamiento de S_2 producidas por pliegues, a todas las escalas, de gran longitud de onda y pequeña amplitud y dirección ONO-ESE aproximadamente homoaxiales con los de F_1 . Lleva asociada, en ocasiones una esquistosidad (S_3) de crenulación. En los núcleos de las antiformas de F_3 es donde más patente se hace la presencia de la F_2 , ya que en ellas afloran los niveles estructurales más bajos.
- Por último, se ha denominado cuarta fase en el Sistema Central a una etapa de colapso gravitacional acompañada por la intrusión de abundantes granitoides de anatexia. En la zona de Salamanca da lugar a estructuras de dirección N-S de carácter dúctil-frágil, en el flanco norte del Sinclinal de Tamames, con pliegues suaves asociados que originan estructuras de interferencia con los pliegues de F_1 . Lleva asociada una esquistosidad grosera espaciada, de desarrollo irregular, y la dirección de acortamiento es E-O.

El segundo sector, del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, se sitúa al sur del anterior y ocupa la mayoría de este dominio, extendiéndose hasta la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide. La Hoja se encuentra casi totalmente dentro de sus límites, salvo su extremo suroccidental. Están representadas tres fases de deformación varisca.

En esta zona la primera fase descrita (F_1), dio lugar a pliegues de todas las escalas, con ejes de horizontales a subhorizontales y direcciones variables debido a las deformaciones posteriores aunque predominan las NO-SE a E-O; los planos axiales son subverticales o con ligeras vergencias tanto al NE como al SO. La deformación no superó en la mayor parte de la región el dominio epizonal, con metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Esta fase desarrolla una esquistosidad (S_1) de tipo *slaty cleavage* grosero en los materiales pelíticos y de tipo *rough cleavage* en los arenosos. La esquistosidad principal (S_1) suele aparecer en posición subvertical, con ligeras vergencias tanto al NE como al SO, excepto cuando la intensidad de las deformaciones posteriores la distorsiona.

El mecanismo de plegamiento depende de la competencia y del mayor o menor grado de homogeneidad de los materiales afectados. Cuando predominan las alternancias de capas de competencia diferente predomina el *buckling*, al que se suma un aplastamiento previo, que aumenta cuando aumenta la proporción de facies pelíticas. Cuando predominan las capas competentes (cuarcitas, areniscas, calizas) los pliegues normalmente tienden a ser concéntricos y a medida que aumenta la proporción de tramos incompetentes, los pliegues adoptan morfologías angulosas con flancos rectos y charnelas estrechas más o menos redondeadas. Cuando predominan los materiales pelíticos los pliegues adoptan geometrías similares o próximas a ellas al sumarse el aplastamiento al *buckling*, llegando a ser isoclinales.

En los últimos estadios de la deformación asociada a la Fase 1 se originan una serie de fracturas paralelas a las estructuras. En algunos casos se puede deducir su relación con el mecanismo de plegamiento, en un momento determinado de la evolución de un pliegue se produce la rotura de uno de esos flancos originándose un pliegue falla. Normalmente son fallas inversas de plano vertical o subvertical, casi nunca muy tendidas. En otros casos su carácter original es más difícil de deducir debido a reajustes posteriores.

La Segunda Fase (F_2) se desarrolla, posteriormente a la primera fase varisca, más al S, en las Hojas de Venta de los Santos (864); Aldeaquemada (863), Santisteban del Puerto (885), La Carolina (884) y la presente Hoja, y más hacia el ONO, una superficie de despegue relacionada con un episodio extensional, que genera una ancha zona de cizalla en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo a bajo en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), a la que se asocian pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida o ligeramente al SO.

La tercera fase (F_3) de la zona meridional del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se correspondería con la Fase 3 de RÍOS (1977b) y sería equivalente a la F_4 descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. Se manifiesta por un cambio en la posición de los esfuerzos lo que dio lugar a la modificación más o menos acusada de las estructuras previas. Por otro lado, la deformación no se distribuyó de manera uniforme, sino que se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella. Dio lugar a una fase de replegamiento de dirección N-S a N10°E con gran longitud de onda y pequeña amplitud, así como bandas de cizalla con deformación dúctil-frágil con movimientos en dirección tanto sinistros como dextros y dirección NO-SE y NE-SO respectivamente, que interfirió tanto con el de la 1^a fase, como con las estructuras de la Segunda Fase (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y pliegues asociados) originándose arqueamientos

de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1^a fase) (Fig. 10).

Fracturación tardivariscia. Comienza con fallas de dirección E-O que en Hojas más orientales han sido relacionadas en origen con la F₂ como fallas tensionales de esta (si bien en esta Hoja no hay datos que permitan asegurar esto); presentando posteriormente rejuegos de desgarre sínistro-inversos (MATAS *et al.*, 2009b) tardivariscos reactivados bajo esfuerzos alpinos y neotectónicos.



Fig. 10.—Esquema estructural de la Zona Centroibérica mostrando las trazas axiales de los pliegues mayores y las zonas de cizalla transcurrentes. Tomada de MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004.

Continúa con una etapa de carácter esencialmente frágil que responde a un acortamiento de dirección N-S que se manifiesta principalmente por dos juegos de fallas conjugadas (cizallas frágiles) de direcciones NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO o NE-SO y sentidos de desplazamientos principales dextro y sinistro respectivamente.

El Dominio de Obejo-Valsequillo, entre la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide y La Unidad Central, está representado solamente en el extremo suroccidental de la Hoja, y se caracteriza por la existencia de:

- Primera fase de pliegues sinesquistosos, de dirección NO-SE, tumbados vergentes al NE, de ejes subhorizontales, desarrollada durante el Devónico medio-superior.
- Segunda fase. En condiciones de fuerte descompresión se desarrolla un cizallamiento dúctil lateral izquierdo con componente extensional que da lugar a la aproximación de las isogradas y a una fuerte reducción del espesor de la Unidad Central (AZOR *et al.*, 2004). En relación con este colapso extensional se genera la cuenca del Guadiato-Pedroches (MARTÍNEZ POYATOS, 1997), en la que se depositan los materiales del Tournaisiense-Viseense superior.
- Tercera fase. A continuación tiene lugar un episodio compresivo (MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1998) que comienza en la base del Serpukhoviense con el desarrollo de un cabalgamiento vergente al Noreste (cabalgamiento basal de las Unidades Aloctonas del DOV), al que sigue un plegamiento con desarrollo de pliegues levantados con clivaje asociado, que pliega a este cabalgamiento y es la primera deformación que afecta a la Unidad Parautoctona del DOV.
- Finalmente una etapa de Fracturación Tardivariscada lugar al desarrollo de cabalgamientos hacia el NE y una componente de desgarre sinistro, así como a fallas de dirección entre E-O y ENE-OSO con sentido de desplazamiento sinistro y recorridos kilométricos y otras fallas de dirección NNO-SSE con recorridos también kilométricos y movimientos de desgarre dextro.

En los materiales anteordovícicos y paleozoicos que afloran en la Hoja de Santa Elena se reconocen los efectos de la Orogenia Varisca y de, al menos, dos episodios deformativos prevariscos que afectan a la sucesión anteordovícica. Además, se reconocen otras deformaciones más recientes, fundamentalmente de fracturación, de edad tardi-postvarisca y eoalpina.

Considerada la Hoja en su totalidad, se identifican dos dominios estructurales claramente diferenciados. Uno, que ocupa prácticamente la totalidad de la misma, está formado por el Anticlinal de Alcudia, donde las estructuras variscas adoptan las directrices regionales, perteneciente al Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. El otro dominio se localiza en el cuadrante suroccidental, donde las estructuras variscas presentan direcciones variables, como consecuencia de interferencia de las fases F_2 y F_3 de plegamiento en un sector muy localizado, perteneciente al Dominio de Obejo-Valsequillo (situado al S del despegue extensional de Puente Génave-Castelo de Vide) y el efecto de fracturas NO-SE y NE-SO (Fig. 11).

Regionalmente, la deformación prevarisca se pone de manifiesto esencialmente por la existencia de dos discordancias angulares. La discordancia más antigua separa los materiales del

denominado "Alcudiense" superior de los correspondientes al conjunto del "Alcudiense" inferior. La más moderna se sitúa entre los materiales del Ordovícico y los del Vendiente (Ediacárico)-Tommotiene (Terreneuvian). Ambas deformaciones son las responsables de la estructura interna del anticlinal de Alcudia (PALERO, 1991, 1993; MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

La Orogenésis Varisca es el principal evento deformativo reconocible en la Hoja. Aunque a escala regional, en el Dominio de los Pliegues Verticales (DPV) (DIEZ BALDA y VEGAS, 1992) o del Complejo Esquisto-Grauváquico (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004) se han descrito tres fases principales de deformación, en el área de Sierra Morena oriental únicamente se han identificando dos fases tectónicas de diferente carácter e intensidad, y otra localizada a lo largo de una banda de dirección media E-O de gran longitud. La primera de ellas es equiparable a la primera fase de deformación regional descrita para el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico en el sector Salamanca-Sistema Central. Esta fase afecta de forma generalizada a toda la zona, dando lugar a la mayoría de las estructuras de plegamiento que aparecen en ella y a la esquistosidad principal.

La segunda fase, solo representada en el borde suroccidental de la Hoja, da lugar a una superficie de despegue relacionada con un episodio extensional, que genera una ancha zona de cizalla dúctil-frágil en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo a bajo en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). Afecta al sector meridional de la aureola de contacto del stock de Santa Elena, y se asocian a ella pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia hacia el SO o poco definida.

En el sector de Sierra Morena oriental-Anticlinal de Alcudia, la deformación que se ha interpretado como causada por la tercera fase de deformación varisca se correspondería con la Fase 3 de RÍOS (1977) y sería equivalente a la F_4 descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. No se distribuyó de manera uniforme, sino que se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella, restringiéndose fundamentalmente a cizallas o bandas de cizallas frágiles transcurrentes, de dirección mayoritaria NO-SE y movimiento sinistro (ROIZ, 1979; ORTEGA, 1986), así como a una fase de replegamiento de dirección N-S a N10°E con gran longitud de onda y pequeña amplitud.

Las deformaciones tardivariscas y eoalpinas son de carácter fundamentalmente frágil. Se inician en una etapa extensional frágil-dúctil, generándose posteriormente grabens extensionales en el Pérmico superior-Triásico (LILLO, 1992).

Los numerosos puntos de emisión de volcanismo cuaternario de Campo de Calatrava, localizados en sectores al norte y noroeste de la Hoja; y la estructuración en bloques limitados por fallas NE-SO afectando a la cubierta mesozoica y cenozoica en sectores al sur de la Hoja (Bailén, Linares, etc.) ponen de manifiesto que la actividad tectónica alpina fue relativamente importante en el área.

6.2. TECTÓNICA PREVARISCA

Los efectos de la tectónica prevarisca son prácticamente irreconocibles en la Hoja de Santa Elena, fundamentalmente debido a causas tales como la propia monotonía de los conjuntos

litoestratigráficos anteordovícicos, la falta de esquistosidad asociada a los eventos formativos prevariscos y a la superposición de una intensa deformación varisca.

6.2.1. Tectónica intraprecámbrica

La existencia de tectónica precámbrica se pone en evidencia por una discordancia angular que separa los materiales del conjunto litoestratigráfico del Alcudiense superior-Tommotense (Terreneuvian) de aquellos que forman el conjunto del Alcudiense inferior. BOUYX (1970) ya describió esa discordancia en el anticinal del río Esteras, al NO de la Hoja de Mestanza. Posteriormente, CRESPO y REY (1971) y CRESPO *et al.*, (1971 a y b) reconocen la discordancia en el anticinal de Alcudia, en los arroyos del Tamujar y de Fuente de Guardas, al sur de Cabezarrubias. Sin embargo, trabajos posteriores de TAMAIN (1972), PARGA y VEGAS (1975), CAPOTE *et al.* (1977), MORENO (1977a), ROIZ (1979), y ROIZ y VEGAS (1980) descartaban la existencia de la discordancia intraprecámbrica, considerando un único ciclo precámbrico. La falta de concordancia en las localidades descritas por BOUYX (1970) y CRESPO *et al.*, (1971 a y b) era justificada como fenómenos de tectónica tangencial (TAMAIN, 1972) o discordancias intraformacionales locales (MORENO, 1977a y b).

Los trabajos cartográficos de AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987) y GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) pusieron de manifiesto la existencia de una tectónica precámbrica que afectó al Alcudiense inferior en el entorno regional. ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986) llevaron a cabo una revisión de la discordancia en las localidades donde había sido previamente descrita de los anticlinales de Esteras y de Alcudia, y la describen, además, en el anticinal de Tirteafuera, señalando la extensión regional de la misma y su situación entre los dos conjuntos precámbricos. La deformación precámbrica consistiría en un débil plegamiento que no asoció esquistosidad ni metamorfismo regional y cuya edad se sitúa en el Vendiente inferior o medio (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986). Posteriormente, la discordancia es reconocida en el anticinal de Agudo (PIREN *et al.*, 1987) y en general en toda la extensión de afloramientos precámbricos en Extremadura y Montes de Toledo (NOZAL *et al.*, 1988 a y b; PARDO y ROBLES, 1988; PIREN y HERRANZ, 1988). Hacia el este, LORENZO-ÁLVAREZ y SOLE (1988) la describieron también en el sector SE de Abenójar, PALERO (1991 y 1993) y MARTÍNEZ POYATOS (1997) en la parte central y oriental del anticinal de Alcudia. Con ello queda demostrado el alcance regional de la discordancia intraprecámbrica en toda la parte meridional de la Zona Centroibérica.

La ausencia de esquistosidad asociada a los pliegues indicaría que fueron causados por una compresión poco importante. Ello puede deberse a la situación del área en relación con el orógeno precámbrico, o bien, como ha sugerido RIBEIRO (1974), a la adaptación de un "tegumento" a la deformación por fracturas y movimientos en la vertical de un zócalo rígido.

En cuanto a la edad de esta discordancia, TALAVERA *et al.* (2015) obtienen una edad deposicional máxima de 580-560 Ma para el Alcudiense inferior situado inmediatamente por debajo de la misma, y de 550-540 Ma para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia, que atribuyen a un evento de plegamiento Cadomiense tardío.

6.2.2. Tectónica anteordovícica

Entre los materiales de la Formación de Base y los materiales infrayacentes precámbricos-Cámbrico inferior se sitúa una discordancia angular que ya fue identificada en el anticlinal de Alcudia por REDLIN (1955) y RICHTER (1967).

MARTÍNEZ POYATOS (1997) cita esta discordancia en el flanco meridional del Anticlinal de Alcudia, con el mismo carácter, dando un cambio aparente de vergencia estructural a ambos lados de la misma; y CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969) la citan en el núcleo del Anticlinal de Despeñaperros, en la vecina Hoja de Aldeaquemada. En este último caso, las rocas del Ordovícico temprano se apoyan sobre rocas del Alcudiense inferior. Equivale a la discordancia atribuida a la Fase Toledánica en los Montes de Toledo por LOTZE (1956), aunque se la conoce erróneamente como discordancia Sárdica, pues la verdadera discordancia Sárdica se sitúa en el Ordovícico medio-superior (HAMMANN *et al.*, 1982).

Asociados a los movimientos que dan lugar a esta discordancia se han descrito pliegues sin deformación ni metamorfismo asociado (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990). La geometría y dirección de estos pliegues apenas ha sido estudiada en este sector, si bien en otros sectores del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se han descrito pliegues de dirección N-S a NE-SO, verticales abiertos (OEN ING SOEN, 1970; RODA, 1986).

La distribución de afloramientos del conjunto superior precámbrico se realiza en bandas NO-SE que aparecen limitadas, en su mayoría, por fallas subverticales que no parecen afectar a los materiales del Ordovícico inferior que flanquean el anticlinal. Una de estas estructuras es la denominada Falla del Guijo (PALERO, 1991, 1993) que atraviesa el valle de Alcudia, desde la zona de Villalba en la Hoja de Mestanza hasta el collado del Lobo en la Hoja de Santa Elena. Esta falla separa dos bloques, el hundido situado al SO. Tomando como referencia la superficie de la discordancia intraprecámbrica, PALERO (1991, 1993) calcula un salto aproximado de 800 m. Según este autor, esta estructura se habría reactivado a comienzos del Ordovícico, con movimiento en sentido contrario, hundiendo el bloque NE con respecto al SO. El movimiento produce un acusado incremento del espesor de la Formación de Base hacia el este, el cual se hace patente en la Hoja de Mestanza.

Las lineaciones de intersección entre los planos de estratificación y el plano de esquistosidad varisca, observadas en el conjunto Ediacárico superior-Terreneuvian siguen pautas varisca. Ello indica que la tectónica de bloques anteordovícica apenas produjo plegamiento asociado, por lo que el contacto de la Formación de Base sobre dicho conjunto constituye una discordancia cartográfica (PALERO 1991, 1993).

6.2.3. Edad de las deformaciones prevariscas

Algunos autores atribuyen toda la deformación prevarisca a los movimientos sárdicos (LOTZE, 1946; PARGA y VEGAS, 1971). Otros autores han relacionado el "Alcudiense" con el "Brioveriense" del Macizo Armoriano francés (BOUYX, 1970; TAMAIN y OVTRACHT, 1971; TAMAIN, 1972), en cuyo caso la deformación se produjo durante la Orogenia Cadomienne.

Si se consideran las dos discordancias que limitan los conjuntos precámbrios, al menos existen dos etapas tectónicas anteordovícicas en la región, una de ellas intraprecámbrica y otra de edad probablemente cámbrica.

La edad de la discordancia intraprecámbrica es difícil de estimar a causa de la ausencia de dataciones precisas del “Alcudiense inferior”. Si se acepta para esta unidad una edad correspondiente al Rifeense superior según MITROFANOV y TIMOTIEV (1977; en SAN JOSÉ, 1983), que podría extenderse hasta el Vendiente inferior (SAN JOSÉ *et al.*, 1990). Puesto que el conjunto del “Alcudiense” superior es de edad Vendiente superior-Cámbrico inferior (VILAS *et al.*, 1987; SAN JOSÉ *et al.*, 1990), el plegamiento intraprecámbrico se habría producido en el Vendiente inferior o medio. Otros autores (PALACIOS, 1989; VIDAL *et al.*, 1994 a y b) han propuesto una edad Vendiente superior para materiales del Grupo Domo Extremeño, en cuyo caso la deformación sería Vendiente superior.

Recientemente TALAVERA *et al.* (2015) obtienen mediante U/Pb en circones detriticos, una edad deposicional máxima de 580-560 Ma (Ediacárico/Vendiente superior) para el Alcudiense inferior situado inmediatamente por debajo de la misma, y de 550-540 Ma (Ediacárico/Vendiente terminal) para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia, lo que confirma que la deformación es intraediacárica superior (intravendiente superior). Los citados autores la atribuyen a un evento de plegamiento Cadomiente tardío.

Según ORTEGA *et al.* (1988), la tectónica de bloques que afecta al conjunto del “Alcudiense” superior habría precedido a la sedimentación de Cámbrico, por lo que se relacionaría con los eventos asínticos. Sin embargo, estos materiales abarcan hasta el Cámbrico inferior, por lo que sería más correcto relacionarlo con etapas posteriores, en concreto, con los movimientos toledánicos.

6.2.4. Otros movimientos prevariscos durante el Paleozoico

Durante la sedimentación de la sucesión paleozoica tuvieron lugar movimientos cuya consecuencia más evidente fue producir cambios de espesor y facies en algunas formaciones. Así, en la Formación de Base se advierten cambios de espesor notables en zonas próximas. Tales variaciones de potencia se han interpretado como consecuencia de la fosilización de un paleorelief (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1972). Sin embargo, los cambios de espesor tan rápidos como el observado en relación con estructuras como la Falla del Guijo, parecen indicar que durante la sedimentación del Ordovícico basal, esas estructuras previas rejugaron como fallas normales en un régimen distensivo, que dio lugar al desarrollo de fosas y semifosas durante la sedimentación del Ordovícico basal (MCDOUGALL *et al.*, 1987).

Por otra parte, la presencia de manifestaciones volcánicas intercaladas en la serie, entre las que destaca por su continuidad lateral la del techo de las Pizarras del Río, que desarrolla un episodio volcánico y volcanoclástico, muy continuo en los afloramientos al SE de la Hoja de Venta de los Santos (864) (MATAS *et al.*, 2009), se interpreta como episodios de fracturación, con estructuras muy profundas, según se deduce de la composición litológica de las vulcanitas. En la Hoja de Aldeaquemada (863), este episodio se detecta hacia el techo de la Fm Capas Pochico y continúa en las Pizarras del Río (Ordovícico medio), pasando a estar representado solo a techo de las Pizarras del Río en sectores más orientales.

Existe una discontinuidad, a escala regional, entre la Caliza Urbana (Kralodvoriense) y las Pizarras Chavera suprayacentes, pertenecientes al Ashgill terminal (Kosoviense o Hirnantense). Se detectan variaciones de espesor en la Caliza Urbana, desde más de 10 m a su desaparición. La propia formación Caliza Urbana tiene un componente volcánico muy alto con niveles de rocas vulcanoclásticas, que localmente llegan a reemplazar a los paquetes carbonatados. Por otra parte, en la vecina Hoja de Villanueva de los Infantes (813) (LEYVA *et al.*, 2009), aparecen pliegues eslumpados y brechas intraformacionales en los Bancos Mixtos, debajo de las Pizarras de Chavera.

