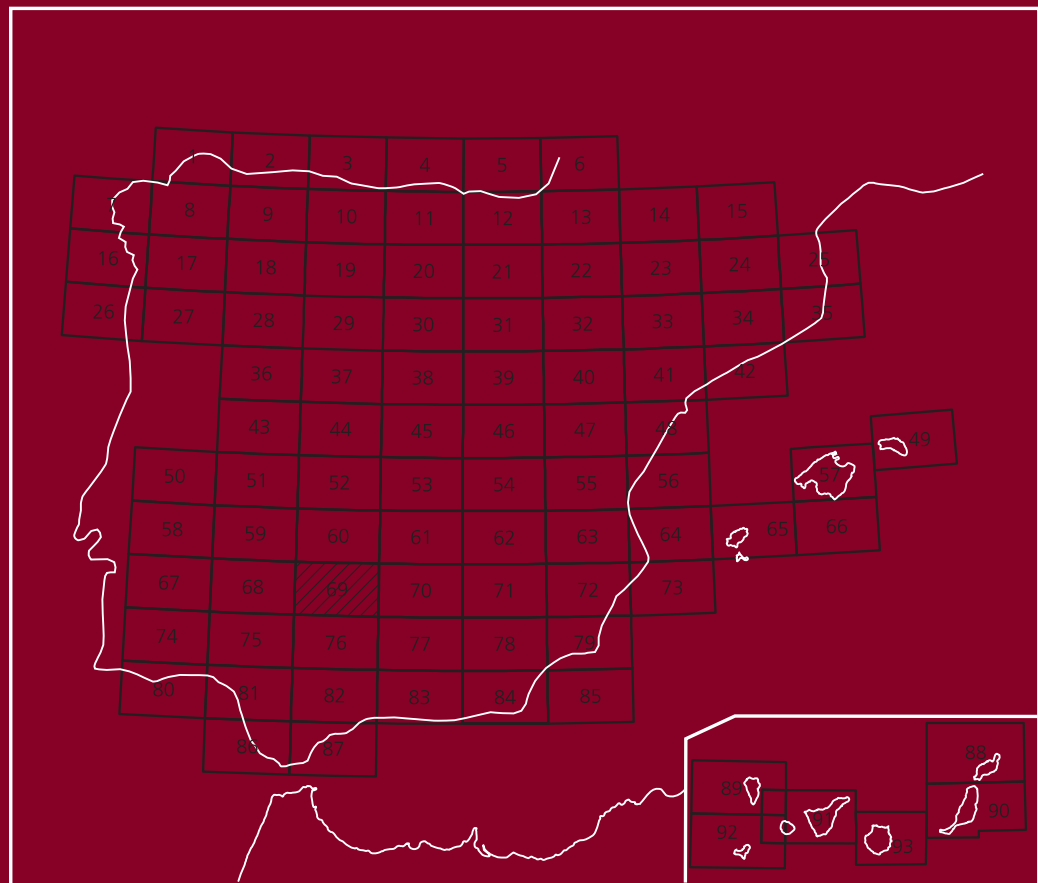




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 200.000



Primera edición

POZOBLANCO



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Escala 1:200.000

POZOBLANCO-69

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas con Normas, Dirección y Supervisión del IGME, y cofinanciadas entre el **IGME** y la CEIC de la **Junta de Andalucía**.

Intervinieron en su realización los siguientes autores:

Cartografía:

Jerónimo Matas (IGME)

Luis Miguel Martín Parra (IGME)

Colaboradores:

David Martínez Poyatos (Universidad de Granada)

Memoria:

Jerónimo Matas (IGME)

Luis Miguel Martín Parra (IGME)

Digitalización y proceso informático:

Arturo Carvajal (SIMNA)

Carlos Velando (SIMNA)

Fernando Pérez Cerdán (IGME)

Dirección y Supervisión del IGME:

Luis Miguel Martín Parra (IGME)

Luis Roberto Rodríguez Fernández (IGME)

Dirección y supervisión de la Junta de Andalucía:

Jose Javier Almarza López .Consejería de Economía, Innovación, Ciencia y empleo (CEIC)

Otros colaboradores:

Geología Estructural y Regional Varisca: David Martínez Poyatos y Francisco González Lodeiro (Universidad de Granada), Luis Eguiluz (Univ. País Vasco)

Sedimentología del Paleozoico: Manuel Jesús Montes Santiago (IGME)

Petrología de Rocas Ígneas: Félix Bellido Mulas (IGME)

Petrología de Rocas Metamórficas: Francisco Javier Rubio Pascual (IGME)

Análisis Químicos: Laboratorio del IGME

Paleontología: Juan Carlos Gutierrez-Marco(CSIC, macrofósiles), Graciela N. Sarmiento (Universidad Complutense, micropaleontología), Mena Schemm-Gregory (Universidad de Coímbra, braquiópodos Devónico), Sergio Rodríguez (Universidad Complutense, corales rugosos) y Rosa María Rodríguez González (Universidad de León, palinología del Carbonífero).

Geocronología: Pablo Valverde Vaquero (IGME)

ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	8
1.1	SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO.....	8
1.2	SITUACIÓN GEOLÓGICA y ANTECEDENTES.....	9
2	ESTRATIGRAFÍA.....	18
2.1	ZONA CENTROIBÉRICA.....	19
2.1.1	Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico.....	19
2.1.1.1	Proterozoico Superior (54)	23
2.1.1.2	Tremadoc ?-Arenig basal (55).....	23
2.1.1.3	Cuarcita Armoricana (56) y Capas Pochico (57)	24
2.1.1.4	Ordovícico Medio (58, 59)	25
2.1.1.5	Ordovícico Superior-Silúrico basal (60, 61)	27
2.1.1.6	Silúrico (62).....	28
2.1.1.7	Devónico (63, 64).....	29
2.1.2	Borde Meridional de la Zona Centroibérica (Dominio de Obejo-Valsequillo).....	31
2.1.2.1	Unidad Paraa autóctona.....	32
2.1.2.1.1	Serie Negra (41 y 41a)	32
2.1.2.1.2	Conglomerados poligénicos con predominio de rocas ígneas (51).....	34
2.1.2.1.3	Cambro-Ordovícico (52).....	35
2.1.2.1.4	Cuarcitas, cuarcitas feldespáticas y pizarras limolíticas. Ordovícico (48).. ..	37
2.1.2.1.5	Pizarras grafitosas, pizarras graptolíticas y calizas tableadas o en nódulos. Silúrico (49).....	38
2.1.2.1.6	Silúrico-Devónico (50, 50a, 53, 53c).....	38
2.1.2.2	Unidades Alóctonas.....	42
2.1.2.2.1	Serie Negra (41b).....	42
2.1.2.2.2	Ortogneises biotíticos, leucocráticos, alcalinos, anfibólicos; anfibolitas, cuarzoquistos con granates y cuarcitas negras. Milonitización generalizada. Gneises de Azuaga (42).....	44
2.1.2.2.3	Micasquistos, cuarzoquistos, ortogneises y anfibolitas (43).....	47
2.1.2.2.4	Grupo Malcocinado (30, 51)	48
2.1.2.2.5	Unidad de Retamal (44)	49
2.1.2.2.6	Arcosas, arcosas con niveles de conglomerados, cuarcitas feldespáticas y limolitas (45). Niveles de calizas (c)	50