La discontinuidad estratigráfica del Ashgill se ha relacionado por diversos autores (ROBARDET, 1981; ROBARDET y DORÉ, 1988; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990 y citas allí registradas) con movimientos epirogénicos o con regresiones marinas como consecuencia de glaciaciones. Alternativamente, el origen de la discontinuidad se ha relacionado con fenómenos de inestabilidad tectónica (p.e. PINEDA, 1987). Así, en el sector de Las Villuercas-Montes de Toledo se ha inferido la existencia de paleofallas normales en un régimen distensivo (PIREN, 1986), al que se asocian manifestaciones volcánicas como las que se encuentran localmente en la Caliza Urbana.

El contexto tectosedimentario apunta a la existencia de un episodio de deformación de carácter extensivo con fracturación, efusiones volcánicas y movimientos sinsedimentarios que dan lugar a subsidencias diferenciales intracuena. Todo queda fosilizado por la transgresión de las Pizarras Chavera, que además son sedimentos glaciomarinos, relacionados con la glaciación de tipo *inlandsis* de edad Ordovícico superior (Hirnantense) (MATAS *et al.*, 2005).

La inestabilidad parece abarcar gran parte del Silúrico, quedando registrada en las "Alternancias Volcanosedimentarias". A esta etapa de inestabilidad tectónica parece relacionarse un metamorfismo de grado muy bajo que se halla registrado fundamentalmente en el sustrato anteordovícico, y cuya edad de cierre ^{40}Ar - ^{39}Ar oscilaría entre 420 y 423 Ma. (DALLMEYER y PIEREN, 1987, recalculados por los mismos autores en 1989).

Otra formación que muestra importantes variaciones en su espesor, incluso en distancias cortas, es la "Cuarcita del Criadero" (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996), que en algún caso han sido atribuidas a movimientos tacónicos (TAMAIN, 1964). Sin embargo, al menos en el flanco sur del Anticinal de Alcudia y en el ámbito de las Hojas de Aldeaquemada, La Carolina, Santiesteban del Puerto y de la presente Hoja, estos cambios aparentes en espesor no parecen ser los efectos de movimientos sinsedimentarios, sino más bien parecen ser de origen tectónico. Estarían relacionados con un despegue de carácter sustractivo en la base de la zona de cizalla dúctil-frágil desarrollada a muro de la Falla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, que llegaría a superimprimir a la Cuarcita del Criadero, poniéndose en contacto directo las pizarras grafitosas silúricas con las Pizarras Chavera, la Caliza Urbana o los Bancos Mixtos, en el borde SO de la Hoja de Aldeaquemada (863), e incluso en sectores vecinos, de las Hojas de Santisteban del Puerto (885) y La Carolina (884), sobre las Cuarcitas Botella y las Alternancias del Caño (MARTÍN PARRA, 2003).

Regionalmente, la sucesión del "Culm" se apoya indistintamente sobre materiales silúricos y del Devónico, fenómeno que se interpreta como una discontinuidad o una discordancia (RITCHER, 1967; BUTENWEG, 1968; KETTEL, 1968, etc.). PALERO (1991) sugiere que este contacto anómalo

se debe, más probablemente, a estructuras variscas/tardivariscas que a movimientos más antiguos. En cualquier caso, casi todo el límite norte del Culm de Pedroches corresponde a un accidente extensional ONO-ESE a E-O, posterior a la intrusión del Plutón de Santa Elena con el bloque meridional hundido, denominado Zona de Cizalla Puente de Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006).

6.3. TECTÓNICA VARISCA

Tras los depósitos de facies “Culm” de edad Viseiense-Namuriense tuvo lugar la Orogenia Varisca, de la que únicamente son reconocibles, para todo el sector comprendido entre la Falla de Toledo y la de Puente Génave-Castelo de Vide, dos etapas principales de plegamiento, si bien en su área más meridional (donde se incluye esta Hoja) se intercala entre ambas otra fase de deformación ligada al evento tectónico que dio lugar a la última falla.

La primera fase fue la principal y se desarrolló como consecuencia de un acortamiento de dirección aproximada N-S, generándose estructuras de aplastamiento (pliegues y esquistosidad penetrativa) de dirección predominante ONO-ESE. Esta fase afectó a toda la extensión de la Hoja, dando lugar al rasgo estructural más sobresaliente de la misma, el Anticlinal de Alcudia (Fig. 11), así como otros pliegues de menor entidad, situados en el flanco sur de ese anticlinal.

Estas estructuras se encuentran, a su vez, afectadas por una segunda fase de deformación varisca, de carácter extensional, que da lugar a una superficie de despegue, a la que se asocia una ancha zona de cizalla dúctil-frágil en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), así como pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida.

Estas estructuras se encuentran, a su vez, afectadas por una tercera fase de deformación varisca, que se produjo como consecuencia de un acortamiento aproximado E-O. Los efectos formativos atribuibles a esta fase son menos evidentes que los de la 1^a fase. Se restringirían a la formación de figuras mal definidas de interferencia de plegamiento (domos y cubetas) y al desarrollo de grandes fallas de desgarre, muchas de ellas son accidentes reactivados antiguos, que en ocasiones han reorientado las estructuras de deformación previa.

6.3.1. Primera fase varisca (F₁)

Se caracteriza por un plegamiento generalizado, en condiciones de metamorfismo regional de grado muy bajo a diagénesis, con desarrollo de foliación de plano axial.

La primera fase varisca es la que genera la macroestructura de todo el sector del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico comprendido entre las zonas de cizalla extensionales tardías de Toledo y Puente Génave-Castelo de Vide, y se encuentra bien preservada en el relieve actual.

A grandes rasgos estos pliegues de la primera etapa de deformación se caracterizan por ser de verticales a vergentes al sur, y una dirección comprendida entre E-O y N110°E, pudiendo alcanzar una continuidad de decenas de kilómetros. Son de gran longitud de onda (superior a 2 km) y menor amplitud (menor de 500 m) y, desde el punto de vista geométrico, se trata de

pliegues cilíndricos con ejes subhorizontales que muestran un suave cabeceo hacia el este y el oeste, Destacan el Anticlinal de Alcudia y el Sinclinal de Guadalmez (Fig. 11).

El área de estudio se localiza en el extremo oriental del Anticlinal de Alcudia, que es la principal macroestructura de primera fase. La parte correspondiente de esta macroestructura que entra

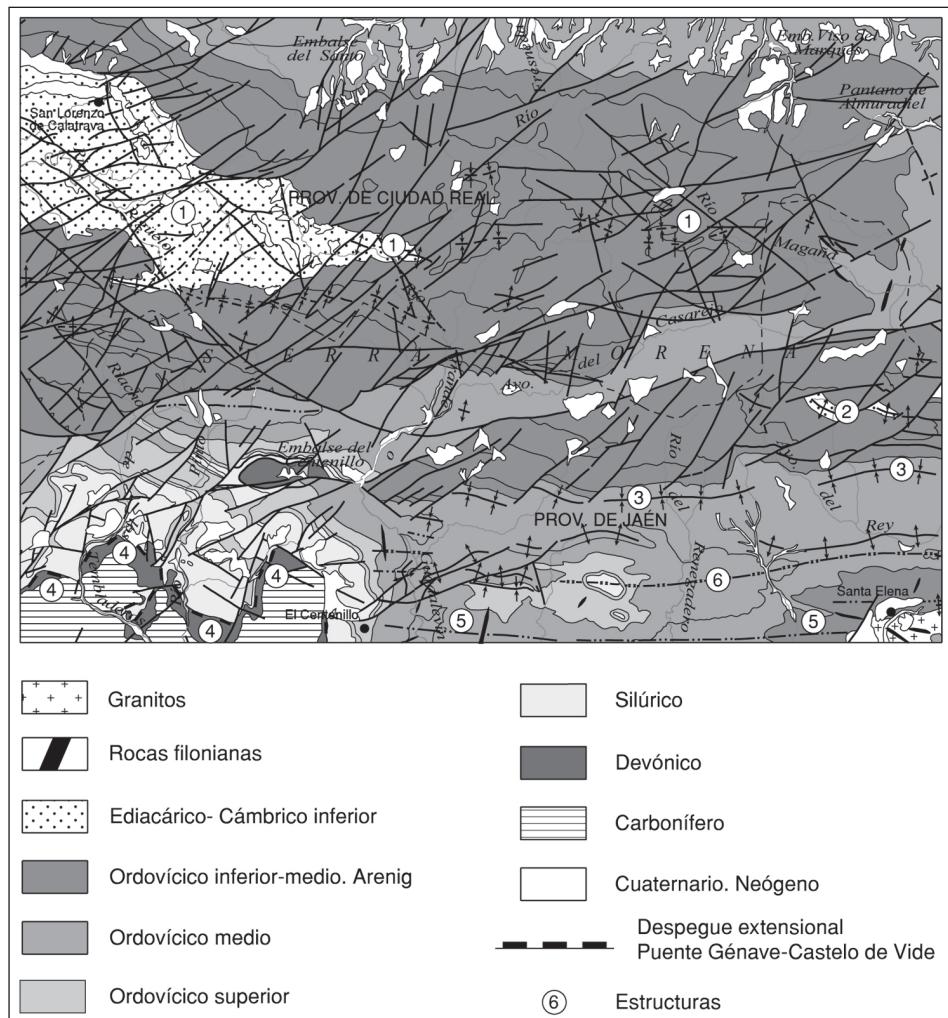


Fig. 11.- Esquema estructural de la Hoja. Principales estructuras: 1.- Anticlinal de Alcudia, 2.- Anticlinal de Despeñaperros, 3.- Sinclinal de Guadalmez, 4.- Despegue extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, 5.- Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena, 6.- Siforme del Cerro de la Barbuda.

en la Hoja de Santa Elena incluye su cierre periclinal oriental, el cual aparece laminado y con traza axial ligeramente rotada respecto a la dirección dominante ONO-ESE a ENE-OSO, por efecto de fracturas más tardías de dirección ENE-OSO a NE-SO. Su flanco norte aparece escasamente representado en la Hoja, mostrando buzamientos, en general, medios. El flanco sur pasa de tener buzamientos fuertes a más tendidos hacia la terminación periclinal.

Destaca también la prolongación oriental de Sinclinal de Guadalmez, que lleva en el área estudiada una dirección media este-oeste, siendo su línea de charnela subhorizontal con ligeros cabeceos tanto al este como al oeste. Su flanco meridional está afectado por pliegues posteriores de plano axial vertical.

Ambas estructuras se encuentran cortadas por numerosas fracturas tardías de dirección NE-SO (sobre todo en la mitad occidental de la Hoja), con un claro componente sinistro y fracturas ENE-OSO (dominantes en la mitad oriental) y cuya componente direccional queda poco definida, a expensas de movimientos más importantes en la vertical.

Aunque en esta Hoja son poco evidentes, en las Hojas adyacentes de Solana del Pino (861) y Aldeaquemada (863), se reconocen otras macroestructuras que se han adscrito a la 1^a fase. Se trata de fallas longitudinales a la dirección de los pliegues y ligeramente tardías a la formación de ellos. Algunas de ellas se han identificado como fracturas inversas y otras directas, generalmente subverticales.

Entre las estructuras de tamaño mesoscópico (decamétrico) se han reconocido pliegues, fallas inversas, pequeñas escamas, etc. Internamente, el plegamiento de las formaciones cuarcítico-areniscosas, generalmente más homogéneas y competentes, está controlado por el espesor de los bancos. Así, estas unidades se comportan, en ocasiones, como alternancias o *multilayers*, como se pone de manifiesto por el plegamiento inhomogéneo que se observa en amplios aflo-ramientos de Cuarcita Armoricana y de "Cuarcita del Criadero". Considerada cada formación cuarcítica como una unidad, su plegamiento como tal está controlado, además, por factores como espesor y, fundamentalmente, la competencia de formaciones infra y suprayacentes. Así, una formación cuarcítica muy homogénea, pero poco potente como la "Cuarcita del Criadero", estratigráficamente situada entre dos formaciones pizarrosas (Pizarras Chavera y Pizarras Ampelíticas) puede estar en ocasiones intensamente replegada de forma muy heterogénea, como se observa en Peñón Hermoso, Tres Hermanas, y Loma de Peñón de Toro, definiendo cuerpos con morfología lentejonal englobados en una masa pizarrosa.

En general, los pliegues que afectan los materiales de la Hoja son pliegues cilíndricos, con eje subhorizontal y plano axial subvertical o con fuerte buzamiento al norte. En formaciones de alternancias (p.e. las "Areniscas de Los Rasos") se observan, de forma ocasional, pliegues con morfología en *chevron*.

Ocasionalmente, en la Sierra Carolina (en la Hoja de la Carolina (884) y al sur de la Hoja de Santa Elena) se reconocen fracturas aparentemente inversas de bajo ángulo afectando a la sucesión ordovícica (TAMAIN, 1966; CHARPENTIER, 1976, etc.). En general, estas fracturas buzan al norte y son de escaso desarrollo lateral. Son tardías con respecto a las estructuras de plegamiento y muestran una dirección de transporte hacia el sur, con desplazamientos pequeños. Generalmente

aparecen en zonas con estratificación subhorizontal o buzando pocos grados, aunque en sectores al oeste de la Hoja de estudio parecen localizarse con más frecuencia en las zonas con mayor deformación. En ocasiones, parecen estar plegadas, definiendo antiformas con traza próxima a la dirección E-O. Ejemplos notables de estas estructuras de bajo ángulo se encuentran en los afloramientos de la "Cuarcita del Criadero" de los barrancos del río Grande, del río Castellar y del río Renegadero, en la Hoja de La Carolina (884). Otro ejemplo espectacular se observa en la mina La Nava, al SO de Solana del Pino. En la vecina Hoja de Aldeaquemada (863), se han observado ese tipo de estructuras afectando a la Cuarcita Armoricana y a las Capas Pochico. Longitudinalmente, suelen quedar encerradas en zonas limitadas por fracturas NE-SO a ENE-OSO de gran longitud con un acusado desplazamiento de componente sinistral, por lo que podrían tener su origen en un régimen transpresivo con dirección de acortamiento aproximada N-S.

En lo que respecta a **estructuras menores**, la esquistosidad asociada a la fase F₁ es, prácticamente, la única esquistosidad reconocida en los materiales que afloran en el área, a excepción de ciertas esquistosidades de crenulación o foliación milonítica que se desarrollan, localmente las primeras, en relación con un plegamiento posterior existente en el sector S de la Hoja, y asociadas a la zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide las segundas (extremo suroccidental de la Hoja). También se identifican lineaciones de intersección entre S₀ y S₁ (L₁) y algunas fracturas de adaptación en los pliegues.

La **foliación de primera fase (S₁)** es una foliación de plano axial, contemporánea con la formación de los pliegues, que se encuentra mejor definida en los materiales pizarrosos, en los que se desarrolla un clivaje pizarroso (*slaty cleavage*) definido por la orientación de micas (moscovita/sericitia y clorita) y, en las rocas ricas en materia carbonosa, que en los cuarcíticos, en los cuales no aparece o únicamente se observa un diaclasado grosero en continuidad con los planos S₁. Generalmente, y dado el escaso grado de transformación metamórfica (sin apenas blastesis) que presentan los materiales de la sucesión sedimentaria, la formación de la esquistosidad de plano axial no ha obliterado la fabrica inicial de origen sedimentario.

Se observan direcciones comprendidas entre N 80°E y N130°E, siendo su dirección más frecuente N 90°-110° E, con un buzamiento en general de subvertical a 60°N, si bien puede llegar a buzar menos de 50°N, y en menor proporción entre 75° y 80° al S, distribuyéndose a veces en abanico dentro de un mismo pliegue. Muestran relaciones con la S₀ de pliegues abiertos levantados a ligeramente vergentes al S, llegando en el sector meridional de la Hoja a desarrollar flancos inversos, en general buzando más de 60° al N.

En el tercio meridional de la Hoja se encuentra plegada por una etapa de deformación posterior, pudiendo encontrarse más tendida hacia el N (20°-40°), horizontal o buzando al S hasta 25°-50° (en la esquina SO), observándose con frecuencia relaciones S₀/S₁ de flanco normal volcado de Fase 1.

Los **pliegues menores** son de escala métrica a decamétrica, paralelos a los pliegues mayores, con una dirección comprendida entre N80°E y N110°E, desde subhorizontales a inclinados suavemente al este o al oeste. El ángulo entre flancos varía desde pliegues abiertos a cerrados y no muestran apenas engrosamiento de charnela, perteneciendo en su mayoría a las clases 1B y 1C de RAMSAY (1967).

Tienen un desarrollo más importante, o al menos más evidente a escala de afloramiento, en las unidades de alternancias o en las unidades pizarrosas con niveles areniscoso-cuarcíticos intercalados. En estas alternancias como consecuencia de la diferente competencia de estas litologías, se generan pliegues disarmónicos, a veces de longitud de onda superior a la amplitud, y en casos extremos, definiendo geometrías de tipo ptigmático. Con frecuencia, los pliegues menores aparecen como pliegues de flanco, isopacos, cilíndricos, asimétricos, de eje subhorizontal y plano axial subvertical.

La **lineación de intersección (S_0/S_1)** es paralela a los ejes de los pliegues, mostrando una dirección predominante comprendida entre E-O y N115°E inclinándose unos 20° tanto al este como al oeste (aunque puntualmente puede alcanzar 30°), debido al efecto de etapas posteriores de plegamiento.

La mayor parte de las estructuras de la primera fase varisca se generaron como consecuencia de una deformación por aplastamiento, en niveles epizonales por debajo del frente de esquistosidad. En este contexto, el plegamiento tuvo lugar en un proceso de *buckling* con flexo-deslizamiento de las capas. La esquistosidad de plano axial, dada la escasa recristalización, es de tipo *slaty-cleavage*, desarrollada mediante la reorientación de los elementos planares, principalmente micas y la matriz sericítica. Tan solo en los granos de cuarzo se identifican incipientes procesos de disolución por presión.

Possiblemente, en movimientos más tardíos, el aplastamiento dio paso a una deformación dominada por procesos de cizalla simple, generándose las grandes fracturas longitudinales inversas y las fracturas transcurrentes ENE-OSO. Localmente, y por el comportamiento más plástico de las unidades menos competentes que actuaron como niveles de despegue, se formaron fallas inversas de bajo ángulo y pequeños cabalgamientos de escasa continuidad lateral.

En cuanto a su edad, en la región de Sierra Morena Oriental-Valle de Alcudia las rocas más modernas afectadas por la primera fase de la Orogenia Varisca son los sedimentos del "Culm" de Pedroches, cuya edad es Tournaisiense-Namuriense inferior. Las rocas sedimentarias más antiguas que no están afectadas por esta fase son los sedimentos de edad Estefaniense B-C, que aparecen en la cuenca hullera de Puertollano.

Por otra parte, dataciones absolutas de granitos post-F₁ indican edades de 302±7 Ma. (Granoide de Fontanosas, LEUTWEIN *et al.*, 1970; SAUPÉ, 1973), y de 304,3±1,8 Ma (Unidad granítica, de Los Pedroches, CARRACEDO *et al.*, 2009) y 307 Ma. (Unidad granodiorítica, CUETO *et al.*, 1991; CARRACEDO *et al.*, 2009). Además, la blastesis de las corneanas de la aureola de metamorfismo de contacto asociada al Plutón de Santa Elena, datado en 331±34 Ma mediante Rb/Sr, por LARREA *et al.* (1999) y recientemente en 319 ± 5 Ma mediante U/Pb por el Método de Kober (Montero com. pers., en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015.), es posterior a esta primera etapa. Esto indicaría que la deformación principal varisca se desarrolla posiblemente en el Namuriense inferior alto (Serpukhoviense).

6.3.2. Segunda fase varisca (F_2)

6.3.2.1. Zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide

Posteriormente a la primera etapa de plegamiento varisca, así como al emplazamiento del Plutón de Santa Elena y a la aureola de metamorfismo de contacto a él asociada, se desarrolla una zona de cizalla dúctil-frágil, de carácter extensional que separa los materiales ordovícico-silúricos, intruidos por el Plutón de Santa Elena, a muro, de los devono-carboníferos, a techo, denominada Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006), así como pliegues de gran longitud de onda de plano axial subvertical y con una orientación subparalela a los pliegues de primera fase, a los que pliega.

Fue identificada primeramente en el borde S del Plutón de Santa Elena (LILLO, 1992; LARREA, 1998; LARREA *et al.*, 1999) y ha sido posteriormente cartografiada a lo largo del borde S de la Zona Centroibérica, durante más de 400 km, desde Puente Génave (al E de la Hoja 1:200.000 de Linares (70), fuera de la misma) en su extremo SE a Castelo de Vide (Portugal) en su extremo NO (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006; MATAS *et al.*, 2009).

Esta zona de cizalla da lugar al desarrollo de una banda de deformación muy intensa asociada a la misma, que transcurre por el sector suroccidental de esta Hoja y las Hojas aledañas de Aldeaquemada, Venta de Los Santos (864) y norte de las de Santisteban del Puerto (885) y La Carolina (884), generando una foliación filonítica en condiciones de muy bajo a bajo grado.

En las vecinas Hojas de La Carolina, Aldeaquemada y Santisteban del Puerto, la base de la zona de cizalla está separada del resto de las rocas del bloque de muro mediante una falla normal que buza hacia el sur entre 35° y 60°. De este modo las pizarras ampelíticas andalucíticas filonitzadas se apoyan sobre distintos niveles de la sucesión infrayacente, desde las Cuarcitas del Criadero a los Bancos Mixtos, en la Hoja de Aldeaquemada, a las Alternancias del Caño, así como sobre los granitoides del borde sur del stock de Santa Elena, en las vecinas Hojas de Santisteban del Puerto (885) y La Carolina (884).

Otras estructuras propias de movimientos extensionales se encuentran en zonas restringidas espacialmente a la aureola de metamorfismo de contacto y en el Culm de Pedroches, donde es frecuente la aparición de estructuras menores que distorsionan los planos S_1 , desarrollándose pliegues de plano axial subhorizontal y crenulaciones subhorizontales. También son frecuentes, sobre todo en los esquistos del Culm, kink-bands que aparecen formando dos sistemas conjugados. La disposición y geometría de estas bandas de kinks y de los pliegues de plano axial subhorizontal indican un acortamiento próximo a la vertical y extensión próxima a la dirección N-S.

Una falla frágil, a veces con brechificación asociada, con un buzamiento medio de unos 30° hacia el sur, separa la zona de cizalla que afecta a las pizarras ampelíticas silúricas con metamorfismo de contacto del bloque de techo, constituido por rocas de edad devónica y Carbonífero inferior (Culm), llegando a apoyarse directamente los materiales del Culm sobre las pizarras ampelíticas andalucíticas filonitzadas del Silúrico.

Asociada a esta zona de cizalla, se observan milonitas y filonitas, que afectan tanto al borde meridional del Plutón de Santa Elena, fuera de la Hoja, así como a sus enclaves del encajante,

y a las pizarras ampelíticas con andalucita del Silúrico, a la que rodea la foliación filonítica. En ella se observan lineaciones de estiramiento de dirección NNE-SSO a NNO-SSE, que junto con la presencia de *ribbons* de cuarzo, estructuras de tipo S/C, "peces" de mica y cristales de andalucita estirada, con grietas de tensión llenas de cuarzo y/o clorita, y colas de presión asimétricas (Fig. 12), indican un criterio cinemático de carácter extensional con movimiento de bloque de techo hacia el sur (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006).

En el pequeño sector de la Hoja en que aflora esta zona de cizalla (extremo suroccidental), se ha observado una foliación de tipo S/C, en la que los planos S están subhorizontales a buzando suavemente al N o al S (hasta unos 20°), mientras que los planos C están en su mayoría subhorizontales a buzando al S. La lineación de estiramiento, regionalmente (Hojas 861, 862, 863, 884, 885) lleva una dirección comprendida entre N170°E y N35°E, predominando la comprendida entre N10-20°E. Los criterios cinemáticos (S/C, ECC, colas de presión asimétricas, etc.) dan movimiento de bloque de techo hacia el S.

La edad de la zona de cizalla queda limitada por la edad del Plutón de Santa Elena (al que deforma), datado en 319 ± 5 Ma mediante U/Pb por el Método de Kober, (Montero com. pers., en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) y la edad del Macizo de La Haba (que la corta), datado recientemente en 314.2 ± 1.9 Ma por CARRACEDO *et al.* (2009), lo que indicaría que la zona de cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide se desarrolla durante el Namuriense superior (Bashkiriense).

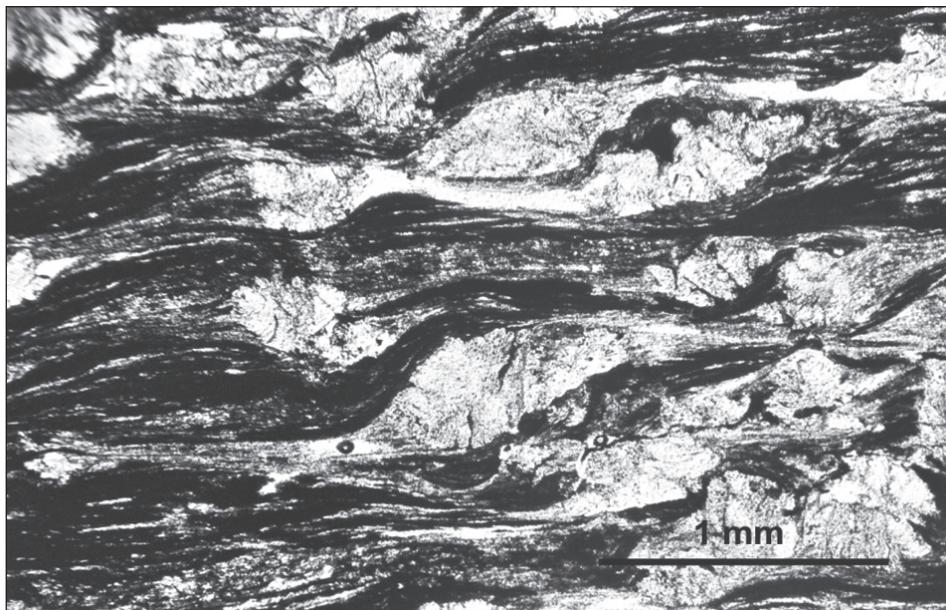


Fig. 12.– Pizarras ampelíticas, andalucíticas filonitzadas, con la foliación de cizalla rodeando a las andalucitas (quastolitas) con desarrollo de colas de presión asimétricas. Al sur de las Minas de San Agustín (Hoja de Aldeaquemada). Muestra 20-34 IG MP-8036 (X: 471.000, Y: 4.243.650).

En el bloque de muro de esta zona de cizalla se desarrolla el campo filoniano de El Centenillo-Santa Elena. RÍOS (1978), explica los filones por dos etapas: una de fallas normales N60°-90°E y buzando 60° al S; y otra tardía con el eje de máxima extensión horizontal N-S. PALERO (1991) atribuye la familia de filones de direcciones N70°-90°E a la segunda fase varisca. LILLO (1992) describe tres etapas tardivariscas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. MARTÍN PARRA *et al.* (2006) consideran este campo filoniano como rellenos en fracturas tensionales de la extensión N-S de la misma.

6.3.2.2. Pliegues de segunda etapa de deformación

En relación con el desarrollo y evolución de esta zona de cizalla, se desarrollan regionalmente dos grandes pliegues: Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena (en el bloque de muro) y Siforme del Jándula (en el bloque de techo) (Fig. 11). Estos pliegues son subverticales, sin vergencia definida, y son interpretados como *drag folds* relacionados con el movimiento extensional de la cizalla (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). En la presente Hoja y la de La Carolina estos pliegues, de tipo *drag fold* asociados, vuelcan a los pliegues de F1, al igual que en el sector S de Aldeaquemada, a muro de la Zona de cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide.

Los flancos de estos pliegues buzan entre 20° y 30°, tanto al norte como al sur y no desarrollan ningún tipo de foliación ni lineación de estiramiento. Son aproximadamente coaxiales a los pliegues de primera fase, ya que pliegan a la foliación principal (como pusieron de manifiesto RÍOS y RÍOS, 1974), dando con ella figuras de interferencia de tipo 3 de RAMSAY (1967).

Los pliegues menores asociados a esta etapa de replegamiento no muestran engrosamiento de charnela, perteneciendo en su mayoría a la clase 1B de RAMSAY (1967).

No se observan foliaciones ni lineaciones de estiramiento asociadas a esta fase de replegamiento.

Esta estructura ha sido descrita, en sectores más orientales, como un antiforme causado por un accidente de zócalo, por RÍOS y RÍOS (1974) y RÍOS (1977, 1978). Su trabajo permite conocer su prolongación al menos hasta unos kilómetros al oeste de El Centenillo, incluyendo el encajante del stock granítico de Santa Elena. Este granitoide se ha estudiado posteriormente (LARREA *et al.*, 1999), concluyendo que su intrusión está relacionada con *stopping* magmático en condiciones extensionales, y es posterior a la fase principal compresiva de la deformación varisca en este sector.

En los trabajos previos (TAMAIN, 1967; CHARPENTIER, 1976) el metamorfismo térmico que se prolonga desde El Centenillo hasta el río Guadalén, se interpreta como un metamorfismo de contacto causado por un cuerpo granítico subaflorante alargado en la dirección E-O, cuyo afloamiento más importante es el stock de Santa Elena.

En el sector meridional de esta Hoja se encuentra la prolongación oriental del Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena, así como algunos antiformes y siformes menores relacionados con él. Sus trazas axiales llevan una dirección E-O a N100°E, destacando el Anticlinal de Sierra Madrona-Santa Elena y el Sinclinal del Cerro de la Barbuda-cerro de Lora (Fig. 11). Este antiforme

de segunda fase y pliegues relacionados, pliegan y vuelcan el flanco normal del Sinclinal de Fase 1 del Guadalmez

En el sector SO de la Hoja y al sur de la misma, durante el Westfaliense D-Pérmino inferior (Moscoviense-Gzheliense) se produce una tectónica transtensiva dextra, de dirección ONO-ESE, con la que se relaciona la intrusión de la Unidad Granodiorítica del Batolito de Los Pedroches (LARREA *et al.*, 1996b, 1999b; CARRACEDO *et al.*, 1994, 1997; ARANGUREN *et al.*, 1997; MARTÍN PARRA *et al.*, 2000, 2015) datada en 307 Ma (límite Westfaliense-Estefaniense o Moscovíense-Kasimoviense) (CARRACEDO *et al.*, 2009) y el sistema de diques intermedios a básicos asociados, que evoluciona a una extensión NE-SO durante la cual intruye la Unidad Granítica del Batolito de Los Pedroches (MARTÍN PARRA *et al.*, 2000, 2015) datada en 304 Ma (Estefaniense B-C o límite Kasimoviense-Gzheliense) (CARRACEDO *et al.*, 2009), así como el sistema de diques de pórfitos graníticos asociado.

Entre el final de la etapa extensional relacionada con la Zona de Cizalla Extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (F_2) y el de esta de tectónica transtensional-extensional que da lugar al emplazamiento del Batolito de Los Pedroches, y relacionadas con ella, se producen cuencas en las que se depositan sedimentos conglomeráticos del Carbonífero superior (Westfaliense D-Estefaniense) como los de Mina Riquilla en la Hoja de Brazatorras (735) (RAMÍREZ *et al.*, 2016), Sinclinal de Almadén (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), o los cartografiados en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico inferior, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Ventas de los Santos; MATAS *et al.*, 2009). La cuenca de Puertollano de carácter lacustre con influencia fluvial y actividad volcánica sincrónica (WAGNER, 1983), contiene sobre los conglomerados, areniscas y pizarras con capas de carbón y cineritas, y estaría también relacionada con este episodio.

Al emplazamiento de estos cuerpos se le asignó una edad relativa de pre- F_2 a sin- F_2 (PASCUAL, 1984), correspondiente a pre- F_3 a sin- F_3 de esta memoria.

Este episodio transtensional-extensional Westfaliense superior-Estefaniense, debe ser continuación de la etapa extensional anteriormente citada y podría considerarse como parte de la Fase 2 de este sector de la ZCI.

6.3.3. Tercera fase varisca (F_3)

Esta fase de deformación varisca ha sido reconocida en el del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, al S de la Zona de cizalla extensional de Toledo, por ROIZ (1979), AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987), ORTEGA, (1986), ORTEGA *et al.* (1988) y PALERO (1991). También CASTELLÓ y ORVIZ (1976) y ORVIZ *et al.* (1976) reconocen un aplastamiento E-O en las Hojas de La Carolina (884) y Santiesteban del Puerto (885), posterior a la deformación F_1 .

La deformación atribuida a esta segunda fase, se caracteriza por su desarrollo heterogéneo a escala regional, al no afectar de forma generalizada a los materiales paleozoicos y precámbrios; manifestándose fundamentalmente como cizallas frágiles transcurrentes de direcciones NO-SE (sentido sinistro) y de direcciones ENE-OSO a NE-SO (sentido dextro), familias que se han interpretado como un sistema conjugado consecuencia de la compresión E-O (ORTEGA, 1986).

Muchas de las cizallas de ese sistema conjugado son heredadas de la F_1 o incluso, en el caso de aquellas que afectan a los materiales precámbrico-cámbricos, heredadas de las etapas de deformación anteordovícicas. En la presente Hoja de estudio, los desplazamientos relativos en fracturas o cizallas de las familias de direcciones NO-SE y de direcciones ENE-OSO a NE-SO fueron pequeños o han quedado compensados por rejuegos posteriores. Otro de los efectos de la F_2 es un plegamiento, menos evidente que el de F_1 y de dirección axial quasi-ortogonal a la de este, que produce figuras de interferencia en domos y cubetas. En la presente Hoja de Santa Elena, el sector localizado al oeste de El Centenillo aparece como una indentación formada por materiales devónicos y carboníferos en la sucesión ordovícico-silúrica que forma el flanco sur del Anticlinal de Alcudia, que aquí se halla intensamente deformada. Se interpreta como una "cubeta estructural", resultado de la interferencia de la estructura F_1 , con una dirección axial próxima a ONO-ESE/O-E y una flexura F_3 , con una dirección axial próxima a la dirección N-S. Las estructuras de interferencia resultantes fueron amplificadas y/o retocadas por efecto de fracturas NO-SE y NE-SO, y en el caso de formaciones como la "Cuarcita del Criadero", por su posición estratigráfica entre dos formaciones de pizarras muy masivas, materiales incompetentes que actuaron como niveles de despegue.

En algunas ocasiones la deformación F_3 ha determinado la rotación de las estructuras de plegamiento, y la propia esquistosidad F_1 , hacia direcciones norteadas, tal y como sucede en las inmediaciones del Río Magaña-arroyo del Ángel, en el límite oriental de la presente Hoja. De forma local, en zonas de cizalla, se observa una esquistosidad de crenulación S_3 de dirección también norteada.

El rasgo más característico de la deformación de la 3^a fase varisca reconocida en el área es su carácter heterogéneo a escala regional, al estar condicionada fundamentalmente por corredores o bandas de cizalla de dirección NO-SE y de sentido sinistro (ORTEGA, 1986). Algunos de estos corredores, cuyo origen se relaciona con un aplastamiento generalizado de dirección E-O, corresponderían a antiguos accidentes de zócalo de dirección NO-SE reactivados como cizallas sinistra durante esta fase (AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA *et. al.*, 1988). Así la deformación regional se resolvió de forma generalizada por cizalla simple y un leve aplastamiento que quedó registrado por suaves flexuras cuasiortogonales a las direcciones axiales F_1 .

PALERÓ (1991) consideró que los filones tipo IV del Valle de Alcudia, de direcciones dominantes N70°E-N90°E, se formaron durante la segunda fase varisca, correspondiente a la tercera fase de esta memoria, rellenando grietas tensionales relacionadas espacialmente con las bandas de cizalla que se formaron en dicha fase.

Su edad no ha sido establecida por la falta de marcadores datados, si bien probablemente sea post-Estefaniense A, ya que las rocas más antiguas que no están afectadas por esas fases son los sedimentos de edad Estefaniense B-C, que aparecen en la cuenca hullera de Puertollano.

6.3.4. Fases variscas tardías

Una vez estructurada la región por las tres principales etapas variscas, se comporta como un zócalo rígido frente a esfuerzos posteriores. Las estructuras son fracturas, principalmente frágiles, que conllevan movimientos relativos de bloques.

Se describen en este apartado los movimientos tectónicos que sucedieron a las fases de plegamiento variscas y que tuvieron lugar desde el Westfaliense inferior hasta, como mucho, el Triásico medio (Ladiniense), edad más antigua de sedimentos no afectados por las mineralizaciones del campo filoniano de base de Linares-Santa Elena-La Carolina (LILLO, 1992).

En esta zona hay numerosos trabajos sobre la fracturación, propiciados por los estudios metalogenéticos en los campos filonianos del distrito minero Linares-Santa Elena-La Carolina. Sin embargo, no se ha establecido un esquema de fracturación válido para toda la región, probablemente por la distribución heterogénea de las fracturas, y la capacidad de absorber la deformación que tienen los rejuegos de fracturas previas.

Se incluyen, también, aquellos movimientos relacionados con la intrusión y emplazamiento de los granitoides (batolito de Los Pedroches y plutón de Linares) que afloran en el área. El emplazamiento del batolito de Los Pedroches se considera que fue controlado por una cizalla dextra de escala crustal y dirección N120°-130°E, en régimen transtensivo (ARANGUREN *et al.*, 1997). Posteriormente al emplazamiento (MARTÍN PARRA *et al.*, 2000), se han descrito hasta cuatro etapas de fracturación consecutivas, que indican que el elipsoide de deformación gira en sentido dextro. Las estructuras tardivariscas mejor representadas en la Hoja son el conjunto de fracturas transcurrentes de direcciones dominantes NE-SO a ENE-OSO (sinistras) y sus conjugadas NO-SE (dextras) formadas en una etapa de fracturación caracterizada por una compresión próxima N-S, asimilada a la etapa transcurrente tardivariscas clásica de ARTHAUD y MATTE (1975), cuya relación cronológica con las etapas de fracturación antes descritas es incierta.

6.4. ETAPAS ALPINAS

Los efectos de la Orogenia Alpina aparecen desdibujados en la presente Hoja, posiblemente como consecuencia de la distribución de la deformación de forma discontinua en rejuegos de fracturas variscas y tardivariscas, los cuales no se manifiestan de forma evidente. Sin embargo, no se pueden desdeniar los efectos de los movimientos alpinos en el área donde se halla la Hoja, ya que esta se sitúa en el límite meridional del Macizo Ibérico con el frente del orógeno bético. De hecho, la existencia de los focos volcánicos del Campo de Calatrava, al norte, pone de manifiesto la importancia de la deformación alpina en este sector de la Zona Centroibérica.

Según dataciones radiométricas K-Ar (ANCOCHEA, 1982; BONADONNA y VILLA, 1986), el volcanismo del Campo de Calatrava (formado por leucítitas, melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos) se inició a finales del Mioceno superior (8,6 a 6,4 Ma) con la extrusión de leucítitas olivínicas, a las que siguió tras un lapso de cerca de 1,7 Ma., una etapa de volcanismo basáltico alcalino que comienza en el Plioceno y se prolonga hasta el Pleistoceno inferior (4,7 a 0,7 Ma; ANCOCHEA, 1982; GALLARDO MILLÁN *et al.*, 2002). Durante este período, que abarca desde el Mioceno superior al Pleistoceno, se han reconocido al menos tres episodios de deformación locales en el sector del Campo de Calatrava (LÓPEZ-RUIZ *et al.*, 1993) (Fig. 13). La primera etapa fue extensional, tuvo lugar en el Mioceno superior y dio como resultado una apertura generalizada y el inicio de la formación de cuencas, con reactivación de antiguas fracturas de direcciones N-S, O-E y NE-SO. A este episodio, le siguió una segunda etapa de apertura durante el Plioceno, responsable de la formación de la Cuenca Manchega. La tercera y última etapa de deformación, en Plioceno-Pleistoceno, se caracteriza por el desarrollo de suaves ondulaciones, consecuencia de una débil compresión.