2.1.2.2.7	Formación Azuaga (35, 35cz)	51
2.1.2.2.8	Arcosas, Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo (46, 46a, 46b)	52
2.1.2.2.9	Ordovícico de las Unidades Alóctonas (47, 48).....	53
2.1.2.2.10	Silúrico (49)	57
2.1.2.2.11	Silúrico-Devónico (50).....	57
2.2	UNIDAD PORTALEGRE-AZUAGA. UNIDAD CENTRAL	59
2.2.1	Ortogneises blastomiloníticos y Anfibolitas (39, 39a).....	60
2.2.2	Rocas Metasedimentarias (40).....	66
2.3	ZONA DE OSSA-MORENA y UNIDAD ALBARRANA-AZUAGA	67
2.3.1	Unidades de Alconera y Cuña de Villaviciosa	69
2.3.1.1	Grupo Malcocinado (30)	69
2.3.1.2	Formación Torreárboles (31, 31a).....	71
2.3.1.3	Secuencia Carbonatada (32c)	73
2.3.1.4	Secuencia Detrítica Superior (32, 34, 34a).....	74
2.3.1.5	Unidad Loma del Aire (33, 33v, 33c).....	75
2.3.2	Unidad de Albarrana-Azuaga	76
2.3.2.1	Tramo del Encinalejo (35a).....	76
2.3.2.2	Formación Peña Grajera (36)	77
2.3.2.3	Cuarcitas de Sierra Albarrana (37)	78
2.3.2.4	Formación Albariza (38, 38a)	79
2.3.2.5	Formación Azuaga (35, 35a, 35b).....	80
2.4	SUCESIÓN SINOROGÉNICA VARISCA.....	82
2.4.1	Carbonífero Inferior (Misisipiense).....	84
2.4.1.1	Cuenca de Valdeinfierno (65)	84
2.4.1.2	Cuencas de Berlanga, Benajarafe, Campillo de Llerena y Matachel	85
2.4.1.2.1	Cuenca de Berlanga (66).....	85
2.4.1.2.2	Cuenca de Benajarafe. Complejo Vulcanosedimentario de La Campana-Erillas-El Paredón (66, 67, 68, 68a)	86
2.4.1.2.3	Cuenca de Campillo de Llerena (66)	88
2.4.1.2.4	Cuenca de Matachel (66)	89
2.4.1.3	Culm del Guadiato (70)	89
2.4.1.4	Culm de Los Pedroches (71, 71a)	91
2.4.1.5	Culm del Guadalbarbo (69, 69a, 69b).....	96
2.4.1.6	Pizarras y areniscas con olistolitos paleozoicos (72, 72a, 72b). Serpukhoviense-Bashkiriense.....	97
2.4.1.6.1	Banda Intermedia de la Cuenca del Guadiato	97

2.4.1.6.2	Sector del Kilva.....	98
2.4.2	Carbonífero superior (Pensilvaniense)	103
2.4.2.1	Banda Septentrional de la Cuenca del Guadiato/Cuenca de Peñarroya- Belmez. Wesfaliense (73).....	103
2.5	COBERTERA.....	104
2.5.1	Carbonífero-Pérmico (74).....	104
2.5.2	Trías (75)	104
2.5.3	Terciario.....	105
2.5.3.1	Terciario Marino (77)	105
2.5.3.2	Terciario Continental (76, 78)	105
2.5.4	Cuaternario (79, 80).....	106
3	PETROLOGÍA DE ROCAS ÍGNEAS.....	107
3.1	ROCAS ÍGNEAS PREVARISCAS.....	107
3.1.1	Granito de Valsequillo (4)	108
3.1.2	Macizo de Valle de la Serena (1, 2).....	109
3.1.3	Rocas plutónicas del Grupo Malcocinado	110
3.1.3.1	Granitoide de El Escribano (3)	111
3.1.3.2	Granitoides de Ahillones y Cerro de la Bomba (5)	112
3.1.4	Ortogneis de Higuera de Llerena (6)	113
3.1.5	Ortogneis de Las Minillas (7).....	114
3.1.6	Granitos de El Álamo, Sierra de las Cabras y Las Esiyas (8)	116
3.2	ROCAS ÍGNEAS VARISCAS	117
3.2.1	Granito de La Cardenchosa (10).....	117
3.2.2	Granito de Los Arenales (11)	119
3.2.3	Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.....	120
3.2.3.1	Complejo de Los Ojuelos – La Coronada (12).....	121
3.2.3.2	Granodioritas. Granodiorita de la Buenagua (13)	124
3.2.3.3	Granitos de Cañada del Gamu y Peñas Pardas (14)	124
3.2.3.4	Masas y diques de Pórfidos ácidos y riolitas (15, 26)	125
3.2.3.5	Las Diabasas del Alcornocal (15a).....	126
3.2.4	Batolito de Los Pedroches	127
3.2.4.1	Precursores Básicos. Vulcanitas de Esparragosa (16, 17, 17a).....	129
3.2.4.2	Unidad Granodiorítica. Granodiorita de Los Pedroches (18).....	130
3.2.4.3	Monzogranito y Micromonzogranito (19, 19a).....	133
3.2.4.4	Leucogranitos y Microgranitos (20)	134
3.2.4.5	Unidad Granítica (21, 22, 23).....	135

3.3	ROCAS FILONIANAS	137
3.3.1	Complejo de Diques del Batolito de Los Pedroches (24, 25, 26, 28).....	137
3.3.1.1	Diques Aplopegmatíticos (24).....	138
3.3.1.2	Diques de Pórfidos Granodioríticos (25).....	139
3.3.1.3	Diques de Pórfidos Graníticos (26)	140
3.3.1.4	Diques de Cuarzo (28).....	141
3.3.2	Diques de diabasas y doleritas (27)	142
3.4	ROCAS ÍGNEAS POSTVARISCAS (29)	142
4	GEOQUÍMICA	144
4.1	ROCAS PLUTÓNICAS DEL GRUPO MALCOCINADO	144
4.2	GRANITO DE LA CARDENCHOSA	144
4.3	GRANITO DE LOS ARENALES	144
4.4	ALINEACIÓN MAGMÁTICA DE VILLAVICIOSA DE CÓRDOBA-LA CORONADA	145
4.5	VULCANITAS BÁSICAS. CULM VARAS-GUADALBARBO	145
4.6	VULCANITAS BÁSICAS DEL CULM DEL GUADIATO	146
4.7	BATOLITO DE LOS PEDROCHES	147
4.8	ROCAS ÍGNEAS POSTVARISCAS (Campo de Calatrava).....	148
5	TECTÓNICA.....	150
5.1	INTRODUCCIÓN	150
5.2	DEFORMACIONES PREVARISCAS.....	154
5.2.1	Deformación Cadomiense	154
5.2.2	Discordancia del Cámbrico Inferior	156
5.2.3	<i>Rifting</i> cámbrico	156
5.2.4	Discordancias del Ordovícico.....	157
5.2.5	Discordancia del Devónico Superior y Laguna Mesodevónica.....	158
5.3	DEFORMACIONES PRINCIPALES VARISCAS.....	158
5.3.1	Zona Centroibérica	159
5.3.1.1	Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico.....	159
5.3.1.2	Dominio de Obejo-Valsequillo.....	161
5.3.1.2.1	Unidad Parautoctona	161
5.3.1.2.2	Unidades Alóctonas	167
5.3.1.3	Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide	173
5.3.2	Unidad Portalegre-Azuaga- (Unidad Central).....	176
5.3.3	Zona de Ossa-Morena.....	179
5.3.3.1	Unidad de Albarrana-Azuaga	182

5.4	DEFORMACIÓN FRÁGIL	185
5.4.1	Falla de Zalamea-Canaleja	187
5.4.2	Falla de La Calera.....	187
5.4.3	Sistema de fallas de Villaharta-Montoro	187
5.4.4	Falla de Fuente Obejuna	188
5.4.5	Sistema de fallas inversas del Guadiato	188
5.4.6	Falla del Matachel	188
5.4.7	Falla de Azuaga	190
5.4.8	Fallas de Ahillones y Malcocinado	190
5.4.9	Otras Fallas	191
6	METAMORFISMO.....	192
6.1	METAMORFISMO CADOMIENSE.....	192
6.1.1	Metamorfismo regional	192
6.1.2	Metamorfismo de contacto	193
6.2	METAMORFISMO VARISCO	193
6.2.1	Zona Centroibérica	193
6.2.1.1	Dominio del Complejo-Esquisto-Grauváquico	193
6.2.1.2	Dominio de Obejo-Valsequillo.....	194
6.2.2	Unidad Portalegre-Azuaga	196
6.2.3	Zona de Ossa-Morena y Unidad de Albarrana-Azuaga.....	198
6.2.3.1	Unidad Albarrana-Azuaga.....	199
6.2.4	Metamorfismo de contacto	204
6.2.4.1	Batolito de Los Pedroches	204
6.2.4.2	Granito de Los Arenales	204
6.2.4.3	Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.....	205
6.2.4.4	Granito de La Cardenchosa	205
7	HISTORIA GEOLÓGICA	206
7.1	CONTROVERSIA SOBRE EL LÍMITE ENTRE LA ZONA CENTROIBÉRICA Y LA ZONA DE OSSA-MORENA	214
7.1.1	Resumen de lo expuesto	214
7.1.2	Contexto geológico.....	217
7.1.3	Actualización de los rasgos tectosedimentarios	219
7.1.4	Consideraciones para establecer el límite entre la ZCI y la ZOM.....	227
8	BIBLIOGRAFÍA	233

1 INTRODUCCIÓN

La realización de la presente Hoja ha sido cofinanciada por la CEIC de la Junta de Andalucía, mediante el Convenio de Colaboración con el IGME para la Realización del Mapa Geológico Continuo Digital en las hojas a escala 1:200.000 de Pozoblanco (69), Linares (70), Puebla de Guzmán (74), Sevilla (75) y Córdoba (76).