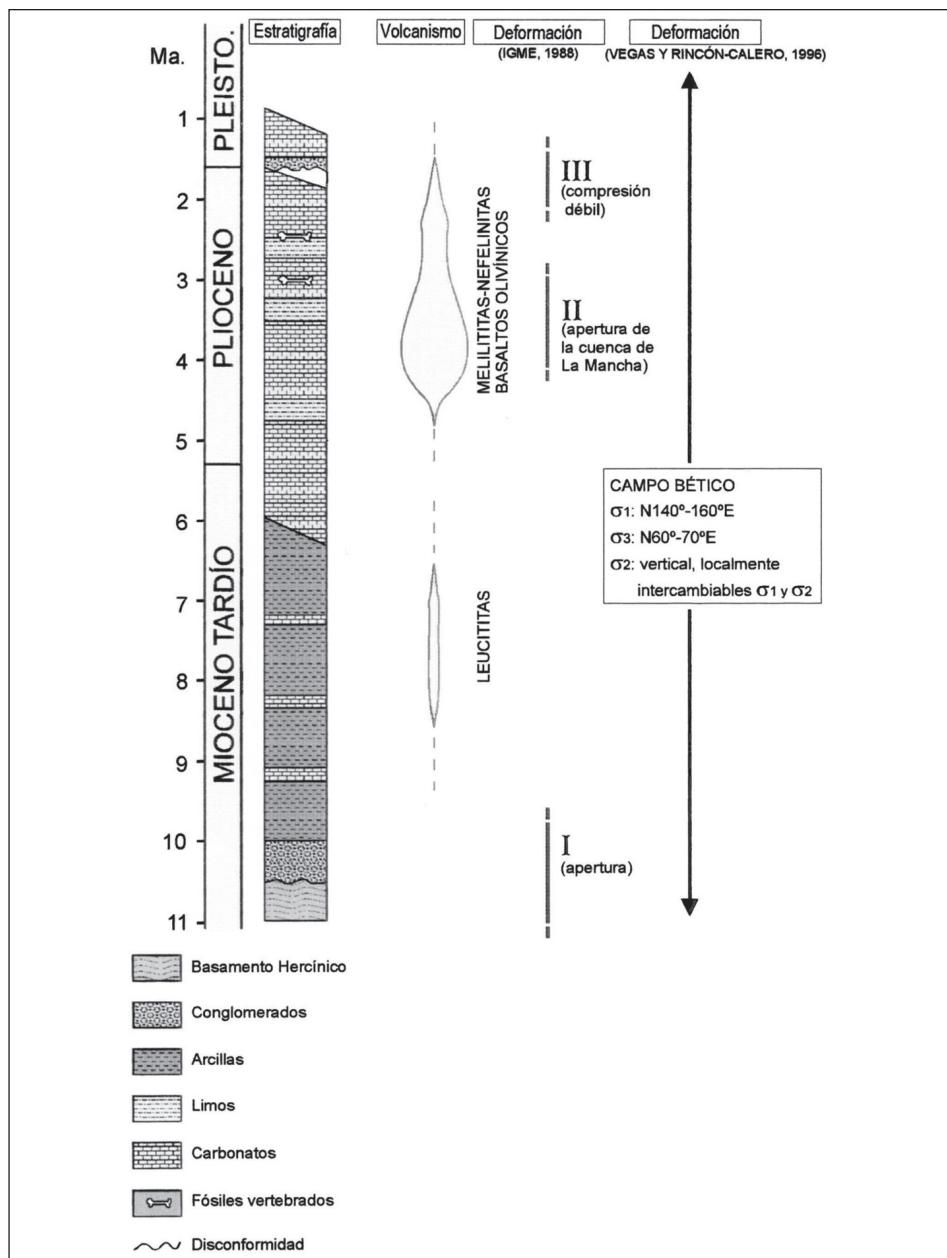


Fig. 13.—Estratigrafía, evolución del volcanismo y fases de deformación en el Campo de Calatrava (modificado de LÓPEZ-RUIZ et al., 1993).

Existen cerca de 200 puntos de emisión de materiales volcánicos, cuya distribución indica un fuerte control estructural dominante en la dirección NO-SE (ANCOCHEA y BRÄNDLE, 1981).

Este fenómeno representa un gran accidente distensivo a favor del cual ascendieron los magmas y que se ha interpretado como una zona de extensión local desarrollada en el antepaís del orógeno según un modelo de indentación, con una compresión máxima NO-SE (DOBLAS *et al.*, 1991; CEBRIÁ, 1992; LÓPEZ-RUIZ *et al.*, 1993; CEBRIÁ y LÓPEZ-RUIZ, 1995). Según este modelo, la indentación de las Béticas sobre el zócalo varisco provocó, además, la rotación de las características directrices estructurales según NO-SE de este último hacia disposiciones E-O o ENE-OSO. Sin embargo, en el área de estudio no existen evidencias de esta deformación, que se habría resuelto como una deformación discontinua a favor de rejugos direccionales de las fracturas preexistentes y rotaciones levóginas de los bloques limitados por ellas. Como alternativa a este modelo de ascenso y extrusión en un régimen local distensivo, VEGAS y RINCÓN-CALERO (1996) proponen un mecanismo basado en procesos flexurales de la litosfera en un régimen compresivo débil que abarcaría desde el Mioceno tardío al Cuaternario, cuyo tensor (denominado por estos autores "campo bético") está definido por una compresión máxima σ_1 horizontal según N140°-160°E y σ_3 , también horizontal según N60°-70°E, y σ_2 intercambiable localmente con σ_1 . En este contexto, el gran accidente de dirección NO-SE deducido por la disposición de los focos volcánicos, marginal a la zona más deformada (Sierra del Alcaraz), habría funcionado como una estructura distensiva, al permutarse los ejes σ_1 y σ_2 . Según el modelo propuesto por VEGAS y RINCÓN-CALERO (1996) y RINCÓN y VEGAS (1996), la deformación débil en el antepaís se resolvió, además, en suaves flexuras según N60°-70°, en el desarrollo de un diaclasado "sistemático" en los materiales del zócalo varisco y en la formación de macrodiscontinuidades que constituyen los grandes lineamientos N140° que atraviesan la provincia de Ciudad Real. A partir del estudio de mecanismos focales combinado con el estudio poblacional de fallas, RINCÓN *et al.* (1996) obtienen un tensor regional similar de compresión N140°-160°, al que se superpone un tensor secundario ("ibérico") de compresión según N60°-70°.

Recientemente, GRANJA BRUÑA *et al.* (2015) proponen la combinación de dos factores para explicar este vulcanismo:

- Plegamiento de la litosfera Ibérica y levantamiento asociado del basamento varisco debido a la transmisión hacia el NO de esfuerzos compresivos en la placa superior de la subducción/colisión del margen suribérico.
- Existencia de una banda de cizalla de desgarre dextro, varisca, de dirección NO-SE que debilitó la corteza y favoreció el ascenso de los materiales.

Con relación a la Cuenca del Guadalquivir (al sur de la Hoja), se ha interpretado (SANZ DE GALDEANO y VERA, 1992) que esta se comenzó a formar como una cuenca de antepaís durante el Mioceno medio (Serravaliense), aunque es a partir del Tortoniano cuando se individualiza como área subsidente en un régimen transcurrente caracterizado por una compresión N-S a NNO-SSE. Ese régimen transcurrente evolucionó a partir del Plioceno inferior a un régimen de extensión radial. En el borde norte de la Cuenca del Guadalquivir, esta extensión se manifiesta fundamentalmente por movimientos directos de fallas NE-SO donde, frecuentemente, el bloque hundido se sitúa al E (p.e. Falla del Moro en la depresión de Bailén, MARÍN SEÑÁN, 1988).

7. GEOMORFOLOGÍA

La composición litológica, y la estructura y disposición de los materiales del sustrato, son los primeros factores a considerar como responsables de la arquitectura del paisaje de una región.

La actuación de los distintos agentes erosivos y acumulativos, principalmente fluviales, poligénicos y de ladera, contribuyen a la generación del modelado del relieve actualmente observable.

7.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

En la Hoja de Santa Elena, la influencia de la estructura de los materiales se manifiesta en la génesis de la arquitectura del paisaje actualmente observable.

El territorio viene caracterizado por la presencia de la alineación serrana de Sierra Morena, con un relieve apalachiano propiciado por la existencia, en la serie estratigráfica, de niveles cuarcíticos intercalados, que, al ser más resistentes a la erosión, provocan la presencia de relieves positivos destacados.

Precisamente estos niveles resistentes, generan formas de crestas y líneas de capa, que constituyen la mayor parte de las alineaciones cumbreñas de la Hoja.

Cuando estos tramos más duros se encuentran inclinados, provocan la presencia de morfologías de frente de cuesta que, frecuentemente presentan en su reverso *chevrons*, a favor de intercalaciones más blandas en la serie.

Se han representado también líneas de falla supuesta, así como áreas en las que resulta visible una red de diaclasado o fracturación densa, que se han cartografiado como zonas intensamente fracturadas y/o diaclasadas.

En ocasiones, sobre todo en la zona norte de la Hoja, resulta evidente el control estructural de algunos valles de la red fluvial, que presentan una linealidad anómala. Estos casos se han representado en la cartografía como alineación morfológica con control estructural.

7.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la Hoja, agrupadas en función de su génesis.

7.2.1. Formas de laderas

Aunque en la Hoja de Santa Elena no son muy abundantes las morfologías con depósito, posiblemente sean las relacionadas con la génesis de laderas, las que alcancen un mayor desarrollo.

Asociados a los relieves serranos, dominantes en el ámbito de la Hoja, se reconocen depósitos de vertiente de tipo coluvión que, en las partes más elevadas, y en relación con los cresteríos cuarcíticos, corresponden a canchales o pedreras.

7.2.2. Formas fluviales

El rasgo más característico de la red de drenaje, en la Hoja de Santa Elena, es el notable encajamiento que presenta en la totalidad del área.

A causa de este marcado encajamiento de la red, son muy escasas en el ámbito de la Hoja, las morfologías con depósito de origen fluvial.

Localmente, sobre todo en la zona norte, algunos valles presentan ensanchamientos que dan lugar a pequeños depósitos de fondo de valle. En ocasiones, su trazado es discontinuo, y no alcanzan un desarrollo notable.

Además de los pequeños valles citados en la zona norte, pueden destacarse los aluviales del río de la Campana, y riachos de Tembladeros y Esparragones en la parte sur de la Hoja.

Como consecuencia de las características de la red, los depósitos de terraza son muy escasos. Únicamente en los riachos citados, se han cartografiado dos pequeños retazos, situados a +2-4 m. sobre el cauce actual, de materiales que se han atribuido a terrazas, que presentan un leve escarpe, sobre el fondo de valle.

Ocasionalmente, en la salida de algunos barrancos en la parte noroccidental de la Hoja, se han cartografiado morfologías de conos de deyección.

En algunos puntos localizados de la red de menor orden, existen zonas con drenaje deficiente, de escasa extensión, que dan lugar a zonas endorreicas o semiendorreicas de origen fluvial. Su funcionamiento debe ser esporádico, y relacionado con desbordamientos generados por tormentas importantes.

En el territorio ocupado por la Hoja, resulta evidente, como se ha indicado, la presencia de un intenso proceso de erosión fluvial, que provoca la existencia de una acusada incisión lineal de sus cauces.

En ocasiones, y también relacionado con este proceso se han reconocido algunas morfologías de gargantas así como saltos de agua y cascadas.

En algunas vertientes, sobre todo en la zona norte, y relacionadas con litologías más fácilmente erosionables, se han cartografiado procesos de arroyada en regueros, y áreas en las que se reconoce la existencia de cárcavas.

7.2.3. Formas poligénicas

Se describen en este apartado aquellas morfologías en cuya génesis ha intervenido más de un proceso geomorfológico.

En la zona norte de la Hoja se ha cartografiado una pequeña zona que aparece arrasada, y que ha sido atribuida a una superficie de erosión degradada.

Es frecuente en el área, la presencia de rocas aisladas, relacionadas con la acción erosiva sobre los niveles litológicos más resistentes, que da lugar a morfologías en pináculo, generalmente poco extensas, pero que destacan netamente en el paisaje.

Las formas deposicionales, de origen poligénico, más notables en el ámbito de la Hoja, corresponden a los techos de piedemonte "Rañas", y a los glacis y glacis degradados.

Estos depósitos se localizan, preferentemente, en el borde centro septentrional y nororiental de la Hoja.

En esta zona se han identificado como "Raña" unas manchas situadas a 880 m.s.n.m., que constituyen el depósito de formación superficial más antiguo en la Hoja, y que presentan pendiente hacia el norte.

También, en la zona meridional, al noroeste de Santa Elena, se localizan unos depósitos atribuidos a "Raña", con pendiente hacia el sur, y que se ubican en cotas de 870 m.s.n.m. (Mesa del Rey y replanos al oeste y noroeste del Salto del Fraile).

En la zona norte, y encajados a partir de este nivel, se reconocen depósitos de glacis, más o menos degradados, y dispuestos en tres niveles sucesivos, también con evolución hacia el norte.

En la parte sur, en la zona externa de Sierra Morena, y ya con pendiente hacia el sur, asociado al valle del río Grande, se ha cartografiado también una morfología de glacis de reducida extensión.

También se han representado en el mapa algunas zonas, no muy amplias, recubiertas por materiales de génesis mixta aluvial-coluvial.

Por último, en la esquina suroriental de la Hoja, se ha cartografiado una zona, en la que es evidente la alteración desarrollada a favor de los materiales graníticos del plutón de Santa Elena.

Las rocas graníticas de este afloramiento, presentan textura porfídica y contienen minerales fácilmente alterables, como plagioclasa y biotita (CASTELLÓ y ORVIZ, 1976).

Como consecuencia de esta composición, el granito aparece alterado hasta varios metros de profundidad, sin que llegue a observarse material intacto.

La alteración existente es de tipo arenización, con baja producción de material arcilloso. CHAPUT (1971), señala la presencia de trazas de caolinita e illita como minerales de neoformación.

Este mismo autor, utiliza el bajo contenido en caolinita de las alteraciones en este batolito, como criterio para atribuir una edad post-Villafranquense a este proceso.

7.2.4. Formas lacustres

Se han cartografiado algunas zonas, de reducida extensión, en las que la existencia de un drenaje difuso, provoca la existencia de zonas endorreicas y/o semiendorreicas, con funcionamiento esporádico, y posiblemente ligado a causas estacionales.

7.2.5. Formas antrópicas

Dentro del ámbito de la Hoja, principalmente en el área de El Centenillo, se han representado en cartografía algunas de las escombreras más importantes; las que tienen una clara expresión morfológica.

7.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA

La generación de las formas del relieve en el ámbito de la Hoja de Santa Elena, puede situarse al final de la Orogenia Varisca, momento en el que los relieves recién generados son arrasados de forma general.

Se genera entonces una extensa penillanura, conocida como superficie pretriásica o postvarisca (SOLÉ SABARÍS, 1983, MARTÍN-SERRANO, 1991 a y b, GUTIÉRREZ ELORZA, M. 1994).

A lo largo del Mesozoico, esta superficie pretriásica sufrió deformaciones que provocaron en primer lugar, la sedimentación continental, y posteriormente marina.

No existen evidencias, en el área de la presente Hoja de Santa Elena, de sedimentación postvarisca, que probablemente no se produjo en la zona, estando sometida la misma, durante el Mesozoico, a procesos de erosión aérea.

A causa de ello, durante el Mesozoico y parte del Terciario, la actuación de diversos ciclos de alteración-erosión, provocó la generación de una superficie, reconocible regionalmente (MARTÍN-SERRANO, 1991 a y b), denominada superficie o penillanura fundamental.

En el Mioceno inferior, la deformación de las cordilleras Béticas, provoca la formación de una fosa de antepaís en el borde sur del Macizo Hespérico, que corresponde a la depresión del Guadalquivir (FONTBOTÉ y VERA, 1983).

Como consecuencia, la zona de Sierra Morena quedó elevada con respecto a la depresión, desarrollándose a partir de ese momento una plataforma de piedemonte.

A este momento pertenecen los depósitos de "Rañas" cartografiados tanto al sur como al norte de la Hoja de Santa Elena, que se sitúan en cotas sobre los 880 m.s.n.m.

En esta época de la historia morfogenética del área, se acentúa también la generación de las morfologías en resalte de los niveles cuarcíticos más resistentes, proceso que continúa hasta la actualidad.

Con posterioridad se producen reajustes parciales en la topografía del área, que provocan el depósito de los niveles de glacis reconocidos en la zona.

A partir de ese momento, el proceso morfogenético dominante es el encajamiento de la red fluvial que, probablemente se produjo de forma discontinua.

En el ámbito de la Hoja no se han reconocido más que aisladamente algunos depósitos de terrazas, que representarían los vestigios de estas fluctuaciones.

Finalmente, el proceso de incisión lineal de los cursos fluviales, junto con la movilización en las laderas, contribuyen a la creación del paisaje actualmente observable.

Es destacable, la presencia en la zona norte de la Hoja (Sierra de San Andrés), de una serie de morfologías anómalas observables en el trazado de la red fluvial.

Aunque no ha podido caracterizarse claramente la presencia de codos de captura en la red, si es notable la existencia de una serie de collados, en los que el actual trazado induce a pensar en variaciones en la dirección de drenaje preferente, que podría haber sufrido variaciones en tiempos recientes.

Ello es coherente con la tendencia general del proceso de incisión lineal existente, que está asociado a una erosión remontante que evoluciona hacia el norte.

Esto provoca que algunos cauces de menor orden, cuyo trazado señala un drenaje preferente hacia el norte, hayan sido afectados, en la parte alta de su curso y en las zonas de collados citadas, por esta acción erosiva remontante, drenando actualmente hacia el sur.

7.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfología actualmente observable en la Hoja de Santa Elena, es el resultado de la actuación de los distintos procesos citados a lo largo del tiempo.

La característica más notable es la existencia de paisajes agrestes, generados a favor de los niveles cuarcíticos más resistentes a la erosión, que conforman los relieves serranos en la zona.

La evolución previsible del paisaje en el área, debe contemplarse como resultado de la continuidad en el tiempo de los procesos actualmente activos.

La intensa acción erosiva de la red fluvial, provocada por procesos de incisión lineal, aparece como el proceso de mayor eficacia como remodelador del relieve en el futuro en este área.

La alteración meteórica de los niveles más resistentes, y posterior movilización de sus residuos en vertiente, a favor de canchales y coluviones, es otro de los procesos que contribuirán a la evolución futura del paisaje.

8. HISTORIA GEOLÓGICA

El acontecimiento geológico más antiguo registrado en la Hoja de Santa Elena es la sedimentación en un cono submarino profundo de las alternancias pizarroso grauváquicas del conjunto inferior precámbrico. Durante el depósito de esta serie se produjeron movimientos bruscos de fallas que provocaron zonas deprimidas limitadas por escarpes, los cuales colapsaron y dieron lugar a brechas intraformacionales de la misma composición que las alternancias.

TALAVERA *et al.* (2015) obtienen mediante U/Pb en circones detríticos, una edad deposicional máxima de 580-560 Ma (Eduacárico) para el Alcudiense inferior y de 550-540 Ma (Eduacárico terminal) para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia

intra-alcudiense, lo que dejaría al Alcudiense inferior, representado en esta Hoja, una edad mínima Ediacárico superior.

Durante el Ediacárico, y en un período de tiempo comprendido aproximadamente entre 550 y 560 Ma, se produjo la deformación de la serie turbidítica, debido a un evento Cadomiense tardío formándose pliegues sin foliación asociada. Esto indicaría que fueron causados por una compresión poco importante. Ello puede deberse a la situación del área en relación con el orógeno Cadomiense, o bien, como ha sugerido RIBEIRO (1974), a la adaptación de un “tegumento” a la deformación por fracturas y movimientos en la vertical de un zócalo rígido. La trayectoria de estas estructuras se situaría probablemente según un rumbo NO-SE.

Después de un corto período de emersión y consecuente erosión, se produce la sedimentación del conjunto superior precámbrico durante el Ediacárico-Cámbrico inferior. El medio de sedimentación fue el de un medio de plataforma con variaciones del medio de unas a otras zonas.

Posteriormente se produce una importante tectónica de bloques, compartimentando la región en unidades individualizadas por grandes fallas NO-SE, la zona permaneció emergida durante parte del Cámbrico.

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica, donde se ubica esta Hoja, queda encuadrado en el Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1992), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico inferior y el Carbonífero superior.

Los materiales aflorantes de este Hiperciclo, pueden dividirse en tres conjuntos. Los dos basales separados por la disconformidad (límite de tipo 1) del Ordovícico superior (Hirnantense). Por tanto, se trataría de dos megaciclos; el inferior de Ordovícico inferior a superior (pro parte) y el superior de Ordovícico terminal a Devónico inferior. En sectores próximos (Hoja 839; MATAS *et al.*, 2009b), se ha constatado la existencia de series atribuidas al Devónico superior en continuidad cartográfica con contacto disconforme ya que falta el Devónico medio. Estos materiales con un límite de tipo 1 en su base, se integrarían en un tercer megaciclo dentro del registro paleozoico de Sierra Morena Oriental.

Hay un consenso general de la mayoría de autores en considerar la sedimentación del hiperciclo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico superior.

De esta forma, y admitiendo la disconformidad (límite de tipo 1) de la base del hiperciclo, pueden establecerse dos eventos de fracturación, con creación de cuenca, cuyas cronologías establecidas son la de Arenig inferior y la de Ordovícico terminal (Hirnantense), y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas que se acrecian en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

PORTERO *et al.* (1988), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (UTS) en Montes de Toledo y Zona Centroibérica meridional, en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas

se interpretan como respuesta a los movimientos cílicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto, y las arenosas y/o cuarcíticas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética, MATAS *et al.* (2009b) han diferenciado (Hoja 839) en el hiperciclo postcámbrico una serie de Secuencias Depositionales (SD) (MITCHUM *et al.*, 1977; VAIL *et al.*, 1977; VAIL, 1987; POSAMENTIER *et al.*, 1988) que de muro a techo son las que se determinan en la Figura 14.

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones propuestas por autores anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Cuarcita Armoricana, Cuarcita Botella, Cuarcita del Criadero y Cuarcitas de Doradillo) como depósitos de nivel alto (HST) (*highstand systems tract*), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo "destructivo", con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies *hummocky* (HCS), GABALDÓN (1990 a y b), de grano medio y grueso, a veces amalgamadas (Capas Pochico, Alternancias del Caño, Bancos Mixtos y Alternancias Malva), como depósitos de *shelf margin systems tract* (SST).

Algunas de estas SD finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el HST de dichas secuencias. Son el caso de la "Caliza de Urbana" y la del Devónico inferior (no representada en esta Hoja).

En general, las facies pelíticas y heterolíticas con afinidad turbidítica, se consideran como cortejo de borde de plataforma (*shelf margin systems tract*) (SST) y *transgresive system tract* (TST), con sus ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiperciclo Postcámbrico, marcaría el paso a medios de plataforma siliciclástica correspondientes a un margen continental pasivo.