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO.

La Hoja de Pozoblanco (69, 4-9) del M.T.N. a escala 1:200.000, delimita esta Hoja Geológica, se sitúa al SO de la Península Ibérica, incluyendo parte de las Provincias de Córdoba, Badajoz, Sevilla y Ciudad Real. Y las comarcas, de NE a SO, de Valle de Alcudia, terminación noroccidental de Sierra Madrona, la mayor parte de la Comarca de Los Pedroches, la mitad occidental de Sierra Morena así como una parte importante de la Comarca de La Serena al NO. En la siguiente tabla (Fig. 1.1) está representada la distribución de las Hojas a escala 1:50.000.

831 13-33 ZALAMEA DE LA SERENA	832 14-33 MONTERRUBIO DE LA SERENA	833 15-33 HINOJOSA DEL DUQUE	834 16-33 SAN BENITO
856 13-34 MAGUILLA	857 14-34 Valsequillo	858 15-34 EL VISO	859 16-34 POZOBLANCO
878 13-35 AZUAGA	879 14-35 PEÑARROYA- PUEBLONUEVO	880 15-35 ESPIEL	881 16-35 VILLANUEVA DE CÓRDOBA
899 13-36 GUADALCANAL	900 14-36 LA CARDENCHOSA	901 15-36 VILLAVICIOSA DE CÓRDOBA	902 16-36 ADAMUZ

Figura 1.1. - Esquema de las Hojas a escala 1:50.000 que componen la Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (69).

Fisiográficamente se diferencian dos zonas que se corresponden aproximadamente con las cuencas del Guadiana y del Guadalquivir. La zona norte y centro es una penillanura degradada situada a cotas entre 500 y 600 m y cortada por relieves residuales de tipo Apalachiano,

formados por sierras cuarcíticas de dirección NO-SE que llegan a alcanzar cotas de más de 1.100 m en la Sierra del Castillo del Mochuelo (extremo NE). La zona sur presenta un relieve determinado por el fuerte encajamiento de los ríos que vierten al Guadalquivir, conservando algunos vestigios de la antigua penillanura y de sus relieves residuales. Esta última región es parte de Sierra Morena y se caracteriza por un relieve accidentado, con profundos barrancos que bajan hasta cotas de 200 m en el río Guadalmellato.

La red fluvial de ambas cuencas presenta una distribución dendrítica, aunque muy condicionada por los relieves NO-SE. Como afluentes del Guadiana destacan Guadalmez, Zújar, Guadamez y Matachel; y del Guadalquivir, Guadalmellato, Guadiato y Bembézar.

La actividad económica principal es la ganadería e industrias derivadas, con algunas zonas cerealistas en los llanos de materiales Cenozoicos de La Serena. Aunque la actividad minera sigue siendo importante con la extracción de carbón en la Cuenca del Guadiato. La densidad de población es baja, los centros más importantes son: Peñarroya-Pueblonuevo (11.768 habitantes) y Pozoblanco (17.683, h.), ambas cabeceras comarcales; les siguen Villanueva de Córdoba (9.720 h.), Azuaga (8.273 h.), Hinojosa del Duque (7.366 h.), Zalamea de la Serena (3.908 h.) y Villaviciosa de Córdoba, Adamuz, Monterrubio de La Serena, Berlanga Granja de Torrehermosa, Belmez, Fuente Obejuna y Belálcazar con poblaciones entre 2.500 y 4.000 habitantes. Todas las poblaciones están bien comunicadas por carreteras comarcales y el acceso principal es la Carretera Nacional 432 Córdoba-Badajoz.

1.2 SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES

La Hoja se sitúa en la parte meridional del Macizo Varisco y en ella afloran principalmente rocas proterozoicas y paleozoicas pertenecientes al Macizo Ibérico de la Cadena Varisca. Sobre ellas sólo se depositan finas cuencas continentales terciarias; y en el SE restos preservados de la cuenca marina del Valle del Guadalquivir.

La mitad occidental de la Península Ibérica es uno de los afloramientos de la Cadena Varisca o Cinturón Hercínico Europeo, de mayor extensión. Permite observar una transversal de la Cadena de más de 800 km. Ésta, es el segmento europeo de una Cordillera más extensa, generada por la colisión durante el Paleozoico Superior de dos grandes bloques continentales, Gondwana al sur y Laurentia-Báltica al norte, durante la formación de la Pangea. Esta Cordillera incluye otros segmentos extra europeos como los Mauritánides en África y los Apalaches y Ouachitas en América, separados por la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico. En el Macizo Ibérico se muestra una zonación transversal similar a la de otras cadenas orogénicas, con una zona interna en posición central constituida por rocas fuertemente deformadas y

metamorfizadas con importante actividad plutónica, limitada a ambos lados por zonas externas deformadas por una tectónica pelicular de despegue hacia fuera.

Desde el punto de vista geológico, el Macizo Ibérico ha sido dividido en zonas por varios autores, en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas. Lotze (1945) dividió la Cadena Varisca en seis zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitano-Alcúdica, Ossa-Morena y Surportuguesa. Julivert *et al.* (1974) agrupan las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcudiense en la Zona Centroibérica (ZCI). Ambas zonas tienen una evolución paleogeográfica y tectónica semejantes, con la diferencia del plutonismo sinorogénico y un mayor grado metamórfico en la Zona Galaico-Castellana con respecto a la Zona Lusitano-Alcudiense.

Farias *et al.* (1987) y Arenas *et al.* (1988) proponen una zona nueva la Zona de Galicia-Tras-os-Montes, que había sido considerada como una subzona por Ribeiro (1974).

Diez Balda *et al.* (1990) dividen la ZCI en dos, en función de la morfología de los pliegues de la primera fase Varisca. Un "Dominio septentrional de Pliegues Tumbados" y otro al SO, "Dominio de pliegues verticales". Estos dominios coinciden a grandes rasgos con las zonas de Lotze (1945). Posteriormente Azor *et al.* (1992b) al dominio septentrional le han denominado Dominio del Olo de Sapo, mientras que al meridional, Martínez Poyatos (1997) lo ha denominado Dominio Lusitano-Alcúdico. Y por último, Martínez Catalán *et al.* (2004) a este último lo llama Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Fig. 1.2)