En este encuadre tectoestratigráfico se depositan las series aflorantes en esta Hoja durante el Ordovícico inferior y medio.

Durante este período se depositan las SD, I a V (Figura 14), todas ellas, salvo la SD I son de tipo 2 con mayor potencia comparativa de las facies de plataforma externa (SST) respecto a las facies de plataforma interna (TST y HST). Este hecho sistemático parece confirmar la idea expuesta por diversos autores, WALKER (1984), GABALDÓN (*op. cit.*), VAN WAGONER *et al.* (1987), de que el efecto fundamental de los huracanes y tormentas en las plataformas, es el de transportar sedimentos desde el *nearshore* al *offshore*, de tal forma que facies destructivas en plataforma interna equivalgan a constructivas en plataforma externa y talud.

Esta relación originada por la dinámica sedimentaria ligada a estos fenómenos meteorológicos, posiblemente podría justificar la formación de cuñas sedimentarias en la plataforma externa sin necesidad de invocar variaciones bruscas en el nivel relativo del mar que expongan a la acción erosiva sedimentos precedentes.

Hay que destacar que durante el Ordovícico medio (Arenig superior-Oretaniense: Capas Pochico y Pizarras del Río) se produce un episodio volcánico de composición básica.

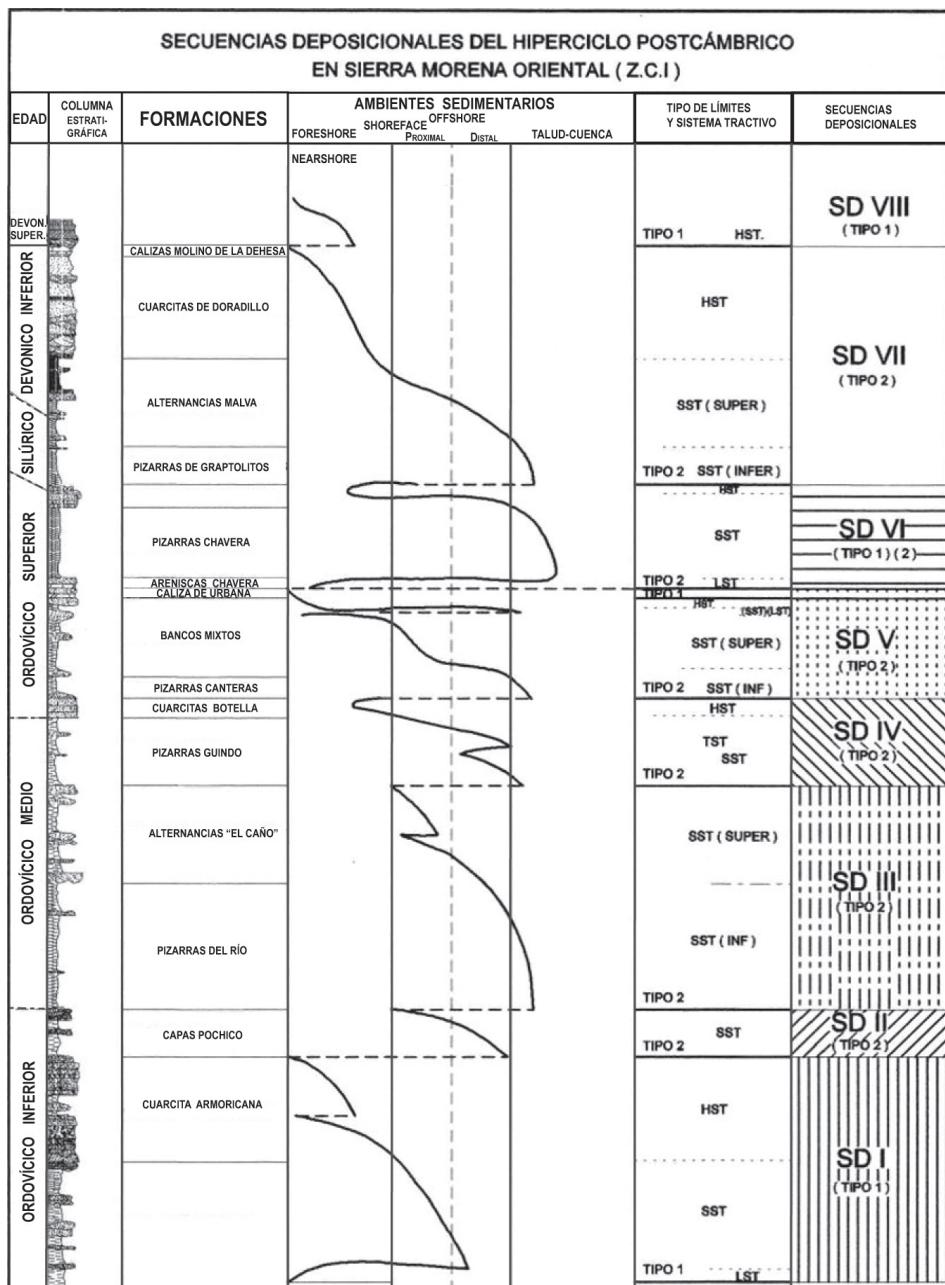


Fig. 14.– Tomada de MATAS et al. (2009b).

Estas condiciones fueron interrumpidas durante el Ordovícico terminal con un nuevo evento extensional, que afecta fundamentalmente a los sectores situados junto al autóctono de la ZCI, donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca, en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico.

El evento descrito, va acompañado en sectores vecinos a esta Hoja por vulcanismo, mayoritariamente básico, que se intercala en las facies de cuenca del Ordovícico superior y del Silúrico basal.

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Deposicionales VI y VII, que abarcan desde el Ordovícico superior (Hirnantense) hasta el Devónico inferior, constituyendo un megacírculo de facies grano y estratocreciente, en una situación “regresiva” y somerizante.

Esta somerización ha sido atribuida también a una bajada del nivel del mar debida a un episodio glacial (HAFENRICHTER, 1980, GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990 y otros).

Son muy escasos los registros sedimentarios datados con edades posteriores al Devónico inferior, como sucede en gran parte de la Zona Centroibérica sur-occidental. En la Hoja aledaña de Torre de Juan Abad (839) (MATAS *et al.*, 2009), se ha definido una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico inferior (Emsiense), se tienen los materiales silicicálicos y carbonatados del Devónico superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencal (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990), se interpreta que está causada por un episodio deformativo varisco previo al principal de la ZCI y coetáneo con el primer episodio de deformación de la ZOM.

Este hipercírculo postcámbrico se interpreta como una sedimentación continua en su margen continental pasivo, que se ve interrumpido por la Orogenia Varisca.

En sectores meridionales, situados al S de la zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide, muy próximos a este área y dentro de las Hojas nº 861 (Solana del Pino), 884 (La Carolina), 885 (Santisteban del Puerto) y 886 (Beas de Segura), en discordancia con distintas formaciones Devónicas, afloran potentes series heterolíticas de afinidad turbidítica (Facies Culm), con edad Carbonífero inferior.

El depósito de esta serie se produce en una plataforma profunda, en una cuenca con fuerte subsidencia y con gran cantidad de aportes.

La deformación varisca, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones son las ya descritas que se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico medio.

La primera fase (F_1), con plegamiento generalizado y esquistosidad, se produce por una compresión N-S y dio lugar a las principales estructuras cartográficas de la Hoja. Su edad se sitúa entre el Namuriense temprano (Serpukhoviense), edad más alta de los sedimentos de Culm a los que afecta en áreas vecinas, y la edad de la blastesis de las corneanas de la aureola de metamorfismo de contacto asociada al Plutón de Santa Elena, datado en 331 ± 34 Ma mediante Rb/Sr, por LARREA *et al.* (1999) y recientemente en 319 ± 5 Ma, Namuriense superior (Bashkiriense) mediante U/Pb por el Método de Kober, (Montero com. pers., en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), que es posterior a esta primera etapa. Esto indicaría que la deformación principal varisca

(F_1) en este sector de la ZCI se desarrolla posiblemente en el Namuriense inferior alto (Serpukhoviense superior-Bashkiriense basal).

Este primer episodio de deformación dio lugar a un engrosamiento cortical, al que le siguió, una vez dejó de actuar la compresión N-S a NE-SO, un episodio de extensión (F_2) con desarrollo de fracturas de despegue extensional perpendiculares a la cadena (extensión N-S), como la cercana de Puente Génave-Castelo de Vide, o la más lejana hacia el N de Toledo. A este episodio se le atribuyen alguna de las fracturas de dirección E-O a ENE-OSO de la Hoja. Durante esta etapa se produce la intrusión del citado stock granítico de Santa Elena (Bashkiriense medio) que es afectado por la zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, a su vez cortada al oeste por el Macizo de la Haba, datado recientemente en 314.2 ± 1.9 Ma por CARRACEDO *et al.* (2009) por lo que esta etapa se desarrollaría en el Namuriense superior alto (Bashkiriense medio-superior).

En las cercanías, hacia el S del área de la Hoja, durante el Westfaliense D-Pérmitico inferior (Moscoviense-Gzheliense) se produce una tectónica transtensiva dextra, de dirección ONO-ESE, con la que se relaciona la intrusión de la Unidad Granodiorítica del Batolito de Los Pedroches (LARREA *et al.*, 1996b, 1999b; CARRACEDO *et al.*, 1994, 1997; ARANGUREN *et al.*, 1997; MARTÍN PARRA *et al.*, 2000, 2015) datada en 307 Ma (límite Westfaliense-Estefaniense o Moscovíense-Kasimoviense) (CARRACEDO *et al.*, 2009) y el sistema de diques intermedios a básicos asociados, que evoluciona a una extensión NE-SO durante la cual intruye la Unidad Granítica del Batolito de Los Pedroches (MARTÍN PARRA *et al.*, 2000, 2015) datada en 304 Ma (Estefaniense B-C o límite Kasimoviense-Gzheliense) (CARRACEDO *et al.*, 2009), así como el sistema de diques de pórfidos graníticos asociado.

Entre el final de la etapa extensional relacionada con la Zona de Cizalla Extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (F_2) y el de esta de tectónica transtensional-extensional que da lugar al emplazamiento del Batolito de Los Pedroches, y relacionadas con ella, se producen cuencas en las que se depositan sedimentos conglomeráticos del Carbonífero superior (Westfaliense D-Estefaniense) como los de Mina Riquilla en la Hoja de Brazatortas (835) (RAMÍREZ *et al.*, 2016), Sinclinal de Almadén (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), o los cartografiados en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico inferior, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009). La cuenca de Puertollano de carácter lacustre con influencia fluvial y actividad volcánica sincrónica (WAGNER, 1983), contiene, sobre los conglomerados, areniscas y pizarras con capas de carbón y cineritas, y estaría también relacionada con este episodio.

Este episodio transtensional-extensional Westfaliense superior-Estefaniense, debe ser continuación de la extensional anteriormente citada y podría considerarse como parte de la Fase 2 de este sector de la ZCI, pudiendo afirmarse que estos depósitos son posteriores a las tres fases principales (dúctiles) de la Orogenia Varisca en el DCEG de la ZCI, al N de la Falla de Toledo, y en el extremo meridional de la ZCI (DOV) al S de Los Pedroches, y a la F_1 y F_2 del sector de la ZCI en que se sitúa esta Hoja.

El período de emplazamiento de granitos en la ZCI meridional coincide con el episodio de tectónica extensional-transtensional de la F_2 en sentido amplio.

La tercera etapa de deformación varisca en la Hoja está relacionada con la formación de cizallas frágiles transcurrentes NO-SE sinistras. A esta fase se puede atribuir el giro de las grandes es-

tructuras de F_1 (pliegues mayores) y F_2 (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y Battolito de Los Pedroches) desde ONO-ESE en su sector occidental a ENE-OSO en su extremo oriental. Responde a una compresión E-O, generando en regiones próximas, tanto al O como al E (Hoja de Aldeaquemada) figuras de interferencia de pliegues, llegando a dar domos con los pliegues de F_1 , plegando a la ZCPGCV y reactivando antiguos accidentes NO-SE como desgarres siniestros. Su edad no ha sido establecida por la falta de marcadores datados, si bien probablemente sea Estefaniense B o posterior.

El conjunto de fracturas conjugadas de dirección NNO-SSE dextras y NNE-SSO sinistras se desarrolla también posteriormente al Carbonífero superior, ya que afectan al conglomerado discordante de esta edad descrito en la Hoja de Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009), siendo probablemente el más tardío, ya que está representado en todo el Macizo Ibérico meridional.

Los materiales sedimentarios postvariscos más antiguos en la Hoja de estudio corresponden a la "raña" plio-cuaternaria, sin que se halle registro de depósitos mesozoicos o cenozoicos.

Al N de esta Hoja (fuera de la misma), está representado el volcanismo del Campo de Calatrava. Este se inicia a finales del Mioceno superior (8,6-6,4 Ma; ANCOCHEA, 1982; BONADONNA y VILLA, 1986) y comienza con la extrusión de leucititas olivínicas, a las que siguió tras un lapso de cerca de 1,7 Ma., una etapa de volcanismo basáltico alcalino que se prolonga hasta el Cuaternario inferior (4,7 a 0,7 Ma; ANCOCHEA, 1982; GALLARDO MILLÁN *et al.*, 2002). La emisión de los materiales volcánicos estuvo controlada por un accidente distensivo de dirección NO-SE a favor del cual ascendieron los magmas.

Este accidente se generó como una zona de extensión/transtensión local en el antepaís del orógeno bético. VEGAS y RINCÓN (1996) lo suponen formado por efecto de un abombamiento cortical de la Meseta Meridional como consecuencia del emplazamiento final de las unidades alóctonas de la Cordillera Bética sobre el Valle del Guadalquivir. Recientemente, GRANJA BRUÑA *et al.* (2015) proponen la combinación de dos factores para explicar este vulcanismo:

- Plegamiento de la litosfera Ibérica y levantamiento asociado del basamento varisco debido a la transmisión hacia el NO de esfuerzos compresivos en la placa superior de la subducción/collisión del margen suribérico.
- Existencia de una banda de cizalla de desgarre dextro, varisca, de dirección NO-SE que debilitó la corteza y favoreció el ascenso de los materiales.

Con relación a la Cuenca del Guadalquivir (al sur de la Hoja), se ha interpretado (SANZ DE GALDEANO y VERA, 1992) que se comenzó a formar como una cuenca de antepaís durante el Mioceno medio (Serravaliense), aunque es a partir del Tortoniano cuando se individualiza como área subsidente en un régimen transcurrente caracterizado por una compresión N-S a NNO-SSE. Ese régimen transcurrente evolucionó a partir del Plioceno inferior a un régimen de extensión radial. En el borde norte de la Cuenca del Guadalquivir, esta extensión se manifiesta fundamentalmente por movimientos directos de fallas NE-SO donde, frecuentemente, el bloque hundido se sitúa al E (p.e. Falla del Moro en la depresión de Bailén, MARÍN SEÑÁN, 1988). Como consecuencia, la zona de Sierra Morena quedó elevada con respecto a la depresión, desarrollándose a partir de ese momento una plataforma de piedemonte, generándose los depósitos

de rañas cartografiados tanto al sur como al norte de la Hoja. También durante esa época se acentúa también la generación de las morfologías en resalte de los niveles cuarcíticos más resistentes, proceso que continúa hasta la actualidad.

Con posterioridad se producen reajustes parciales en la topografía del área, que provocan el depósito de los niveles de glacis reconocidos en la zona, y a partir de los cuales, el proceso morfogenético dominante es el encajamiento de la red fluvial de forma discontinua. Es la incisión lineal de los cursos fluviales, junto con la movilización en ladera, los procesos que contribuyen a la creación del paisaje actualmente observable.

La evolución cuaternaria, por lo tanto, compleja, se continúa en la incisión y vaciado erosivo como principales pautas morfogenéticas, lo que ha favorecido la ampliación del valle principal del Guadalquivir por medio de capturas de pequeñas cuencas en Sierra Morena.

El desplazamiento de las sucesivas terrazas escalonadas del río Guadalquivir se efectúa hacia el NO, llegándose a contar hasta 17 niveles. A su vez, todo el conjunto se encaja hacia el sur, como consecuencia del paulatino descenso del nivel del mar, tal vez acompañado por un hundimiento en el centro de la cuenca.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA

9.1. RECURSOS MINERALES

9.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

La Hoja de Santa Elena se sitúa en el sector septentrional del denominado distrito La Carolina-Linares, de gran tradición minera. En la propia Hoja se localizan un número importante de indicios, algunos de los cuales fueron de gran importancia económica en el pasado. En la actualidad, sin embargo, todas las minas localizadas en la Hoja (Tabla 5), se encuentran inactivas (la extracción en El Centenillo se paralizó en 1963, y en Los Guindos en 1982).

La actividad minera en la Hoja ha estado centrada, fundamentalmente, en los filones mineralizados en plomo y bario, y en menor medida en zinc, cobre y plata. Las labores más importantes se sitúan en las cercanías de El Centenillo (pozos Mirador, Santo Tomás, Águila, Nuevo), donde se han explotado algunos de los filones más ricos del distrito (filón Mirador, Pelaguindas). Otro grupo numeroso de labores, aunque de menor importancia económica, se halla en el entorno de 2 km al sur y suroeste de San Lorenzo de Calatrava. Un tercer grupo aparece en las proximidades de Santa Elena, sobre todo, al sur y sureste de esta población. Algunas labores, poco importantes desde el punto de vista económico, aparecen de forma aislada en El Peralejo, Venta Robledo y Cerro del Buey.

Otra de las sustancias metálicas que ha sido explotada en el área es el antimonio. Los indicios de este metal se localizan al sur de la localidad de El Viso del Marques, próximos al borde nororiental de la Hoja, de ellos el más importante es la mina de Santo Cristo.

Desde el punto de vista metalogenético, al menos las mineralizaciones Ba-(Pb-Zn-Cu-[Ag]) que aparecen en la mitad meridional de la Hoja, son filones hidrotermales que rellenan fracturas

Coordenadas U.T.M.	X	Y	Sustancias	Morfología	Dirección	Nombre	Labor
450,10	4259,95	Sb	Filoniana	N30, N110	N120	Sto. Cristo	Subterránea
431,65	4248,75	Pb,Zn	Filoniana	N90 (Pelaguitas), N180	N120	Peralijo	Subterránea
434,90	4244,85	Pb,Zn	Filoniana	N110 (Perdiz), N60 (Mirador)	N120	Sta. Barbeta	Subterránea
435,90	4244,00	Pb,Zn	Filoniana	N60 (Mirador)	N120	Mirador	Subterránea
436,20	4244,10	Pb,Zn	Filoniana	N60 (Mirador)	N120	Sto. Tomás	Subterránea
436,60	4244,35	Pb,Zn	Filoniana	N60 (Mirador)	N120	Aguila	Subterránea
436,95	4244,75	Pb,Zn	Filoniana	N90 (Pelaguitas)	N120	Nuevo	Subterránea
437,85	4243,25	Pb,Zn	Filoniana	N60	N120		Subterránea
441,25	4243,85	Pb,Zn	Filoniana	N60	N120		Subterránea
441,05	4244,80	Pb,Zn	Filoniana	N45	N120	Cantosa	Subterránea
452,65	4243,65	Pb,Zn	Filoniana	N110	N120	Quijones	Subterránea
452,70	4243,35	Pb,Zn	Filoniana	N95	N120		Subterránea
453,65	4244,70	Pb,Zn	Filoniana	N110?	N120		Subterránea
453,75	4243,65	Pb,Zn	Filoniana	N110 (Soledad)	N120		Subterránea
453,95	4243,75	Pb,Zn	Filoniana	N40	N120		Subterránea
454,15	4243,50	Pb,Zn	Filoniana	N110 (Soledad)	N120		Subterránea
454,35	4243,40	Pb,Zn	Filoniana	N110 (Soledad)	N120		Subterránea
428,59	4285,92	Pb,Zn	Filoniana	N145	N120	Mina Rica Nueva	Subterránea
427,23	4259,11	Ba Pb	Filoniana	N110	N120	Arroyo del Matadero	Subterránea
428,04	4258,39	Pb,Zn	Filoniana	N110	N120		Subterránea
426,96	4258,85	Pb,Zn	Filoniana	N40	N120	Arroyo del Matadero	Subterránea
427,79	4258,77	Ba Pb	Filoniana	N120	N120	Barranco Las Vegas	?
428,27	4258,23	Pb,Zn	Filoniana	N95	N120	Arroyo de Avenir	Subterránea
434,19	4245,88	Pb,Zn	Estratoide/Filon.	N45	N120	Avularda	Subterránea
434,15	4256,75	Pb,Zn	Filon.	N45?	N120		Subterránea
453,65	4254,25	Pb,Zn	Filoniana	N90?	N120		?