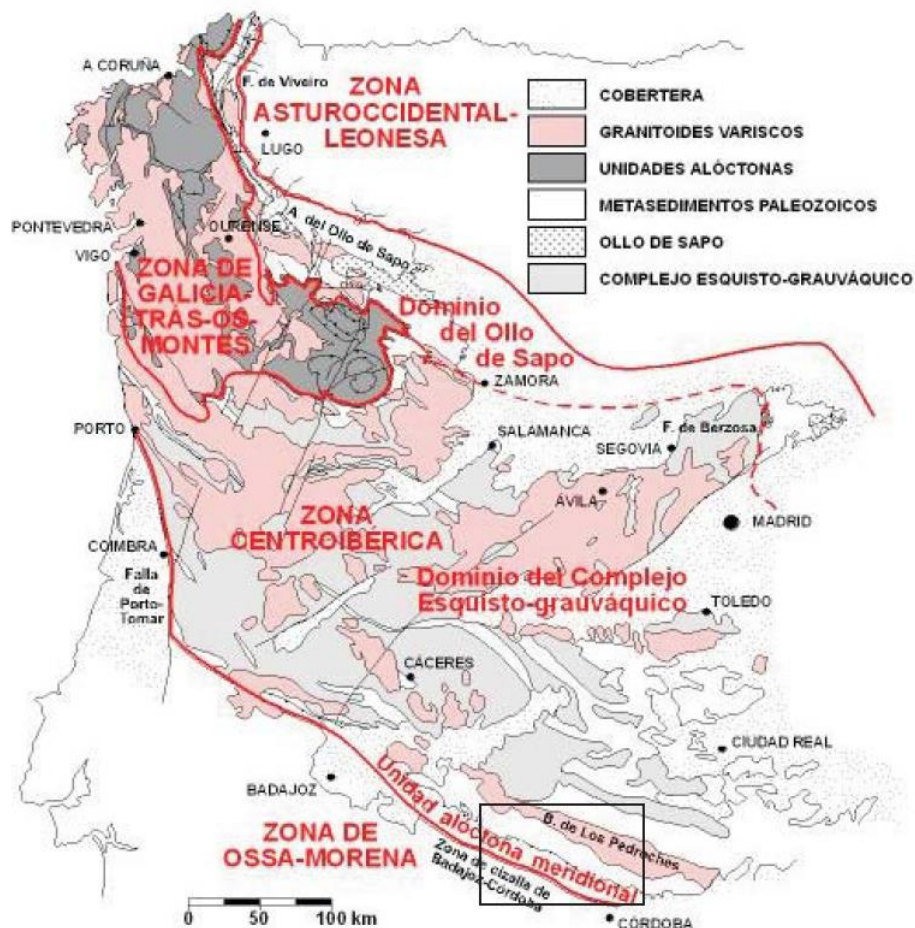


Fig. 1.2.- Subdivisión en dominios de la Zona Centroibérica, según Martínez Catalán *et al.* (2004) y situación de la Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (en esta Hoja la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba se incluye en la Zona Centroibérica).

En la parte septentrional de la Cadena Varisca, Zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Dominio del Olla de Sapo, las estructuras principales tienen vergencia norte. En el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico no tienen vergencia definida. Y en la rama meridional Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa tienen vergencia suroeste.

La Hoja de Pozoblanco se sitúa en la terminación suroriental del límite de las Zonas Centroibérica (ZCI) y Ossa-Morena (ZOM). Este límite ha sido objeto de controversia en los numerosos trabajos realizados en la región, ya que no se puede identificar con una estructura única, sino que lo constituye una banda de rocas con estratigrafía y tectónica diferentes a las Zonas contiguas. La franja meridional de esta banda, que presenta una deformación más intensa, es la que ha sido considerada como el límite, denominándose Corredor Blastomilonítico (Bladier y Laurent, 1974, Burg *et al.*, 1981, Ábalos, 1990, Ábalos y Eguiluz, 1991). Las peculiaridades de esta banda ponen de manifiesto que el límite debe representar un accidente activo durante el Proterozoico Superior y el Paleozoico.

Las Zonas ZCI y ZOM presentan una evolución tectosedimentaria, estructuración y manifestaciones ígneas muy diferentes y que se detectan tanto en superficie, como en la corteza media y superior en los perfiles de sísmica profunda IBERSEIS y ALCUDIA (Simancas *et al.*, 2003, Tejero *et al.*, 2008). La estructuración durante la Orogenia Varisca aproximó estos dos segmentos continentales con un cabalgamiento hacia el Sur de la ZCI con una importante componente de desgarre sinistra (Simancas *et al.*, 2001). La tectónica varisca ha conformado la disposición actual que permite trazar el límite entre las dos zonas en la Falla de Azuaga, accidente sinistro regional buzante al N, que limita por el SO a la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (entre otros Robardet, 1976; Quesada, 1990; Azor *et al.*, 2004), en donde aflora la Unidad Central intensamente deformada por cizalla dúctil, que incluye rocas de alta presión (Azor *et al.*, 2004).

En consecuencia, en el marco de la Hoja de Pozoblanco aparecen las siguientes unidades (Fig. 1.3):

-Zona Centroibérica (ZCI). Con dos Dominios muy diferentes:

- Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG)
- Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV), con El Corredor Blastomilonítico

-Unidad de Portalegre-Azuaga o Unidad Central de Azor (1994)

-Zona de Ossa-Morena (ZOM)

La **Zona Centroibérica** constituye una potente serie que, con discordancias, recoge depósitos desde el Proterozoico al Carbonífero. Representa una secuencia en una zona de plataforma marina somera, y se interpreta como un margen pasivo del Gondwana.

El **Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico** o El Dominio Lusitano-Alcúdico, se caracteriza por la existencia de una potente secuencia flyschoides de edad neoproterozoica a cámbrica, que aflora en el núcleo de amplios antiformes (Alcudía, Sierra Madrona, etc.), compuesta por una alternancia de pizarras y grauvacas con intercalaciones de brechas intraformacionales y conglomerados (Complejo Esquisto-Grauváquico o Alcudiense).

Sobre el complejo Esquisto-Grauváquico se dispone discordantemente una secuencia de más de 4.000m de espesor de pizarras y cuarcitas de edad ordovícica a devónica con escasas intercalaciones de rocas volcánicas y calizas. 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.

La estructura varisca del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se caracteriza por la existencia de pliegues de primera fase varisca posteriores al depósito del Carbonífero inferior, subverticales sin una vergencia bien definida, salvo en un sector situado entre el Anticlinal de

Alcudia y el Batolito de los Pedroches (antiformes de Sierra Madrona y Santa Elena), donde muestran vergencia al sur

El **Dominio de Obejo-Valsequillo**. La evolución tectosedimentaria del borde meridional de la ZCI presenta características propias que consisten en que los materiales preordovícicos son similares a los de la ZOM (Serie Negra, Grupo Malcocinado y Fm Azuaga), los Ordovícico-Devónicos tienen similitudes con la ZCI, aunque los materiales del Silúrico son más distales, y el Carbonífero está representado por potentes secuencias de depósitos sin-postorogénicos. Todos ellos afectados por una estructuración con vergencia al Norte. Estas características permiten definir en el borde meridional de la ZCI, el Dominio Obejo-Valsequillo (DOV), cuyo límite septentrional 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 marcado por el contacto con la Unidad Portalegre-Azuaga (Falla de Matachel) y cuando esta desaparece, con el contacto tectónico con la Cuña de Villaviciosa (Apalategui *et al.*, 1985b), al SO de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Fig. 1.3).

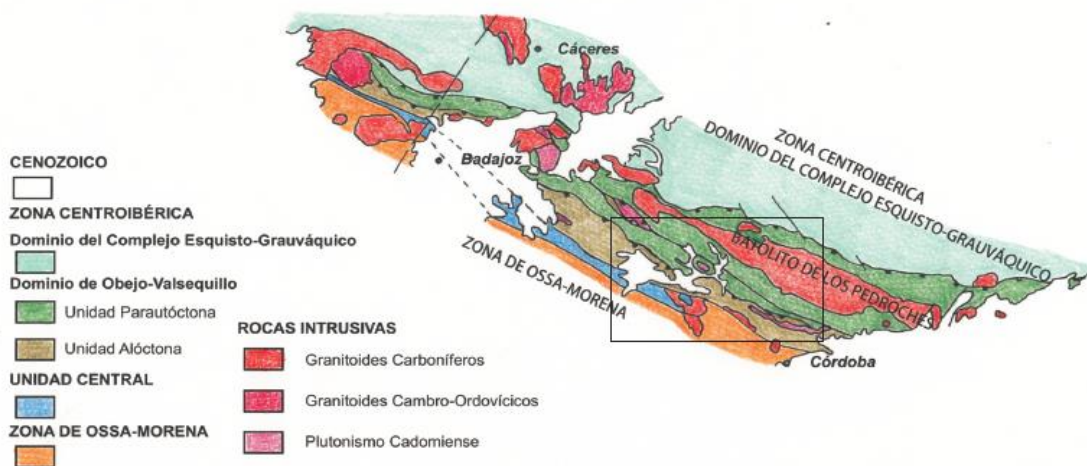


Fig. 1.3.- Situación y límites del Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica (a partir de Martín Parra *et al.*, 2006 y Rubio Ordóñez *et al.*, 2012) y límites de la Hoja 1:200.000 de Pozoblanco

En el DOV la serie comienza por una sucesión de edad Neoproterozoico a Cámbrico inferior similar a la de la ZOM, constituida por la Serie Negra (pizarras negras y grauvacas con intercalaciones de cuarcitas negras, anfíbolitas y algunos mármoles), sobre las que se apoya discordantemente el Grupo Malcocinado (sucesión volcanosedimentaria), a su vez recubierta discordantemente por arcosas con conglomerados en la base (Fm Torreárboles), que culminan con una potente serie de areniscas y pizarras (Fm Azuaga) de edad cámbrica en un sentido amplio (Palacios y Jensen, 2008).

Las sucesiones ordovícicas son menos potentes y de facies fundamentalmente arenosas faltando la Fm Pizarras con *Neseuretus* y en buena parte la Fm Cuarcita Armoricana, que están representadas pero reducidas a decenas de metros. El Ordovícico inferior se asemeja en parte al del N de la ZOM (Sarmiento y Gutierrez-Marco, 1999; Gutierrez-Marco y Robardet, 2004; Robardet y Gutierrez-Marco, 2004). En esta Hoja se han obtenido datos paleontológicos que ponen de manifiesto que en esta serie está representado, con seguridad, el Ordovícico medio-superior, con fuertes similitudes con la serie de este Sistema al S de la ZCI, las sucesiones silúricas están escasamente preservadas e incluyen lentejones de calizas (Gutierrez-Marco *et al.*, 1998) teniendo cierta afinidad con la ZOM (Robardet y Gutierrez-Marco, 2004).

El Devónico superior también está representado por una serie fundamentalmente cuarcítica, con muchas más similitudes con las del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, que con las facies de plataforma externa, más distales y profundas de la ZOM (Robardet y Gutierrez-Marco, 2004). Sobre estos materiales se apoya una potente sucesión sinorogénica carbonífera, constituida por pizarras y grauvacas, con conglomerados, rocas básicas y algunas intercalaciones de calizas (Henke, 1926; Peran y Tamain, 1967; Tamain, 1972), (Culm de los Pedroches), que es atribuida por Martínez Poyatos (1997) a un evento tectonometamórfico extensional relacionado con la evolución orogénica varisca de la Unidad Central (U. Portalegre-Azuaga).

La deformación prevarisca en el Dominio de Obejo-Valsequillo en esta Hoja, se puede observar solamente en la esquina SO de la misma, el antiformal de Peraleda, donde el Grupo Malcocinado (Ediacárico-Cámbrico inferior) se apoya discordantemente sobre la Serie Negra (Neoproterozoico-Ediacárico) que muestra foliación y metamorfismo cadomiense que alcanza la facies de los esquistos verdes (Blatrix y Burg, 1981). En Hornachos, fuera de la Hoja hacia el NO, se presenta como una discordancia angular en la base del Ordovícico (Azor *et al.*, 1992b).

La estructura varisca del DOV comprende un estrecho conjunto de Unidades Alóctonas bordeando el contacto con la Zona de Ossa-Morena (fig. 1.3), caracterizada por una intensa deformación de edad devónica y una Unidad Parautoctona al NE (Martínez Poyatos, 1997; Martínez Poyatos *et al.*, 1998; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b). Después de producirse la sedimentación del Culm las Unidades Alóctonas cabalga hacia el NE sobre el parautoctono, siendo ambas unidades posteriormente deformadas por pliegues de orientación NO-SE, verticales a moderadamente vergentes al S. Finalmente se producen, fallas de desgarre de dirección NO-SE.

La Unidad **Portalegre-Azuaga o Unidad Central** ocupa la parte meridional de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, y está constituida por una estrecha banda de rocas intensamente deformadas con orientación aproximadamente ONO-ESE. Esta Unidad se encuentra limitada en su borde norte por la Falla del Matachel. Por el sur lo limita la Falla de Azuaga en el sector

comprendido entre Berlanga y Ojuelos Altos, y es cortada por los materiales ígneos de la Alineación Magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (Apalategui *et al.*, 1985b), no aflorando más hacia el SE.

Dentro de ella aparece un conjunto litológico compuesto principalmente por gneises, anfibolitas, anfibolitas granatíferas (retroeclogitas), esquistos y cuarcitas, que presentan, en general, una intensa deformación por cizalla con texturas miloníticas, y metamorfismo que va desde grado bajo a grado alto.

La litología, deformación y metamorfismo de los materiales de la Unidad Portalegre-Azuaga no permiten adscribirla a ninguna de las Zonas limítrofes. En Azor *et al.*, 2004) se describe dentro de la ZOM pero la litología y estructuración son más similares a la base de las Unidades Alóctonas del DOV

La **Zona de Ossa-Morena** ocupa el tercio suroccidental de la Hoja y comprende materiales desde el Proterozoico superior al Cámbrico medio. El tercio suroccidental de la Hoja de Pozoblanco pertenece a la Zona de Ossa-Morena, en donde afloran rocas de edad Proterozoico superior-Paleozoico inferior que han sido deformadas y metamorfizadas durante la Orogenia Varisca. Los depósitos del Carbonífero Inferior son ya discordantes y postcinemáticos con la etapa principal varisca. La sucesión observada semejante a la de otros sectores de la ZOM (Quesada *et al.*, 1990; Liñán y Quesada, 1990), presenta en la base un complejo vulcanosedimentario (Grupo Malcocinado) sobre el que se apoya en discordancia una serie completa del Cámbrico, con una Secuencia Detrítica Inferior (Fm Torreárboles) una Secuencia Carbonatada y una Secuencia detrítica Superior (Vegas, 1971; Eguiluz *et al.*, 1997). Los materiales que afloran en esta Hoja pertenecen a la Unidad de Sierra Albarrana y a la Cuña de Villaviciosa.

La estructura varisca de la Zona de Ossa-Morena ha sido establecida por Expósito (2000), consiste en grandes estructuras con una directriz general NO-SE y una vergencia hacia el SO. El metamorfismo es de bajo a muy bajo grado, excepto en tres bandas de orientación regional, en donde aparecen rocas de grado medio y alto, que de Sur a Norte son: banda metamórfica de Aracena, núcleos metamórficos de Valuengo, Monesterio y Lora del Río y Unidad de Sierra Albarrana

En la Hoja aparecen también amplios afloramientos de **materiales carboníferos** que en esta área tienen carácter sinorogénico y registran las principales etapas de deformación, se organizan en cuencas paralelas a las grandes estructuras, y alcanzan potencias muy importantes como en Los Pedroches. De esta misma edad son también las **rocas plutónicas** de mayor volumen que se agrupan en dos ejes magmáticos principales: Batolito de Los Pedroches y Alineación Magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.

Los **Depósitos Mesozoicos** afloran exclusivamente en la esquina suroriental de la Hoja y corresponden a materiales detríticos en facies *Bunt*, que forman parte de la orla oriental del Macizo Ibérico.

Por último, los **Sedimentos Cenozoicos** son de edad terciaria y cuaternaria son de muy poco espesor, y exceptuando los surorientales que pertenecen al Terciario marino del Valle de Guadalquivir, el resto son continentales de poca extensión y relacionados con los relieves actuales.

En cuanto a los antecedentes, los trabajos más antiguos referentes a la geología de áreas comprendidas en esta Hoja son los de McPherson (1879) y Mallada (1880), al norte de las Provincias de Sevilla y Córdoba respectivamente.

De la primera mitad del siglo XX son los trabajos de Groth (1914a, 1914b) y Fricke relativos a Sierra Morena, y los de investigación de recursos minerales especialmente de carbón en el sector de Peñarroya (Mallada, 1902; Carbonell, 1929).

Los trabajos más actuales empiezan en la segunda mitad del siglo XX, cuando Almela *et al.* (1962) realizan un amplio estudio estratigráfico del Paleozoico de todo el entorno de la región de Almadén. Y Bard (1965, 1967) realiza una descripción e interpretación de la geología de Sierra Morena y de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba.