Tabla 5.- Situación y caracteres de los indicios mineros en la Hoja de Santa Elena.

tardivariscas abiertas en una etapa distensiva, pre-Ladiniense según LILLO (1992). Esta etapa ha sido posteriormente descrita como una segunda etapa de deformación en esta región, estando relacionada con el desarrollo de la Zona de Cizalla Extensional Puente Génave-Castelo de Vide, por MARTÍN PARRA *et al.* (2006, 2015). A muro de la misma se situarían estos filones como grietas tensionales de la dirección principal de extensión. La edad del sistema filoniano asociado, teniendo en cuenta su relación con el macizo de Santa Elena y la de la zona de cizalla con este y con el macizo de La Haba (ya relatada en esta memoria), sería más bien Bashkiriense.

Este autor interpreta que los fluidos hidrotermales evolucionaron desde soluciones acuosas cálidas (en torno a los 375-350° C) y moderadamente salinas, ligeramente carbónicas en algunas zonas, y con H₂S de origen magmático/metasedimentario como especie dominante de azufre, a soluciones acuosas de salinidad moderada a alta, de menor temperatura y con una relación SO₄²⁻/H₂S más alta como resultado de la mezcla de los fluidos iniciales con aguas más superficiales y frías, de origen meteórico. En el mismo estudio se indica que el enriquecimiento selectivo en plata no parece tener relación con la localización o tipología de los distintos depósitos, distribuyéndose de forma aleatoria.

Las mineralizaciones de antimonio, también en filones hidrotermales, presentan una paragénesis simple, constituida por estibina y piritita en ganga de cuarzo.

9.1.2. Rocas industriales y ornamentales

A diferencia de la minería de minerales metálicos, la cantería en la Hoja es prácticamente inexistente, limitándose a pequeñas labores artesanales de reducidas dimensiones sobre los niveles cuarcíticos y areniscosos (mampostería).

9.2. HIDROGEOLOGÍA

9.2.1. Climatología

La Hoja de Santa Elena se encuadrada en una zona con precipitaciones medias anuales comprendidas entre los 450 mm y 700 mm (Fig. 15).

El Instituto Nacional de Meteorología, dispone de una red de control regional relativamente amplia, que en esta Hoja está constituida por 6 estaciones (nº 5241, 5241E, 5246, 5283, 5286 y 5298I).

La temperatura media anual está comprendida entre los 14°C y 15°C, y los valores de evapotranspiración potencial, en media anual y para año medio son próximos a los 750 mm.

El área de estudio se encuentra dentro de un clima mediterráneo templado, y régimen de humedad mediterráneo seco.

9.2.2. Hidrología

La red de drenaje de la Hoja de Santa Elena pertenece prácticamente en su totalidad a la cuenca hidrográfica del Guadalquivir, limitando en el sector nororiental con la del Guadiana. Dicha red se destaca por un trazado muy complejo, casi laberíntico, con gran profusión de pequeños

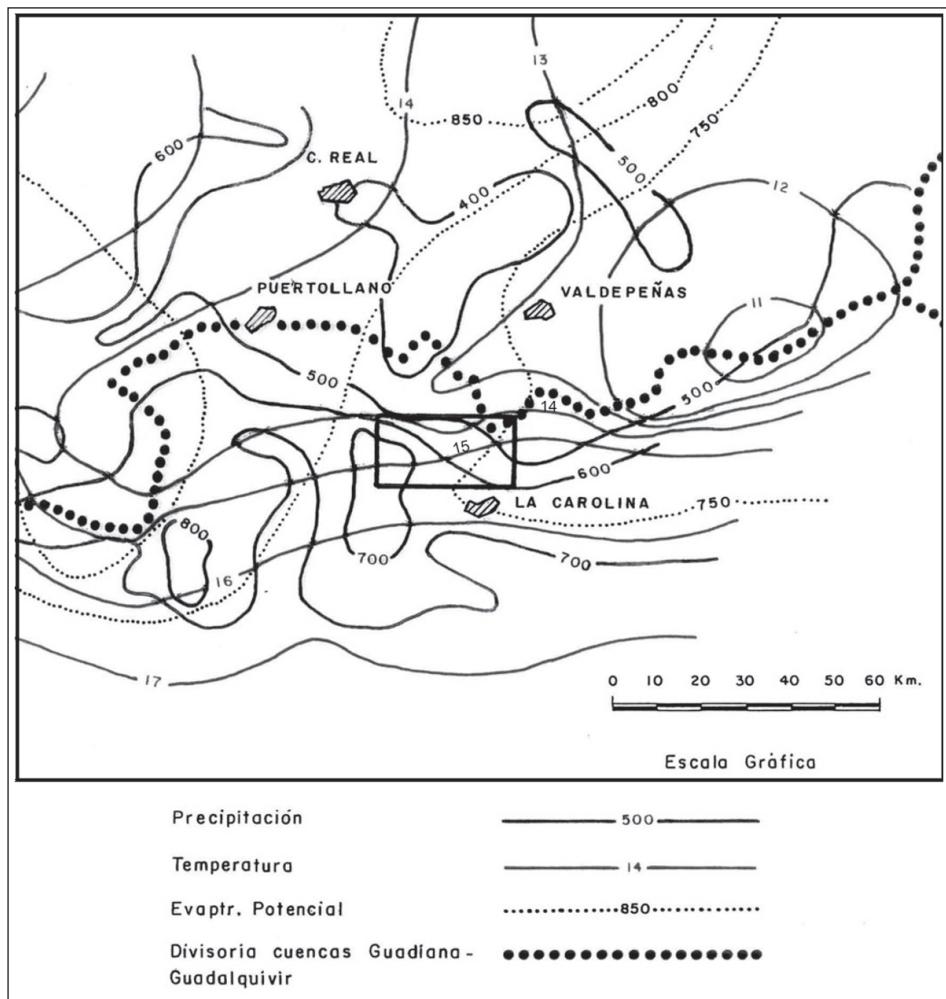


Fig. 15.— Mapa regional de isoyetas, isolines y E.T.P.

cauces. No se aprecia una jerarquización clara, pudiendo destacarse como cauces principales el río Guadalevín o Grande, los de Campano y Renagadero en la parte meridional, y el río Fresneda en la septentrional. En su mayoría pertenecen a la cuenca del río Rumblar regulados en el embalse próximo a Bailén.

No hay estaciones de aforo ni de control de calidad de aguas superficiales.

Tampoco se definen zonas clasificadas como húmedas, si bien se destaca como espacio natural el Desfiladero de Despeñaperros al este de la Hoja.

9.2.3. Hidrogeología

La Hoja de Santa Elena, no forma parte de ninguna Unidad Hidrogeológica de entidad, según puede observarse en la Fig. 16.

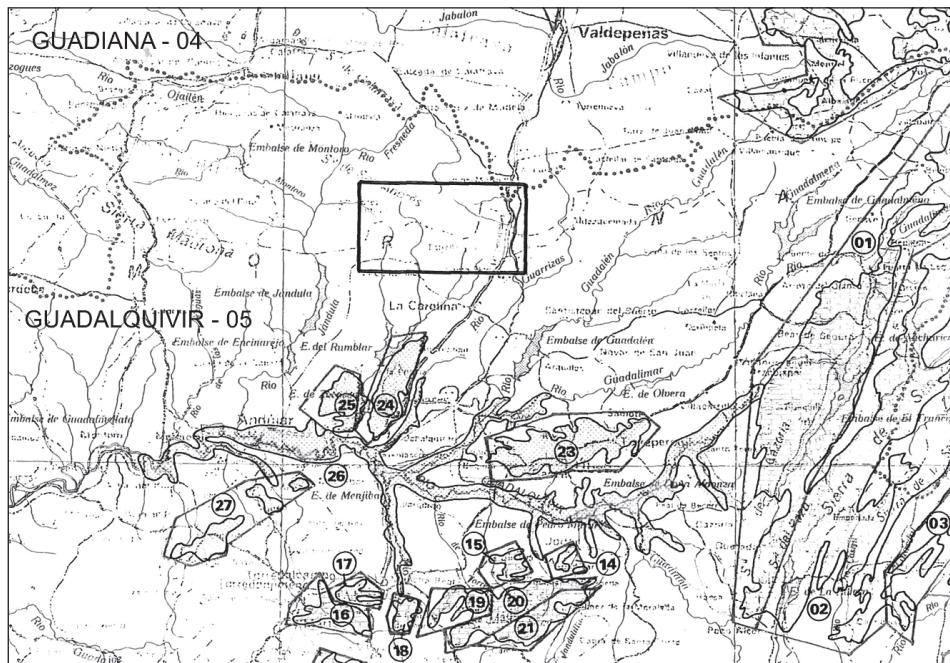


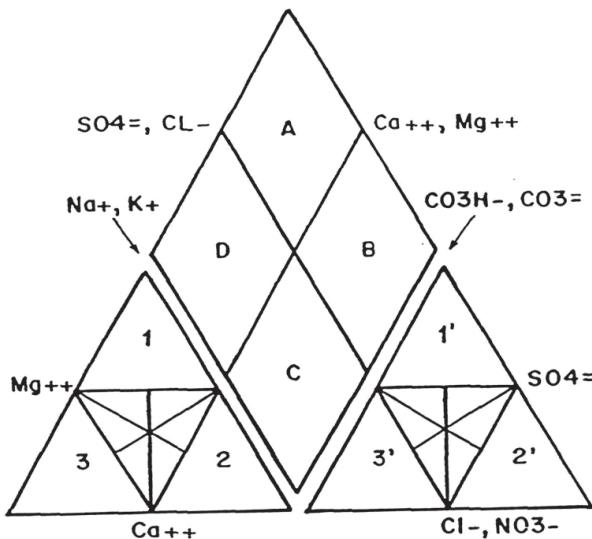
Fig. 16.— Situación de Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadiana y Guadalquivir.

Las más próximas son las de Úbeda (05.23), Bailén-Guarramán, (05.24), y Rumbler (05.25), dentro de la cuenca del Guadalquivir. Hidrogeológicamente la Hoja se caracteriza por una mayor presencia de materiales impermeables o de muy baja permeabilidad, pertenecientes al Paleozoico, con algún nivel susceptible de dar escaso rendimiento, bien sea en el *lehm* granítico, en las calizas y dolomías ordovícicas que afloran discontinuamente y con poco desarrollo, o en los sedimentos pliocuaternarios constituidos por gravas y cantes con abundante matriz arcilloso-arenosa.

Del reciente inventario efectuado, se han distinguido 5 sondeos, 1 pozo, y 7 manantiales, todos dentro del Paleozoico, a excepción de un manantial en coluviones con un caudal interesante, si bien la fecha de aforo y la bondad del año favorecen notablemente la óptima medición. Los caudales de extracción en sondeos, no sobrepasan los 2.5 l/sq.

Las aguas son de naturaleza bicarbonatada magnésicas y/o cárnicas, aptas para el consumo, aunque algunas tienen un cierto grado de salinización.

Sus características se destacan en la Fig. 17.



A = Sulfatadas y/o cloruradas cárnicas y/o magnésicas

B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas

C = Bicarbonatadas sódicas

D = Bicarbonatadas cárnicas y/o magnésicas

1 = Tipo magnésico

2 = Tipo sódico

3 = Tipo cárneo

1' = Tipo sulfatado

2' = Tipo clorurado

3' = Tipo bicarbonatado

- 19341003
- 19342002
- 19344001
- 19346001
- △ 19348001

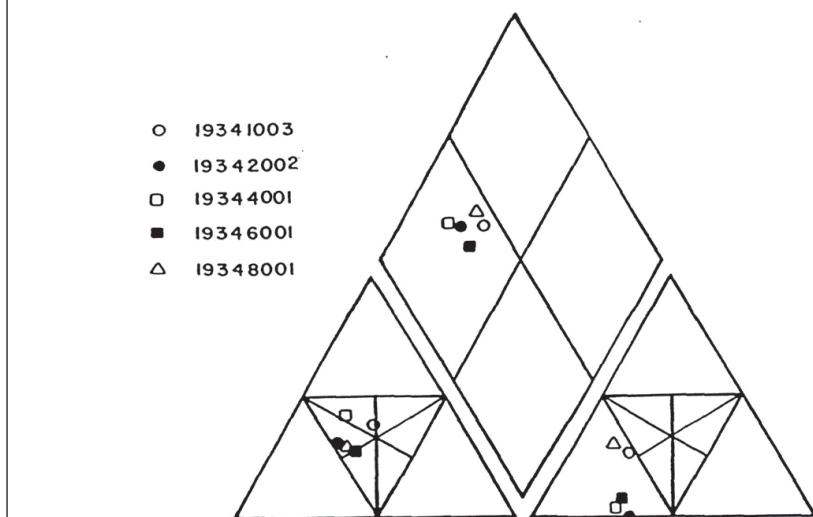


Fig. 17.- Diagrama de Piper.

10. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis doctoral, Univ. País Vasco: 1-430.
- AGUILAR TOMÁS, M.J.; BABIANO, F.; COULLAUT, J.L.; VILLOTA, J.; GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ RIUS, A. y Vergés, J. (1987): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 808 (Almadén). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.
- ALÍA, M.; CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971): "Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)". *I. Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*; I: 3-30.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.E.; FELGUEROZO, C. y QUINTERO, I. (1962): "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*; 73: 193-327.
- ÁLVAREZ-NAVA OÑATE, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO-ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V.; PICART BOIRA, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA CASANOVAS, J. y SOLÉ, F.J. (1988): "Unidades litotestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cárnicos en la mitad suroriental de la zona Centro-ibérica". *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 19-22.
- AMOR, J.M. y ORTEGA, E. (1987): *Memoria de la Hoja nº 809 (Tirteafuera). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.
- ANCOCHEA, E. (1979): "Polaridades magnéticas y edad de las rocas volcánicas del campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Publ. III Asamblea Nac. Geodesia y Geo.*; 1593-1604.
- (1982): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España central*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 675 pp.
- (1984): Magmas primarios y diferenciados en la Región Volcánica Central Española. *Rev. Mat. Proc. Geol.*; II: 115-133.
- ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE, J.L. (1981): Basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). *IUGS. Sub. Syst. Ign. Rocks. Circular 34, Contrib. nº 92*.
- APARICIO, A.; GARCÍA, R. y BRELL, J.M. (1997): "El metamorfismo de bajo y muy bajo grado de los materiales carboníferos del área hercínica de Sierra Morena". *Bol. Geol. Min.*, 108(2): 171-184.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. y TUBIA, J.M. (1997): "The Los Pedroches batholith (Southern Spain): poliphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites". In: Bouchez, J.L. et al. (eds.). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers: 215-229.

- ARBEY, F. y TAMAIN, G. (1971): "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Serv. D)*; 272: 1721-1723.
- (1973): "Les chevauchements intra-alcudiens de la Ribera de Río Frío, Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo del Tamujar, Cabezarrubias, dans le Sud de la Méséta Ibérique". *C.R. Acad. Sc. (Sér. D)*; 277: 1291-1294.
- ARRIBAS, A. (1962): "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Santa Elena (Jaén)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 60: 243-251.
- ARTHAUD, F. y MATTE Ph. (1975): "Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation". *Tectonophysics*; 25: 139-171.
- AZOR, A. (1994): *Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 295 pp.
- AZOR, A.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, F. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004): "La unidad Central o contacto entre las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 186-188.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PÉREZ ESTAÚN, A. (1992): "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo". En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.). *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura: 469-484.
- BABÍN, C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991): "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*; 34: 109-147.
- (1992): "Intérêt paléobiogeographique de la présence du genre *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Dobrotivá (Llandeilo) inférieur d'Espagne". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monaschette*, 1992: 519-541.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1970): "Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*, 241: 15.
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, P.; GARIEL, O. y BENNACEF, A. (1971): "Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara". 464 pp. *Science et Technique du Pétrole* 18, Paris.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V. y MURRAY, R.C. (1980): *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall New Jersey; pp. 782.
- BOCHMANN, H.G. (1956): Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der östliche Sierra de San Pedro (Spanien). Unveröff. Dies. Match. Naturviss. Fak. Univ. Münster.
- BONADONNA, F.P. y VILLA, J.M. (1986): "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". *Actas Castilla-La Mancha: espacio y Sociedad*; 3: 249-253.

- BONJOUR, J.J.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F. y CORNICHET, J. (1988): "U-Pb Zircon dating of the early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): A new constraint for the lower Paleozoic time-scale". *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*; 72: 329-336.
- BOUYX, E. (1962): "La edad de los esquistos de Alcudia". *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*; 66: 197-200.
- (1964): "Extensión de los terrenos anteordovícicos del Sur de Ciudad Real (España Meridional)". *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*; 76: 249-254.
 - (1965): "Les conglomérats interstratifiés dans la série anté-ordovicienne de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale)". *C.R. Acad. Sc.*; 260: 6148-6150.
 - (1970): "Contribution à l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*; 73: 263, IGME.
- 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". *Canad. Soc. Petrol. Geol.*; 11: 241-255.
- BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M.; YOUNG, T.P. y STORCH, P. (1991): "Hirnantian glaciomarine diamictites; evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas". En: *Advances in Ordovician geology* (C.R. Barnes y S.H. Williams, Eds.). Geological Survey of Canada: 325-336.
- 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.
- BUTENWEG, P. (1968): "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 6: 126 pp.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1969): "Estudio geológico de la región de Santa Cruz de Muela-Despeñaperros". *Informe J.E.N.*, inédito.
- (1971): "Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental)". *Est. Geol.*; 27: 171-175.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ-CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977): "The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif". *Est. Geol.*; 33: 343-355.
- CARLS, P. (1975): "The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fombuena and Luerma (Prov. Zaragoza, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 150 (2) p. 127-146. Stuttgart.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ARANGUREN, A.; CUEVAS, J. y TUBIA, J.M. (1994): "La falla de Conquistta: una zona de cizalla dúctil transtensiva asociada al emplazamiento del batolito de Los Pedroches". En: *XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do Noroeste Peninsular*. Laxe: 51-54.

- CARRACEDO, M.; PAQUETTE, J.L.; ALONSO OLAZÁBAL, A.; SANTOS ZALDUEGUI, J.F.; GARCÍA DE MARDINABEITIA, 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.
- CARRÉ, D., HENRY, J.L.; POUPE, G. y TAMAIN, G. (1970): "Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilién-Caradocien en Sierra Morena". *Bull. Soc. Geol. France* (7^a); 12: 774-785.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): "Noticia sobre uma carta geologica do Buçaco, de Nery Delgado". *Publ. Esp. Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 1-27.
- CASTELLÓ, R., y ORVIZ, F. (1976): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja n° 884 (La Carolina). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2^a serie (MAGNA)*. IGME.
- CEBRIÁ, J.M. (1992): *Geoquímica de las rocas basálticas y leucítitas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 315 pp.
- CEBRIÁ, J.M. y LÓPEZ-RUIZ (1995): "Alkali basalts and leucitites in a extensional intracontinental plate setting: the late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain)". *Lithos*; 35: 27-46.
- CHAMÓN, C.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; OLMO, P.; PARDO TIRAPU, G. y ALÍA, M. (1970): "Estudio geológico de la región de El Viso del Marqués-Moral de Calatrava (provincia de Ciudad Real)". Inédito *Dep. Geodinámica Interna. Univ. Compl. Madrid*.
- CHAPUT, J.L. (1971): "Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)". *Revue de Geogr. Phys et de Geol. Dynamique*; 18: 55-66.
- CHARPENTIER, J.L. (1976): *Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaen-Espagne)*. Thése 3^{er} cycle. Centre d'Orsay. L'Universite de Paris-Sud. 156 pp.
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J. y TAMAIN, G. (1969): "Precisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la 'Serie-type' du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7^a), 11, 613-626.
- CHAUVEL, J. y MELÉNDEZ, B. (1986): "Note complémentaire sur les Echinodermes ordoviciens de Sierra Morena". *Estudios Geológicos*, 42: 451-459.
- CRESPO LARA, V.; LÓPEZ VILCHEZ, L.; PAZ PÉREZ, C. y REY DE LA ROSA, J. (1971): "Contribución al estudio de los sedimentos del Valle de Alcudia (Ciudad Real)". *I Congr. Hisp-Luso-Amer. Geol. Econ.*; Sec 1: 139.
- CRESPO, V.; REY, J.; LÓPEZ VILCHEZ, L. y PAZ, C. (1971): "Memoria sobre la investigación minera estatal en la reserva del Valle del Alcudia". *Jornadas Minero-Metalúrgicas, Cartagena, Secc. III*, 131-152.

- CRESPO LARA, V. y TAMAIN, G. (1971): "Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena centrale (Espagne)". *C.R. Acad. Sc., (Ser.D)*; 272: 688-690.
- CRESPO LARA, V. y REY DE LA ROSA, J. (1971): "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geol. y Min.*; 82: 512-515.
- CRIMES, T.P. (1987): "Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata". *Geol. Mag.*; 124: 97-119.
- CRIMES, T.P. y ANDERSON, M.M. (1985): "Trace fossils from Late Precambrian - Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): Temporal and environmental implication". *J. Paleon.*; 59: 310-343.
- CRIMES, T.P.; LEGG, I.; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. (1977): "Late Pre-cambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain". *Trace fossils*; 2: 91-138, 10 fig., 8 lam. Seel House Press, Seel Street, Liverpool L1 4AY; Liverpool.
- CROOK, K.A.W. (1974): "Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes)". En: Dott, R.H. and Shaver, R.H. (eds.). *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Publ.*; 19, 304-310.
- CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; LASALA, M.J.; QUESADA, C. y REYES, J. (1991): *IV Congreso Geoquímico de España*; I: 359-360.
- DALLMEYER, R.D. y PIEREN PIDAL, A.P. (1987): "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW. Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectonothermal Evol. West African Orogens and Linkages*. (I.U.G.S. Project Nº 233): 73-76.
- DEBON, F. y LEFORT, P. (1983): "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DELGADO, J.C. (1987): *Caracteres litogegeoquímicos de los Estratos Pochico y su relación con la metalogenia del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real)*. Tesis de Licenciatura Univ. Salamanca, 147 pp.
- DELGADO, J.C.; MARTÍN-IZARD, A. y PALERO, F.J. (1988): "Litogegeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental". *Geociencias*, 3, 333-350.
- DÍAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, O. (1994): "Macizo Hespérico Meridional". *Geomorfología de España*. M. Gutiérrez Elorza (Ed.). Edit. Rueda, pp. 70-80.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986): "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Acta Salmanticensia*, 52: 1-162.

- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y AYARZA, P. (1995): "Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca detachment zone (Central Iberian Zone, Spain)". *Jour. Struct. Geol.*, 17: 163-182.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): "Structure, Autochthonous Sequences, Part IV Central-Iberian Zone". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (Ed.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New Yor, 172-188.
- DÍEZ BALDA, M.A. y VEGAS, R. (1992): "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica". *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 523-534.
- DÍEZ FERNÁNDEZ, R. y ARENAS, R. (2015): "The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia". *Tectonophysics*, 654: 96-100.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ-RUIZ, J.; HOYOS, M.; MARTÍN, C. y CEBRIÁ, J.M. (1991): "Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern Betic cordilleras and its consequences on the Iberian foreland". *Estud. Geol.*; 47: 193-205.
- 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. (1994a): "Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238: 95-116.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPEÑA, A.; LÓPEZ-RUIZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LUNAR, R. y SÁNCHEZ-MOYA, Y. (1994b): "Variscan-Late Variscan-Early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta*, 7: 1-14.
- EMIG, C.C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1997): "Signification des niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armorican (Ordovicien, Arénig, Sud-Ouest de l'Europe)". *Géobios*, 30 (4): 481-495.
- ESCUADER VIRUETE, J. (1998): "Relationships between structural units in the Tormes Gneiss Dome (NW Iberian Massif, Spain): geometry, structure and kinematics of contractional and extensional Variscan deformation". *Geol. Rundschau*, 87: 165-179.
- ESCUADER VIRUETE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994): "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238: 117-138.
- ESCUADER VIRUETE, J.; VILLAR, P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; MONTESERÍN, V. y SANTISTEBAN, J.I. (1995): "Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España)". *Bol. Geol. Min.*, 106(4): 303-315.
- 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 Ciências Universidade de Porto. Memorias*, 1: 141-431.

FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; CUETO, L.A. y QUESADA, C. (2013): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 859 (Pozoblanco)*. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME. Cartografía realizada en 1989. Memoria revisada para su edición en 2008.

FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933): Mapa geológico de España, escala 1:50.000; *Memoria explicativa de la Hoja nº 864 Montizón*. Primera Serie. IGME.

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 y Memoria de la Hoja nº 886 (Beas de Segura)*. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.

FONTBOTÉ, J.M. y VERA, J.A. (1983): "La Cordillera Bética". *Libro Jubilar J.Mª Ríos, Geología de España, IGME*. Tomo 2: 205-343.

FORTUIN, A.R. (1984): "Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Al barracín. Spain". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 48. 245-261.

FUGANTI, A. (1967): "Ricerche stratigrafiche petrografiche a structurales nella zona mineraria de Linares Spagne Meridionale". *Boll. Soc. Geol. Ital.*; 86: 703-713.

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, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*; 87: 511-521.

GABALDÓN, V. (1990 a): "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (plataformas dominadas por tormentas). Parte I: procesos sedimentarios y facies". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 701-760.

– (1990 b): "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 827-857.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985 a): "Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena. Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa Morena (GOM)". *V Reunión del GOM. Temas Geológico-mineros*; 7: 101-113.

– (1985 b): "El carbonífero inferior del Norte de la zona de Ossa-Morena (SO de España)". *Dixième Congrès Intern. de Strat. et Géol. du Carbonifère. Madrid, 1983*. C.R. vol. 3, 173-186.

GABALDÓN, V. y QUESADA, C. (1983): "Las facies del Carbonífero inferior de Ossa Morena. Su distribución y reconstrucción paleogeográfica". *X Congr. Nac. Sediment. Obrador, 1 (Ed). Menorca, España, Abst.*

- (1986): "Exemples de bassins houillers limniques du sud-ouest de la péninsule Ibérique: évolution sédimentaire et contrôle structural". *Mem. Soc. Géol. France, N.S.*; 149: 27-36.
- 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: 35-38.
- GALLARDO MILLÁN, J.L.; HIGUERAS, P. y MOLINA, J.M. (1994): "Análisis estratigráfico de la 'Cuarcita de Criadero' en el Sinclinal de Almadén". *Bol. Geol. Min.*, 105: 133-145.
- GARCÍA HIDALGO, J. F. (1994): "Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenójar (Zona Centroibérica). Edad de las series". *Geogaceta*; 14: 57-59.
- GARCÍA PALACIOS, A.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y HERRANZ ARAÚJO, 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)". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(1): 19-22.
- GARCÍA PALACIOS, A. y RÁBANO, I. (1996): "Hallazgo de trilobites en pizarras negras graptolíticas del Silúrico inferior (Telychiense, Llandovery) de la Zona Centroibérica (España)". *Geogaceta*, 20: 220-222.
- GARCÍA-RAMOS, J.C. y ROBARDET, M. (1992): "Hierros oolíticos ordovícicos de la Zona de Ossa Morena". *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3: 123-132.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO-ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987 a): *Memoria de la Hoja nº 808 (Almadén). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.
- (1987 b): *Memoria de la Hoja nº 781 (Siruela). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO-ÁLVAREZ, S.; VÁZQUEZ DE LA TORRE CASINELLO, J.; BARRANCO, E.; MARTÍNEZ RIUS, A.; SOLDEVILLA, J.; VERGES MASSIP, J. y VIDAL FUNEZ, A. (1987 b): *Mapa geológico de la Hoja nº 781 (Siruela). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980): *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca: 1-334.
- GRANJA BRUÑA, J.L.; VEGAS, R.; SENTRE DOMINGO, M.A.; MUÑOZ MARTÍN, A. y SAINZ-MAZA APARICIO, S. (2015): "Gravity modeling of the lithosphere in the Calatrava Volcanic Province (Spain): geodynamic implications". *Journal of Iberian Geology*, 41 (2): 233-252.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994): "Introducción a la Geomorfología Española". En: Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, *Geomorfología de España. Editorial Rueda*, pp. 1-24.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 701 pp.

- 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): 225-227.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y PINEDA, A. (1988): "Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)". *Comun. II Congr. Geol. España*; 1: 91-94.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; SARMIENTO, G.N. y RÁBANO, I. (2014): "Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoico inferior en la cuenca carbonífera del Guadalmellato (Córdoba). Parte II: Bioestratigrafía y afinidades paleogeográficas". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 27-46.
- 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): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geol. y Min.*; 98: 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)". *Cuad. Geol. Ibérica*; 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A. y PIEREN PIDAL, A.P. (1990): "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 160-171, 1 fig. Heidelberg.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y MELÉNDEZ, B. (1987): "Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoa) en los materiales ordovícicos de la Zona centroibérica". *Coloquios de Paleontología*, 41: 41-50.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; MELÉNDEZ, B.; PARSLEY, R.; PROKOP, R. y MAREK, L. (1992): "Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Asterozoa) de afinidades bohémicas en el Ordovícico de las zonas Centroibérica y Ossa Morena, España". *Publ. Museo Geol. Extremadura*; 1: 79-81.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; HERRANZ ARAÚJO, P. y SARMIENTO, G.N. (1995): "Oretanian and Dobrotivian stages vs. 'Llanvirn-Llandeilo' series in the Ordovician of the Iberian Peninsula". *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 55-59.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984a): "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RABANO, I. y ROBARDET, M. (1984b): "Estudio bioestratigráfico del Ordovícico en el sinclinal del Valle (provincia de Sevilla, SO. de España)". *Memórias e Notícias, Univ. Coimbra*, 97: 12-37.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; ROBARDET, M.; RÁBANO, I.; SARMIENTO, G.N.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; HERRANZ ARAUJO, P. y PIEREN PIDAL, A. (2002): "Ordovician". In: Gibbons, W. & Moreno, M.T. (eds.) *The Geology of Spain. Geological Society, London*: 31-49.

- HABERFELNER, E. (1931): "Eine revision der Graptolithen der sierra Morena (Spanien)". *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*; 43. 19-66.
- HAFENRICHTER, M. (1979): "Paläontologisch-ökologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". *Arb. Paläont. Inst Wuryzburg*; 3: 1-139.
- (1980): "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *M. Jb. Geol. Paläont. Abh.*; 160: 138-148.
- HAMMANN, W. (1983): "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre bioestratigraphie, ökologie und systematik". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.* 542, 1-177.
- HAMMANN, W. y HENRY, J.L. (1978): "Quelques espèces de Calymenella, Eohomalonotus et Kerfornella (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armorican et de la Péninsule Ibérique". *Senckenbergiana lethaea*; 59: 401-429.
- HAMMANN, W. y RÁBANO (1987): "Morphologie und Lebensweise der Gattung Selenopeltis (Hawle & Coorda, 1847) und ihre vorrkommenn im Ordovizium von Spanien". *Senckenbergiana lethaea*, 68 (1-4): 91-137.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982): "The Ordovician System in southwesrt Europe (France, Spain and Portugal)". *IUGS publications*, 11: 1-47.
- HENKE, W. (1926): "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.* 39, 205-213. (Traducido al español en *Publ. Extr. sobre Geol. de España*; 6: 27-39, 1953).
- HENKE, W., y HUNDT, R. (1926): "Beriche über einige Graptolithenfunde in der Sierra Morena". *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.* 39.
- HENRY, J.L. (1980): "Trilobites ordoviciens du Massif Armorican". *Mém. Soc. Géol. et Minér. de Bretagne*; 22: 1-250.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1991): "Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif". *Tectonophysics*, 191: 311-324.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. y PUIG DE LA BELLACASA, N. (1926): "Guide geologique de Despeñaperros (Sierra Morena)". *XIV Congr. Int. Geol.*; 20-21.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942): "El sistema Siluriano". *Mem. Inst. Geol. Min. España. Explicación del nuevo mapa geológico de España*; 2 (1): 1-592; (2): 593-848.
- (1960): "Graptolítidos españoles" (recopilados por R. Fernández Rubio). *Notas Com. Inst. Geol. Min. España*, 57: 3-78.
- HERRANZ ARAÚJO, P.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. y VILAS MINONDO, L. (1977): "Ensayo de Correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel". *Estud. Geol.*; 33: 327-342.

- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y NAVAIS CONDE, L.E. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1/1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España.
- KETTEL, D. (1968): "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzberich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont*; 8: 1-159.
- LARREA, F. (1998): *Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del Batolito de Los Pedroches*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco: 459 pp.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A. y MENÉNDEZ, M. (1999): "Granitoides postcilioionales emplazados en situaciones extensionales: el stock de Santa Elena (Zona Centro-ibérica, España)". *XV Reun. Geol. Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 147-157.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1993): "Caracterización cartográfica, petrológica y geoquímica del stock de Santa Elena (Jaén, España)". *Com. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular*, 1: 143-153.
- (1995): "El stock de Santa Elena (Jaén): una intrusión genéticamente independiente de la asociación mármatica del batolito de Los Pedroches". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*; 20: 151-166.
- LEYVA, F. (2000): Informes sedimentológicos de las Hojas nº 787 (Alhambra), 813 (Villanueva de los Infantes), 839 (Torre de Juan Abad), 840 (Bienservida) y 864 (Venta de los Santos) y del Paleozoico de las Hojas 865 (Siles) y 886 (Beas de Segura). Documentación complementaria. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y CABRA, P. (2009): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME.
- LEYVA, F.; MATAS, J.; JEREZ MIR, F. y CABRA GIL, P. (2009). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 840 (Bienservida)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME.
- LIKHANOV, I.I.; REVERDATTO, V.V.; SHEPLEV, V.S.; VERSCHININ, A.E. y KOZLOV, P.S. (2001): "Contact metamorphism of Fe-and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia, Russia". *Lithos*, 58: 55-80.
- LILLO, F.J. (1992): *Geology and Geochemistry of Linares-La Carolina Pb-ore field (Southeastern border of the Hesperian Massif)*. Ph. Thesis. University of Leeds, 377 pp.
- LÓPEZ-RUIZ, J.; CEBRIÁ, J.M.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; HOYOS, M. y MARTÍN, C. (1993): "The late Cenozoic alkaline volcanism of the Central Iberian Peninsula (calatrava Volcanic Province, Spain): Intra-plate volcanism related to extensional tectonics". *Jour. Geol. Soc. London*; 150: 915-922.
- LORENZO-ÁLVAREZ, S. y SOLÉ, J. (1988): "La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del precámbrico superior en el sector suroriental del anticlinal de Abenójar-Tirteafuera". *II Congr. Esp. Geol.*; 1: 115-118.

- LOTZE, F. (1945): "Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica". *Publ. Extr. Geol. España*, 6 (3-4): 149-166. Trad. J.M. Ríos.
- (1946, trad. 1970): "El Cámbrico en España". (Trad. de Joaquín Gómez de Llarena). en *Publ. Extr. Geol. Esp. Mem. Inst. Geol. Min. España*; 76: 1-245.
 - (1956): "Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung". *Geotektonische Simposium zu Ehren von H. Stille*: 128-139. Stuttgart.
- LEUTWEIN, J.; SAUPÉ, F.; SONET, J. y BOUYX, E. (1970): "Première mesure géochronologique en Sierra Morena: La granodiorite de Fontanosa (Ciudad Real, Espagne)". *Geol. en Mijnbouw Nederl.*; 49: 297-304.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991): "Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain". In: Pérez Estaún, A. y Coward, M.P. (Eds.). *Deformation and Plate Tectonics. Tectonophysics*, 191(3-4): 291-309.
- MALLADA, L. (1884): "Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén". *Bol. Com. Map. Geol. de España*; 11: 1-55.
- MARÍN SEÑÁN, J.M. (1988): "Sedimentación detrítica en el borde norte de la depresión del Guadalquivir (sector de Villanueva de la Reina, prov. de Jaén)". *II Congr. Geol. España*; 1:123-156.
- MARTÍN IZARD, A. (1986): "Caracteres tectónicos de los metasedimentos del oeste de la provincia de Salamanca". *Estud. Geol.*, 42(6): 415-432.
- MARTÍN PARRA, L.M. (2003): *Geometría y cinemática de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave entre El Centenillo y el Río Guarizas (Sierra Morena Oriental, Norte de la provincia de Jaén)*. Seminario de Investigación, Univ. de Granada, 59 p.
- 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. y DÍEZ MONTES, A. (2000): "Granitic facies and fracture events in the midwest area of Los Pedroches Batholith (Spain)". In: *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, Program and Abstracts: 258-260.
- 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.
- MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J.; ROLDÁN, F.J.; MARTÍN-SERRANNO, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2015): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 70 (Linares). Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (MAGE200)*. IGME.

- MARTÍN-SERRANO, A. (1991 a): "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 337-351.
- (1991 b): "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular", *Soc. Esp. Geomorf., Monografía* 6: 9-26. ITGE-SGE.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): "Lower Paleozoic extensional 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 CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y BEA, F. (Coords.) (2004): "Zona Centroibérica. Introducción". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 68-69.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997): *Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena*. Tesis Doctoral Univ. Granada: 222 pp. (publ. *Lab. Xeol. Laxe, Nova Terra*, 18, 2002).
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; DÍEZ BALDA, M.A.; MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN y VEGAS, R. (2004): "Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estructura. El acortamiento varisco inicial". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 84-87.
- 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. España*, 14: 147-160.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998): "Evolution of a Carboniferous piggy back basin in the southern Central Iberian Zone (Variscan Belt, SE Spain)". *Bull. Soc. Géol. France*, 169: 573-578.
- MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; MARTÍN HERRERO, D.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CONTRERAS, E.; GRACIA, F.J.; BARBERO, L.; VILLASECA, C.; ANDONAEGUI, P.; DABRIO, C. e IGLESIAS, A. (2009): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 658 (Mora). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME. 106 pp.
- MATAS, J.; LEYVA, F. y CABRA, P. (2009a): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.
- (2009b): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.
- MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M. y MARTÍNEZ POYATOS (2015): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 69 (Pozoblanco). Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (MAGE200)*. IGME.

MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M. y MONTES SANTIAGO, M.J. (2014): "Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoíco inferior en la cuenca carbonífera del Guadalmellato (Córdoba). Parte I: Estratigrafía y marco geodinámico varisco". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 11-26.

MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MONTESERÍN, V.; NAVARRO JULI, J.J.; LÓPEZ SOPEÑA, F.; LÓPEZ DÍAZ, F.; ORTEGA RUIZ, L.I.; NOZAL MARTÍN, F.; LILLO RAMOS, J. y CARRERAS SUAREZ, M. (2016): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 838 (Santa Cruz de Mudela). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.

MATAS, J.; MORENO, F.; LEYVA, F.; DÍEZ, A.; CARRASCO, A. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2005): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 755 (Navalvillar de Pela). Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000; 2ª Serie* (MAGNA). IGME.

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

McDOUGALL, N.; BRENCHLEY, P.J.; REBELO, J.A. y ROMANO, M. (1987): "Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia". *Geol. Mag.*, 124: 347-359.

MÉLOU, M. (1973): "Le genre *Aegiromena* (Brachiopode-Strophomenida) dans l'Ordovicien du Massif armoricain (France)". *Ann.Soc. Géol. du Nord*; 93: 253-264.

- (1975). "Le genre *Heterorthina* (Brachiopoda Orthida) dans la formation des Schistes de Postolonnec (Ordovicien). Finistère (France)". *Géobios*; 8: 191-208.
- (1976): "Orthida (Brachiopoda) de la Formation de Postolonnec (Ordovicien). Finistère (France)". *Géobios*; 9: 693-717.

MITCHUM, R.M., Jr., VAIL, P.R. y THOMPSON, S., III (1977): "Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". En: Payton, C.E. ed. *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration; American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26: 53-62.

MIRA, M.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S. y ORTEGA GIRONÉS, E. (1987): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 834 (San Benito). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.

MOLINA CÁMARA, J.M. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987): *Memoria de la Hoja nº 782 (Valdemanco del Esteras). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.

MONTESERÍN, V.; NAVARRO JULI, J.J.; PALERO, F. y PASCUAL MUÑOZ, H. (2016): *Mapa geológico y Memoria revisados de la Hoja nº 837 (Viso del Marqués). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.

MORENO, F. (1977 a): *Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.

- (1977 b): "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico". *Stud. Geol. Salmant.*; 12: 123-126.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976): "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia sárdica en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo occidentales)". *Breviora Geol. Asturica*, 20: 8-16.
- MUTTI, E. (1979): "Turbidites et cones sous-marins profonds". 3me Cycle Romand Sciences de la Terre. Fribourg, *Sedimentation detritique*: 355-419.
- MUTTI, E. y NORMARK, W.R. (1991): "An integrated approach to the study of turbidite systems". En: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York: 75-106.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J.L. y PICART BOIRA, J. (1988 a): "Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los montes de Toledo". *Bol. Geol. Min.*; 99: 473-489.
- NOZAL MARTÍN, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA CASANOVAS, J. (1988 b): "Estratigrafía de los materiales precámbricos en el sector central del Anticlinal de Ibor. Localización de la discordancia 'Intra-Alcudiense' (Zona Centro-Ibérica)". *II Congr. Geol. Esp.*; 1: 135-138.
- OEN ING SOEN (1970): "Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal". *Bol. Geol. Min.*, IGME, 81: 271-298.
- ORTEGA, E. (1986): "Geology and Metallogeny of the Almaden area, Centro-iberian zone, Spain". En: *2nd Remote Sensing in Mineral Exploration European Workshop (Bruxelles, 1986)*, Van Wambeke (Ed.), Report Eur: 11317: 147-173.
- ORTEGA GIRONÉS, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986): "La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Breviora Geol. Asturica*; 27: 27-32.
- ORTEGA GIRONÉS, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1987): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 783 (Abenójar). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2^a serie (MAGNA)*. IGME.
- ORTEGA GIRONÉS, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988): "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales Anteordovícicos en la parte suroriental del autónomo de la Zona Centroibérica". *Temas Geol. Min. Simposios*; 9: 85-89.
- ORVIZ CASTRO, F.; CASTELLÓ MONTORI, R. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1976): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2^a serie (MAGNA)*. IGME.
- OVTRACHT, A. y TAMAIN, G. (1970): "Tectonique en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. (Ser. D.)*; 270: 2634-2636.