A partir de los años setenta el conocimiento de la región empieza a desarrollarse con una serie de publicaciones referidas a la geología regional. Entre ellas destacan las de Tamain (1972) y Robardet (1976) sobre el Paleozoico de Sierra Morena, Bouyx (1970) sobre el Precámbrico de Alcudia y Delgado-Quesada la Hoja de Azuaga (1971). Se realizan las tesis doctorales de Liñán (1978) sobre la bioestratigrafía de los alrededores de Córdoba, de Chacón (1979) sobre las rocas metamórficas del Corredor Blastomilonítico y de Pérez-Lorente que hace un estudio regional del Dominio Obejo-Valsequillo (1971). En esta época se comienzan las primeras Hojas del MAGNA, Zalamea de la Serena (831) (Sánchez Cela y Gabaldón, 1977 a), Maguilla (856) (Sánchez Cela y Gabaldón, 1977c) y Monterrubio de la Serena (832) (Sánchez Cela y Gabaldón, 1977b). Además, el centro del IGME en Peñarroya realiza el Mapa Geológico de Síntesis a escala 1:200.000 de la región, que es la primera cartografía de esta Hoja (IGME, 1982).

El estudio más sistemático se emprende en la década de los ochenta, tanto con tesis doctorales como con la realización del MAGNA. Son las tesis de Pascual (1981), Lalieux (1983) y Herranz (1985). Y las Hojas de San Benito-834 (Mira *et al.*, 1987), Hinojosa del Duque-833 (Mira *et al.*, 1990), Espiel-880 (Apalategui *et al.*, 1985f), Peñarroya-Pueblonuevo-879 (Apalategui *et al.*, 1985e), Azuaga-878 (Apalategui *et al.*, 1985c), Adamuz-902 (Apalategui *et al.*, 1985a), Villaviciosa de Córdoba-901 (Apalategui *et al.*, 1985b), y Guadalcanal-899 (Apalategui *et al.*, 1985d). Por otra parte, la Universidad del País Vasco emprende un estudio de

los granitos de Los Pedroches con publicaciones (Eraso y Garrote, 1984, Garrote *et al.*, 1985, Arriola *et al.*, 1985, Larrea, 1987, Fernández Ruiz, 1987) y la tesis doctoral de Carracedo (1991).

A finales de la década se realizan el resto de las hojas MAGNA que cubren el mapa 1:200.000 de Pozoblanco, aunque aún no se han publicado; Villanueva de Córdoba-881 (Larrea *et al.*, 2013), Pozoblanco-859 (Fernández Ruiz *et al.*, 2013), Valsequillo-857 (Contreras Vázquez *et al.*, 2004) y La Cardenchoa-900 (Insúa *et al.*, 2007).

Como trabajos que han aportado un avance al conocimiento regional se pueden citar el de Capdevila *et al.* (1971) que encontraron la discordancia del Ordovícico fosilizando una deformación y un metamorfismo Proterozoicos; el de Burg *et al.* (1981), que interpretaron por primera vez el Corredor Blastomilonítico como una banda de cizalla; el de Castro (1988) que interpreta la estructura de Higuera de La Serena como un *duplex*; Quesada (1983) que hace la primera síntesis del carbonífero de la ZOM y el de Gabaldón *et al.* (1985); que hacen una reconstrucción paleogeográfica de la cuenca sinorogénica carbonífera.

Se producen entonces una serie de publicaciones que sintetizan y matizan los conocimientos adquiridos en la región. Se pueden destacar las de Quesada (1990), Quesada *et al.* (1990a), Liñán y Quesada (1990), Robardet y Gutierrez-Marco (1990), Quesada *et al.*, (1990a), Apalategui *et al.* (1990), Sánchez Carretero *et al.*, (1990), Quesada y Munha (1990c), San José *et al.*, (1992), Perejón y Moreno-Eiris (1992) y Ábalos y Eguiluz (1992).

Más recientemente se han realizado varias tesis en la zona que han configurado el modelo actual de este sector del Macizo Ibérico, como la de Ábalos (1990), González del Tánago (1993), Azor (1994), Martínez Poyatos (1997), Expósito (2000) y Bandrés (2001), estas han dado lugar a numerosas publicaciones que aportan nuevos datos y por último se ha realizado los perfiles sísmicos IBERSEIS y ALCUDIA que apoyan y matizan el modelo propuesto.

2 ESTRATIGRAFÍA

En esta Hoja afloran materiales que representan desde el Precámbrico hasta el Cenozoico. Constituyen tres conjuntos bien diferenciados. Las rocas precámbricas representadas por series detríticas y vulcanosedimentarias, pertenecen a la Serie Negra, Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central) y a los sinorogénicos finiprecámbricos. Aunque los afloramientos son discontinuos, paleogeográficamente se pueden agrupar en series de tipo Ossa-Morena y de tipo Centroibérica, en donde alcanzan mayor extensión. Están deformados por las Orogenias Cadomiense y Varisca.

En los materiales del ciclo varisco están representados desde el Cámbrico hasta el Pérmico, aunque las sucesiones varían en cada una de las Zonas y unidades tectónicas establecidas. Se trata de una compleja sucesión varisca con rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas heterogéneamente deformadas y pertenecientes a dominios paleogeográficos diferentes. Hay depósitos de plataforma marina somera, sinorogénicos de las principales etapas variscas y tardiorogénicos. Así como grandes volúmenes de rocas ígneas.

Por último los depósitos del ciclo alpino están muy escasamente representados. Se trata de una delgada cobertera sedimentaria terciaria formada por materiales continentales, sin deformación, relacionados con la erosión del zócalo varisco elevado durante la Orogenia Alpina. En el extremo suroriental de la Hoja se encuentran reducidos afloramientos de rocas mesozoicas que marcan el límite de la transgresión triásica en este borde del Macizo Ibérico.

La estructuración varisca es la responsable de la morfología de los materiales premesozoicos. En la diagonal NO-SE de esta Hoja se encuentra el límite de las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena y éste ha sido tectónicamente activo durante todo el Paleozoico, lo que ha dado lugar a grandes variaciones de las secuencias estratigráficas tanto transversalmente como longitudinalmente respecto al citado límite. En consecuencia parece más conveniente describir las series según las unidades tectónicas mayores, aunque determinadas formaciones traspasan los límites de estas unidades y se encuentran representadas en más de una de ellas. Por otro lado los sedimentos sinorogénicos variscos, que tienen edades que van del Carbonífero Inferior al Superior, se superponen a las divisiones de su sustrato, apoyándose indistintamente sobre unas Zonas u otras.

Se describen las sucesiones de norte a sur de las zonas Centroibérica y Ossa-Morena. Separando dentro de la ZCI, el dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Lusitano-Alcúdico) y las unidades centroibéricas meridionales (dominio de Obejo-Valsequillo). Describiendo aparte las rocas de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Corredor Blastomilonítico), que pertenecen a la Unidad Portalegre-Azuaga (UPA) o Unidad Central

2.1 ZONA CENTROIBÉRICA

Esta Hoja se sitúa en el borde meridional de la Zona Centroibérica en la que se diferencian dos dominios con característica tectosedimentarias diferentes. Al Norte de la cuenca de Los Pedroches está el Dominio Complejo Esquisto-Grauváquico (Lusitano-Alcúdico de Martínez Poyatos *et al.*, 1995a) y al S, hasta la UPA, los que se han denominado Dominios Meridionales de la Zona Centroibérica. Estos últimos se corresponden parcialmente con el Dominio de Obejo-Valsequillo de Delgado-Quesada *et al.* (1977). En la elaboración de la Hoja se han obtenido datos que permiten redefinir el Dominio de Obejo-Valsequillo a las unidades comprendidas entre la Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide al N, y la Unidad Portalegre-Azuaga al S (Martín Parra *et al.*, 2006). La tectónica en pliegues tumbados y cabalgamientos con vergencia NE no permite, en el ámbito de la Hoja, establecer una columna estratigráfica definitiva para estos Dominios Meridionales, que no coinciden con el anterior Dominio de Obejo-Valsequillo. Por otra parte, Herranz *et al.*, (1999) hicieron una propuesta para definir una nueva Zona en el Macizo Ibérico, pero también crearía problemas con sus límites, así que se ha seguido el modelo tectónico establecido y se han considerado como los afloramientos más meridionales de la ZCI, aunque tienen una secuencia estratigráfica del Proterozoico y el Cámbrico similar a la ZOM.

Los materiales precámbricos que aparecen en esta Hoja pertenecen en su mayoría a la Zona Centroibérica (ZCI), Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG), al N de la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide. El resto afloran en el Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV), que presenta un Proterozoico similar al de la ZOM y unas series paleozoicas incompletas y con afinidades paleogeográficas de la ZCI y de la ZOM.

El Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico ocupa la esquina NE de la Hoja, se caracteriza porque el muro son rocas proterozoicas pertenecientes al Complejo Esquisto-Grauváquico, a las que se superponen una potente sucesión paleozoica que comienza en el Ordovícico Inferior y continúa hasta el Carbonífero. Al suroeste, el Dominio de Obejo-Valsequillo presenta una estructura compleja, con dos etapas de plegamiento y cabalgamientos con vergencia nortada que apilan unidades tectónicas estratigráficamente diferentes.

2.1.1 Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico

Es el afloramiento más meridional de la ZCI (*s. str.*) (Zona Lusitano-Alcúdica de Lotze, 1945) (Fig. 1.3), se considera como una sedimentación en un margen pasivo (Pérez Estaún *et al.*, 1991; Azor *et al.*, 1992b). En esta Hoja aparece en la esquina NE y algunos retazos en el borde septentrional. En esta Zona están representados desde el Proterozoico al Carbonífero Inferior

(Figura 2.1). El contacto con el DOV es tectónico, marcado por la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide (Martin Parra *et al.*, 2006), de gran recorrido lateral.

Los rasgos generales de la sucesión estratigráfica son los siguientes.

Proterozoico. Se trata de una potente y monótona serie de características turbidíticas, formada por una alternancia rítmica de grauvacas y pizarras con algunos niveles de conglomerados. Tradicionalmente se han denominado Complejo Esquisto-Grauváquico, traducción del portugués *Complexo Xisto-Grauvaquico Anteordoviciano* (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955). Los afloramientos de esta Hoja pertenecen al Grupo Domo Extremeño de Álvarez-Nava *et al.* (1988). Este Dominio se caracteriza por la existencia de una potente secuencia flyschoide de edad neoproterozoica a cámbrica, que aflora en el núcleo de amplios antiformes (Alcudia, Sierra Madrona, etc.), compuesta por una alternancia de pizarras y grauvacas con intercalaciones de brechas intraformacionales y conglomerados (Complejo Esquisto-Grauváquico o Alcudiense), distinguiéndose en ella dos grandes unidades separadas por una discordancia (Bouyx, 1970; Ortega y González Lodeiro, 1986; Palero, 1993, etc.). El conjunto inferior, equiparable a los denominados "Esquistos de Alcudia" de Bouyx (1970) o al "Alcudiense Inferior" de Tamain (1972), 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), está formado por sedimentos de plataforma detrítico carbonatada (alternancias de pizarras y grauvacas con intercalaciones frecuentes de areniscas, cuarcitas, conglomerados y carbonatos), estimándose potencias de hasta 800 m. El techo de este conjunto llegaría hasta el Cámbrico inferior.

En esta Hoja sólo aflora el conjunto inferior.

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. 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 secuencia estratigráfica con cuencas continentales aisladas (Wallis, 1983) que postdatan el ciclo varisco.

Ordovícico. En la ZCI este sistema presenta una megasecuencia de tres partes. Una basal transgresiva, compuesta principalmente de areniscas, entre las que destaca la Cuarcita Armoricana, siempre presente. Otra intermedia compuesta por pizarras negras y limolitas, con algunas cuarcitas intercaladas. Y una tercera de alternancia de pizarras, limolitas y areniscas, y a techo un nivel carbonatado, muy discontinuo y sedimentos glaciomarininos.

Silúrico. Está representado por dos formaciones muy homogéneas en este Dominio, una cuarcita basal, seguida de pizarras negras grafitosas. El techo es una alternancia de pizarras y cuarcitas con pocos fósiles que pasa al Devónico, sin límite preciso.

Devónico. Su existencia ya fue detectada por Prado *et al.* en 1855, pero el estudio más actual se encuentra en Pardo Alonso y García-Alcalde (1996). El Devónico formado por una alternancia de pizarras satinadas versicolores y areniscas ferruginosas, sólo aflora en el límite septentrional de la Hoja. Según el estudio citado esta serie pertenece al área de Almadén. Es una serie de plataforma somera con abundante fauna y se caracteriza por detectarse una laguna estratigráfica en el Devónico Medio.

Carbonífero Inferior. Sólo aparece en un afloramiento muy reducido al Oeste de Santa Eufemia. Se trata de una serie con olistolitos de calizas, cuarcitas y pizarras. Se ha atribuido al episodio Serpukhoviense.

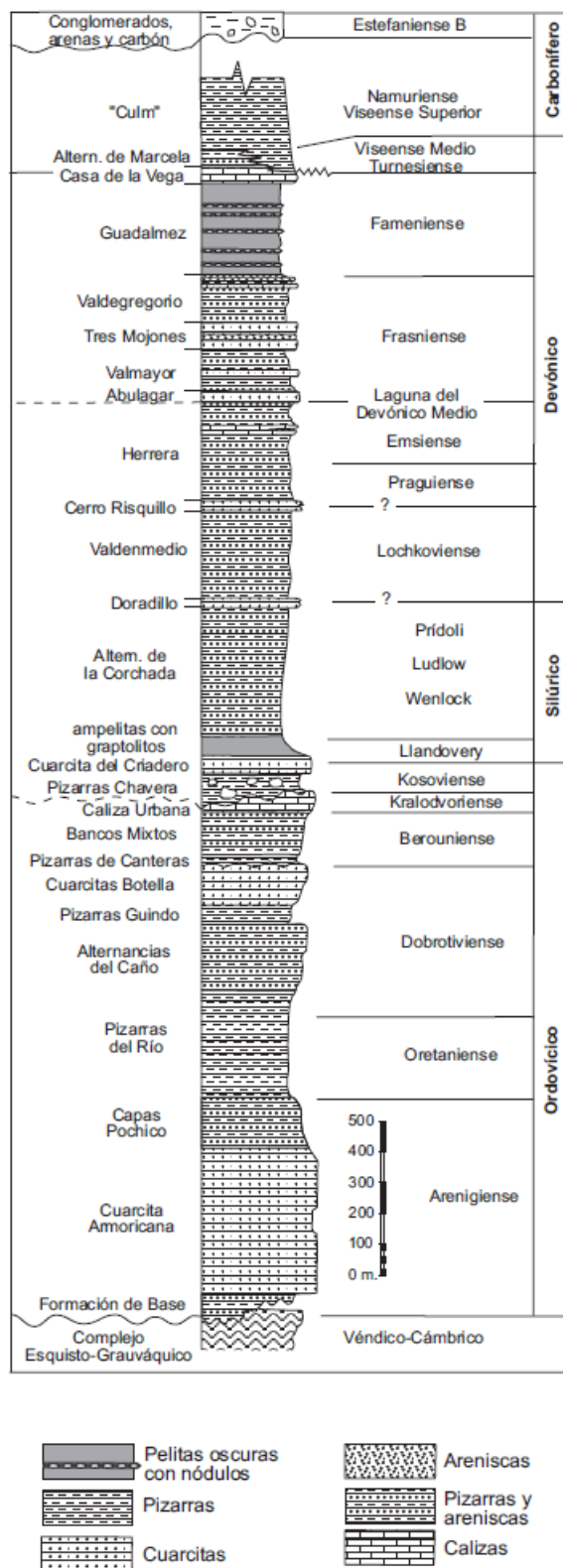


Figura 2.1.- Columna estratigráfica de las rocas ordovícico-carboníferas del Dominio del Complejo Esquisto-Grauwáquico al N del Batolito de Los Pedroches. Tomada de Martínez Poyatos *et al.*, (2004a).

2.1.1.1 Proterozoico Superior (54)

Las rocas proterozoicas de este Dominio afloran en el ángulo nororiental de la Hoja, que forma parte del núcleo del anticlinal de Alcudia; y en el anticlinal de Santa Eufemia (Domo Extremeño de Álvarez-Nava *et al.*, 1988)

Esta unidad está formada por alternancias pizarras, limolitas y grauvacas, con algunas intercalaciones de areniscas y microconglomerados. Los términos más finos están constituidos por clastos de cuarzo, mica blanca y plagioclasa, en una matriz de clorita y sericita. Las grauvacas tienen clastos de cuarzo anguloso, a veces volcánico, feldespatos potásicos, plagioclasa, micas detríticas y fragmentos de roca; la matriz es escasa de clorita y sericita. Los microconglomerados tienen cantos de cuarcitas negras, volcánicos, de granitoides, metamórficos y abundantes cantos blandos en una matriz arcillosa.