- PALACIOS MEDRANO, T. (1989): "Microfósiles de Pared Orgánica del Proterozoico superior (Región Central de la Península Ibérica)". *Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza*; 3: 91 pp.
- PALACIOS MEDRANO, T. y VIDAL, G. (1992): "Lower Cambrian acritarchs from Northern Spain: The Pre-cambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications". *Geol. Mag.*; 129: 421-436.
- PALACIOS MEDRANO, T. y VIDAL, G. (1996): "Excursión B.1: El Neoproterozoico superior-Cámbrico inferior del centro de España". *XII Jornadas de Paleontología*. T. Palacios y R. Gozalo (eds.): 170-179.
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G. y MOCZYD'LOWSKA, M. (1996a): Palaeontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian in Iberia - biochronological and palaeobiogeographical implications. *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups*: 110-113.
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G.; MOCZYD'LOWSKA, M. y LIÑÁN, E. (1996b): El registro paleontológico del Neoproterozoico y Cámbrico inferior de Iberia y sus implicaciones biocronológicas y paleobiogeográficas. *XII Jornadas de Paleontología*. T. Palacios y R. Gozalo (eds.): 91-92. Badajoz.
- PALEROS, F.J. (1991): *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca: 827 p.
- (1992): "La sucesión paleozoica y estructura del Sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real)". *Est. Geol.* 48, 341-352.
 - (1993): "Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Bol. Geol. Min.*; 104: 227-242.
- PALEROS FERNÁNDEZ, F. 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)". *Boletín de la Sociedad Esp. Mineralogía*, 11-1, 179-189.
- PARDO, M.V. (1983): *Bioestratigrafía del Devónico de Almadén*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo.
- PARDO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984): "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. de Geol.*; 14: 79-120.
- (1996): "El Devónico de la Zona Centroibérica". *Rev. Esp. Paleo.*; N° Extraordinario: 72-81.
- PARDO, M.V. y ROBLES, R. (1988). "La discordancia basal del grupo Valdelacasa en el anticlinal de Valdelacasa (Sector central de los Montes de Toledo)". *II Congr. Geol. España*; 2: 165-168.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1971): "Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)". *Geol. Rundschau.*; 61: 44-69.

- (1975): "El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*; 1 cent.: 329-345.
- PARÍS, F. (1990): "The Ordovician chitinozoan of the Northern Gondwana Domain". *Rev. of Palaeon. and Palyn.*; 66: 181-209.
- PARÍS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J.C.; MASSA, D. y OULEBSIR, L. (1995): "Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana". En: *Ordovician Odyssey*. Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.). *Pacific Sect. Soc. Sed. Geol.*; 77: 171-176.
- PARÍS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982): "The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe". *Palaeon. Contrib. Univ. Oslo*; 280: 41.
- PASCUAL, E. (1984): "El batolito de Los Pedroches en el sector de Hinojosa del Duque-Santa Eufemia. Caracteres petrográficos y relaciones con las deformaciones hercínicas". *Memorias e Noticias, Univ. Coimbra*, 97: 39-50.
- PELÁEZ-PRUNEDA-PRUNEDA, J.R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PEREJÓN, A. y GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1986): "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, Espagne)". *Réun. Sci. Terre. Clermont-Ferrand*; 11: 145.
- PELÁEZ-PRUNEDA-PRUNEDA, J.R.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A.P.; VILAS MINONDO, L. y SAN JOSÉ LANCHA, M.A. (1989): "Upper Proterozoic in Central Spain". *28 Intern. Geol. Congr.*; 2: 590-591.
- PEMBERTON, S.G.; FREY, R.W. y BROMLEY, R.G. (1988): "The ichnotaxonomy of Conostichnus and other plug-shaped ichnofossils". *Can. Jour. Earth Sci.*; 25: 866-892.
- PERAN, M. (1971): *Contribution à l'étude de la géologie de la région de Venta de los Santos (Jaén). Espagne*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay): 73 pp.
- PERAN, M. y TAMAIN, G. (1967): "La formation 'Campana' dans le Nord de la Province de Jaen (Espagne)". *C.R. Acad. Paris (Serie A)*; 265: 844-847.
- PÉREZ ESTAÚN, A.; BEA, F.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ARENAS, R.; DÍEZ GARCÍA, F.; AZOR, A.; SIMANCAS, F. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004): "La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979): *Geología de la zona de Ossa-Morena, al Norte de Córdoba (Pozo blanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- PÉREZ REGODÓN, J. (1966): "Nota sobre yacimientos fósiles encontrados en Sierra Morena". *Notas y Com. Inst. Geol. min. España*; 91: 7-12.
- PIEREN PIDAL, A.P. (1985): *Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Agudo-Valdemanco y de los Materiales Paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid: 221 p.

- (1986): "Mobilité du bassin sédimentaire au Silurien inférieur dans le synclinal de Herrera del Duque. (Badajoz, España)". *Réun. Sci. Terre. Clermont-Ferrand*; 11 ème: 148.
- PIREN PIDAL, A.P. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1988): "Presencia y Caracterización del 'Alcudiense superior' (Vendiense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)". *Temas Geol. Min.*; 9: 91-100.
- PIREN PIDAL, A. P.; PINEDA, A. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1987): "Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz)". *Geogaceta*; 2: 26-29.
- PINEDA VELASCO, A. (1987): "La Caliza Urbana (Ordovícico superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*; 98: 780-793.
- POBLET, J. (1993): *Estructura hercíniana i alpina de la vessant sud de la Zona Axial del Pirineu Central*. Tesis Univ. Barcelona. 1991.
- POUPON, G. (1971): *Contribution a l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)*. Tesis Univ. Paris-Sud (Orsay). 60 pp.
- PORTERO GARCÍA, J.M. y DABRIO GONZÁLEZ, C.J. (1988): "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". *II Congr. Geol. España*; 1: 161-164.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; RAMÍREZ, J.I. y ANCOCHEA, E. (1985): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 784 (Ciudad Real)*. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- PUSCHMANN, H. (1967): "Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geol. Rundschau*; 56: 528-542.
- POSAMENTIER, H.W. y VAIL, P.R. (1988): "Eustatic controls on clastic deposition II-Sequence and systems tract models". En Wilgus, C.K., et al., eds., *Sea-level changes: An integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 42: 47-69.
- QUESADA, C. (1991): "Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif". *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- RÁBANO, I. (1980): *Trilobites del Ordovícico medio de Horcajo de los Montes (Ciudad Real)*. Tesis de licenciatura Universidad Autónoma de Madrid. 163 pp.
- (1988): *Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española*. Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid, 3 vols., 621 pp. (inédita).
 - (1989): "Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". *Bol. Geol. y Min.* vol. 100-3, pp. 307-338.

- (1990): "Trilobites del Ordovícico medio de sector meridional de la Zona centroibérica es-pañola". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*, 1-223 (recopilacion de 4 artículos aparecidos en 1989).

RAMÍREZ, J.I.; PALERO, F. y PIEREN PIDAL, A. (2016 b): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 836 (Mestanza). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.

RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co., New York, 568 pp.
Traducida al Castellano como: *Plegamiento y fracturación de rocas*, por Bastida, F. y Gil Ibarguchi, I. (1977). H. Blume Ed., 590 pp.

REDLIN, K. (1955): "Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". Inédito. *Diss. math. naturwiss. Fak. Uni. Münster*: 192 pp.

REY, J. e HIDALGO, M.C. (2004): "Siliciclastic sedimentation and sequence stratigraphic evolution on a storm-dominated shelf: the Lower Ordovician of the Central Iberian zone (NE Jaén, Spain)". *Sedimentary Geology*, 164: 89-104.

REY, J.; HIDALGO, M.C. y MARTÍNEZ LÓPEZ, J. (2005): "Upper-Ordovician-Lower Silurian transgressive-regressive cycles of the Central Iberian Zone (NE Jaén, Spain)". *Geol. J.*, 40: 477-495.

RIBEIRO, A. (1974): "Contribution à l'étude tectonique de Tras-Os-Montes oriental". *Serv. Geol. de Portugal*; mem. 24: 1-168.

RICHTER, P. (1967): "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 3: 1-144.

RINCÓN, P.J. y VEGAS, R. (1996): "Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(4): 929-931.

RINCÓN, P.J.; GINER, J.; VEGAS, R. y DE VICENTE, G. (1996): "Sismicidad en el antepaís de las cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(4): 932-935.

Ríos, L. y Ríos, S. (1974): "Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al sur de Despeña-perros, provincia de Jaén". *Bol. Geol. Min.*; 85: 525-527.

Ríos, S. (1977 a): "Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 88: 99-108.

Ríos, S. (1977 b): *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral ETS Ingenieros de Minas Madrid, 271 pp.

- (1978): "Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Sierra Morena oriental, Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 89: 550-561.

- Ríos, S. y CLAVERÍAS, P. (1979). "Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el Ordovíciese superior del extremo SE de la Meseta Hercínica Española". *Bol. Geol. Min.*; 90: 1-5.
- ROBARDET, M. (1976): "L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Séville (Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283: 999-1002.
- (1981): "Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula". In: Hamberg M.J. D. & Harland Wb. (Eds). *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press. 585-589.
- ROBARDET, M. y DORE, F. (1988): "The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2004): "The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain)". *Journal of Iberian Geology*, 30: 73-92.
- RODA, J. (1986): "Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica. Geometría de los pliegues prehercinos del río Salor (Cáceres)". *Geogaceta*, 1: 13-15.
- RODRÍGUEZ, L. y CUEVAS, J. (2009): "Presencia de cloritoide en la aureola térmica de los plutones de Cauterets occidental-Panticosa (Zona Axial del Pirineo, Huesca)". *Geogaceta*, 47: 133-136.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M.D.; PEINADO, M.; LÓPEZ PLAZA, M.; FRANCO, P.; CARNICERO, A. y GONZALO, J.C. (2004): "Neoproterozoic-Cambrian synsedimentary magmatism in the Central Iberian Zone (Spain): geology, petrology and geodynamic significance". *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 93: 897-920.
- RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V.M.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y SARMIENTO, G. (1989): "Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Sinclinal de Guadarranque (Provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real)". *Coloquios de Paleontología*, 42: 82-105.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J., y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994): "Macizo Hespérico Meridional". En: *Geomorfología de España*. Gutiérrez Elorza (Ed.). Editorial Rueda. Madrid. 101-122.
- ROIZ, J.M. (1979): *La estructura y la sedimentación hercíniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 256 pp.
- ROIZ, J.M. y VEGAS, R. (1980): "Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal de Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real)". *Studia. Geol. Salmant.*; 15: 27-36.
- ROMÃO, J.M.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; OLIVEIRA, J.T. y MARQUES GUEDES, A. (1995): "A Formação do Cabeço do Peão (Ordovícico superior) no sinforma Amêndoa-Carvoeiro (SW

- da ZCI) e a sua correlação estratigráfica na província mediterrânea". *Mem. do Museu e Lab. Min. e Geol. da Univer. do Porto*; 4: 121-126.
- ROSER, B.P. y KORSH, R.J. (1986): "Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio". *Jour. of Geol.*; 94: 635-650.
- RUBIO ORDÓÑEZ, A.; VALVERDE VAQUERO, P.; CORRETGE, L.G.; CUESTA FERNÁNDEZ, A.; GALLASTEGUI, G.; FERNÁNDEZ GONZÁLEZ, M. y GERDES, A. (2012): "An Early Ordovician tonalitic-granodioritic belt along the Schistose-Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt)". *Geol. Mag.*: 13 pp. doi:10.1017/S0016756811001129.
- RUBIO PASCUAL, F.J. (2013): *Evolución Tectonothermal Varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia*. Tesis Doctoral Univ., Complutense Madrid (2012). Serie Nova Terra, 44: 364 pp.
- RUBIO PASCUAL, F.J.; ARENAS, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y WIJBRANS, J.R., (2013): "Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and 40Ar/39Ar ages". *Tectonophysics* 587, 207-221.
- SÁNCHEZ CELA, V. y APARICIO YAGÜE, A. (1969): "Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*; 80: 344-351.
- SAN JOSÉ LANCHA, M.A. (1983): "El complejo sedimentario pelítico-grauváquico". *Libro Jubilar J. M^a Ríos, Geología de España. IGME*. Tomo I: 91-100.
- (1984): "Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino". *Cuad. Geol. Ibér.*; 9: 81-117.
- SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PELÁEZ-PRUNEDA, J.R. y PEREJÓN, A. (1990): "Ante-Ordovician Stratigraphy". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 147-159.
- SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; RÁBANO, I.; HERRANZ ARAÚJO, P. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992): "El Paleozoico inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional)". *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 505-521.
- SANTAMARÍA, J. (1995): *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite de Precámbrico-Cámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Zona Centro-Ibérica)*. Tesis Doctoral Univ. Autónoma de Barcelona.
- SANZ DE GALDEANO, C. y VERA J.A. (1992): "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Res.*; 4: 21-36.
- SARMIENTO, G. (1993): *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)*. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid, 599 pp.
- SARMIENTO, G.N.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y RÁBANO, I. (1995): "A biostratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain". In: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E.

(Eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 61-64.

SARMIENTO, G.N.; LEYVA F.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y MORAL, B. (2000): Conodontos de la Caliza de Urbana (Asghill) de Sierra Morena Oriental (Zona Centroibérica). *I Congreso Ibérico de Paleontología y VIII Reunión Internacional del P.I.C.G.* 421, Evora (Portugal).

SARMIENTO G. y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V.M. (1991): "Conodontos telychienses (Silúrico inferior) del Sinclinal de Guadarranque (Zona Centroibérica, Macizo Hespérico)". *Rev. Española de Paleontología*, nº extraord.: 151-156.

SAUPÉ, F. (1971): "La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Prov. de Ciudad Real, Espagne)". *Mem. Bur. Rech. Geol. Minières. Coll. Ordovicien et Silurien*; 73: 462. Paris.

– (1973): "La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Prov. Ciudad Real, Espagne)". *Sci. Terre*; 29: 342.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1975): "Tectonic framework of Late Precambrian supposed glacials". In: Wright, A.E., Moseley, F. (Eds.), *Ice Ages: Ancient and modern*. Geol. J. Spec. Publ., 241-274.

SOLÉ SABARÍS, L. (1983): "Morfología General de la Península Ibérica". *Libro Jubilar J.M.ª Ríos. Geología de España, IGME*. Tomo 2: 589-612.

TALAVERA, C.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2015): "SHRIMP U-Pb geochronological constraints on the timing of the intra-Alcudian (Cadomian) angular unconformity in the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Spain)". *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 104 (7) : 1739-1757.

TAMAIN, G. (1964). "Mise en évidence de mouvements taconiques dans le sud-est de la Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Sér. D)*; 258: 977-979.

– (1966): "Les écailles du Centenillo (Jaén, Espagne). Contribution a l'étude structurale du rebord méridional de la Meseta Ibérique". *Nota. C.R. Acad. Sc. Paris (Sér. D)*; 263: 1355-1357.

– (1967): "El Centenillo zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris, (Sér. D)*; 267-265, 389-392.

– (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse présentée à l'université de Paris-sud (Centre d'Orsay). *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli. 91-Orsay*; T: I, II: 648.

– (1972): "Annexe I: Corrélations et âge de l'Alcudien. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli. 91-Orsay*; A I: 35.

– (1972): "Annexe II: La classification des formations Est-Marianiques. Questions de Terminologie. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli. 91-Orsay*; A II: II1-II19.

- (1972): "Annexe III: La Glaciation Siluro-Ordovicienne en Europe. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; III: 0-44.
- (1972): "Annexe IV: Étude statistique de la fracturation radiale. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; IV: 1-18.
- (1975): "El Alcudiense y la Orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*. Primer Centenario de la R. Soc. Española Hist. Nat.: 437-464. Madrid.

TAMAIN, G. y OVRACHT, A. (1971). "Essai de corrélation entre la Meseta ibérique et le Massif Armorican au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur". *C.R. Acad. Sc. Paris*; 272: 2289-2292.

TAMAIN, G.; OVRACHT, A.; CARRED, D.; HELOIR, J.P.; PERA, M. y POUPOON, G. (1969): "L'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)". *94. Congr. Natu. Soc. Savantes*; 2: 275-292.

TAMAIN, G.; POUPOON, G.; BROUSSE, R. y OVRACHT, A. (1972): "Les niveaux volcaniques 'marqueurs' de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.* 77: 495-501.

TAYLOR, S.R. y MCLENNAN, S.M. (1985): *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford. 312 pp.

TEIXEIRA, C. (1955): "Notas sobre Geología de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano". *Empresa Literaria Fluminense*, Lisboa, 50 p.

TUREKIAN, K.K. y WEDEPOHL, K.H. (1961): "Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust". *Geol. Soc. America Bull.*; 72: 172-192.

VAIL, P.R. (1987): "Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I: Seismic stratigraphy interpretation procedure". En: *Atlas of Seismic stratigraphy*, ed., A.W. Bally, 1-10. Am. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol., 27 (1): 125 pp.

VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M., Jr. y THOMPSON, S., III (1977): "Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 4, Global cycles of relative changes of sea level". En: Payton, C.E. ed. *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration; American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26: 86-97.

VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; POSAMENTIER, H.W. y VAIL, P.R. (1987): "An overview on sequence stratigraphy and key definitions". En: A.W. Bally, Ed., En *Atlas of Seismic stratigraphy*, volume 1, Stud. in Geology, 27, Am. Assoc. Petrol. Geol (1987): 11-14.

VÁZQUEZ, M.; JIMÉNEZ MILLÁN, J.; NIETO, F.; VELILLA, N.; AZOR, A; MARTÍNEZ Poyatos, D.J. y MARTÍN PARRA, L.M. (2002): "Caolinita retrohidrotermal en la Zona de Cizalla de La Carolina (Sierra

- Morena Oriental, Zona Centroibérica, Macizo Ibérico meridional)”. *Bol. R. Soc. Esp. de Mineralogía*, 25: 101-102.
- VEGAS, R. y RINCÓN, P.J. (1996): “Campos de esfuerzo, deformación alpina y vulcanismo Neógeno-Cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)”. *Geogaceta*; 19: 31-34.
- VERNEUIL, E., DE y BARRANDE, J. (1856): “Description des fossiles trouvés dans les terrains Silurien et Dévonien d’Almaden, d’une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède”. *Bull. Soc. Geol. France*, (2º); 12: 964-1025.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A. y GRANTS, S.W.F. (1994 a). “Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia”. *Geol. Mag.*; 131: 729-765.
- VIDAL, G.; PALACIOS MEDRANO, T.; MOCZYDŁOWSKA, M. y LORENZO ÁLVAREZ, S. (1995): “A new find of ‘Tommotian’ small shelly fossils from southern Spain”. *Reunión de Geología del Oeste Peninsular*; XIII: 166-167.
- VIDAL, G.; SÖREN, J. y PALACIOS MEDRANO, T. (1994 b): “Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain”. *Geol. Mag.*; 131: 169-179.
- VILAS MINONDO, L.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; PELÁEZ-PRUNEDA-PRUNEDA, J.R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1986 a): “Stratigraphy and basin evolution in the Upper Precambrian-Lower Cambrian of the SW. Spanish Meseta”. *Int. Conf. Iberian Terranes & Regional Correl. Project* 233: 46.
- VILAS MINONDO, L.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; PELÁEZ-PRUNEDA, J.R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1987): “Episodios sedimentarios en el Alcudiente superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona centro meridional del Macizo Ibérico”. *Geogaceta*; 2: 43-45.
- VILAS MINONDO, L.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; PELÁEZ-PRUNEDA, J.R.; HERRANZ ARAÚJO, P. y PIEREN PIDAL, A.P. (1986 b): “Modèle évolutif du bassin Précambrien terminal-Cambrien Inférieur dans la région de Toledo-Ciudad Real-Extremadura (España)”. (Abstract). *Réun. Sci. Terre*; 11: 183.
- VILLAS, E. (1992): “New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance”. *Jour. Paleon.*; 66: 772-793.
- (1995): “Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)”. *Géobios*; 28: 49-84.
- VILLAS, E.; LORENZO, S. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1999): “First record of a Hirnantia Fauna from Spain, and its contribution to the Late Ordovician palaeogeography of northern Gondwana”. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89: 187-197.

- WAGNER, R.H. (1983): "The palaeogeographical and age relationships of the Portuguese Carboniferous floras with those of other parts of the Western Iberian Peninsula". In: Sousa M.H.L. and Oliveira J.T. (Eds.). *The Carboniferous of Portugal. Mem. Serviços Geol. Portugal*, 29: 153-177.
- WALKER, R.G. (1982): "Hummocky and swaley cross-stratification". XI. International Congress on Sedimentology. Hamilton. Ontario. Canada. *Guide Book Excursion 21 A*.
- (1984): "Shelf and shallows marine land. In Facies models". Walker, R.G. (Ed.). *Second edition. Geoscience Canada. Reprint Series 1*, 141-170.
- WALLIS, R.H. (1983): "A lacustrine/deltaic/fluvial/swamp succession from the Stephanian B of Puertollano, Spain". In: M.J. Lemos de Sousa & R.H. Wagner, Eds., *Papers on the Carboniferous of the Iberian peninsula (sedimentology, stratigraphy, paleontology, tectonics and geochemistry)*. - *Ann. Fac. de Ciências, Univ. Porto*: 51-67.



MINISTERIO
DE CIENCIA, INNOVACIÓN
Y UNIVERSIDADES



ISBN: 978-84-9138-090-0



9 788491 380900