Las alternancias se encuentran organizadas en secuencias turbidíticas, en ciclos generalmente grano y estratocrecientes, aunque también aparecen niveles desorganizados con *slump* y brechas. El ambiente deposicional propuesto para esta unidad es de abanico submarino de alta eficiencia de transporte y una evolución regresiva desde zonas de llanura submarina y áreas de interlóbulo hacia lóbulos deposicionales y abanicos canalizados.

La potencia sólo puede estimarse ya que no aflora la base y el techo está erosionado; en todo caso es superior a los 4.000 m. En cuanto a la edad San José *et al.* (1992), le atribuyen una edad Rifeense basándose en acritarcos (Mitrofanov y Timofeiev, 1977), aunque esta datación ha sido cuestionada por Palacios (1989). Actualmente, a partir de asociaciones de icnofauna, se le atribuye una edad Vendiense Inferior o algo más joven (Vidal *et al.*, 1994)

2.1.1.2 Tremadoc ?-Arenig basal (55)

Esta serie aflora en el flanco meridional del Anticlinal de Alcudia y en el Anticlinal de Santa Eufemia, aquí muy tapada por los derrubios de ladera. A escala regional tiene varias denominaciones: Capas Intermedias (Lotze, 1956), Formación de Base y Serie *Lié de vin* (Tamain, 1972), Serie Púrpura (Moreno, 1977), Serie Roja Basal (Bouyx, 1970) y Unidad del Hito (Gutierrez-Marco *et al.*, 1990). Se superpone sobre los materiales del Proterozoico por la discordancia Sárdica o Toledánica según los autores (Ver discusión en Gutierrez-Marco *et al.*, 2002). Esta discordancia angular es una discontinuidad de primer orden, representando el límite entre dos hiperciclos tectoestratigráficos: el Panafricano y el Varisco (San José *et al.*, 1992).

Se trata de secuencia detrítica grosera que a escala regional presenta grandes variaciones de espesor, hasta desaparecer. Está formada por conglomerados cuarcíticos, y pizarras arenosas, es frecuente la bioturbación y tiene un color rojo-morado característico. La base son paquetes discontinuos de conglomerados masivos que evolucionan a niveles de conglomerados

granosoportados en capas con estratificación cruzada en surco y acreciones lateral. Siguen niveles arenosos gruesos, a veces con gravas dispersas, intercalados en niveles lutíticos que toman colores rojizos y morados por alteración; los cuerpos arenosos tienen morfología lenticular, con base plana o ligeramente erosiva y pueden llegar a amalgamarse dando barras de espesor decamétrico y extensión lateral hectométrica. Las capas tienen estratificación cruzada tabular y retoque de ripples a techo. La unidad comprende facies desde fluviales a inter o submareales, que reflejan el comienzo de la transgresión del Ordovícico inferior.

Los cantos de los conglomerados son subredondeados, de cuarzo, cuarcitas, areniscas, liditas y fragmentos de rocas ígneas y metamórficas. En general las facies finas muestran bioturbación, con abundante presencia de escólitos.

En cuanto a la edad, Bouyx (1970) dató estos niveles como Tremadoc. Moreno *et al.* (1976) datan en el flanco norte del anticlinal de Valdelacasa niveles de microconglomerados como Tremadoc Medio-Superior. Y Molina y Fernández Carrasco (1987), citan en Valdemanco de Esteras, pistas (*Cruziana furcifera*) y braquiópodos inarticulados (*Ectenoglossa cf. Lesneri*), a los que se les atribuye una edad Tremadoc Superior-Arenig.

Esta edad es corroborada por otros autores (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990), si bien 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 (San José *et al.*, 1992; Martínez Poyatos *et al.*, 2004).

2.1.1.3 Cuarcita Armoricana (56) y Capas Pochico (57)

La secuencia del Ordovícico Inferior se continúa en este Dominio con dos unidades reconocidas a nivel regional, la Cuarcita Armoricana (56) y los Estratos o Capas Pochico (57). La primera es una de las unidades más características de la ZCI, ya que proporciona los mayores relieves y dibuja las pliegues variscos más significativos. La segunda es una serie de transición a los tramos pizarrosos del Ordovícico Medio.

El conjunto inferior es una potente serie cuarcítica (56), cuya base es discordante a escala regional (Lotze, 1956), aunque en esta Hoja siempre aparecen los detríticos inferiores. En ella se reconocen los tres tramos definidos por Bouyx (1970) y Tamain (1972).

El tramo inferior está formado por bancos de orden métrico, a veces con morfología de megadunas y con retoques de olas, de cuarzoarenitas blancas de grano medio y cemento silíceo y abundantes minerales pesados, organizados en secuencias grano y estrato crecientes.

El tramo intermedio es una alternancia decimétrica de areniscas, cuarcitas grises y pizarras negras. Los niveles arenosos tienen geometría lenticular con base plana y techo ondulado, con

frecuentes laminaciones paralelas y de ripples, y marcas de corriente. Los niveles pizarrosos son más potentes hacia la base y presentan abundante bioturbación y pistas bilobadas.

El último tramo es de cuarcitas tableadas blancas en estratos decimétricos con intercalaciones centimétricas de pizarras negras. En los niveles basales, las capas arenosas tienen base plana y techo de ripples, hacia techo tienen base débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, presentando amalgamaciones y retoques de ola. Petrográficamente son cuarzoarenitas y subarcosas con cemento silíceo o cemento ferruginoso. Al igual que el tramo inferior presenta ciclos grano y estratocrecientes.

Sobre los niveles de la Cuarcita Armoricana sigue en continuidad estratigráfica una alternancia decimétrica de cuarcitas, areniscas y pizarras negras denominada Estratos o Capas Pochico (**57**) (Tamain *op. cit.*). Los niveles arenosos están formados por capas amalgamadas que dan lugar a bancos de espesor decimétrico a métrico. Frecuentemente tiene estructuras *hummocky*, así como laminación paralela y de ripples. En las lutitas es abundante la bioturbación y los *linsen*. Se organizan en secuencias granodecrecientes encuadradas en ciclos grano y estratocrecientes, que culminan en una barra cuarcítica de espesor métrico. Petrográficamente, las areniscas son cuarzo y litarenitas de grano fino y medio con cemento silíceo, escasa matriz sericítica y abundantes minerales pesados.

En conjunto, las facies de la Cuarcita Armoricana y Capas Pochico configuran un sistema de depósito propio de plataforma siliciclástica somera, con barras arenosas migrando y produciendo acumulaciones que podrían llegar a emerger y dar lugar a sistemas de islas barrera, dejando zonas de llanura de marea (tramo intermedio). Las Capas Pochico registran una profundización de la plataforma, con una dinámica dominada por tormentas que generaría depósitos de turbiditas retocados por oleaje.

El espesor de esta unidad cartográfica es de unos 300 m y se mantiene muy constante. La edad de esta unidad se ha considerado Arenig, por su posición estratigráfica y la abundancia de icnofauna (*Cruziana* y *Skolithos*) de la misma edad (Moreno *et al.*, 1976). Las dataciones micropaleontológicas (quitinozoos) confirman esta edad y han probado la isocronía de esta formación en el SO de Europa (Paris *et al.*, 1982; Paris, 1990).

2.1.1.4 Ordovícico Medio (**58, 59**)

Comprende dos unidades cartográficas en las que se han agrupado cuatro formaciones reconocidas en todo el Dominio y representadas en las cartografías a mayor escala. Las tres basales han sido agrupadas por algunos autores como Las Pizarras de *Calymene* (Tamain, 1972). Las Pizarras de *Calymene*, equivalentes a las Capas con *Tristani* o Pizarras y Areniscas con *Neseuretus* de Gutierrez-Marco *et al.* (1984), y también al Grupo Navatrasierra de San José *et al.*

(1992) tienen tres tramos: un tramo inferior Pizarras de *Calymene* inferiores (Aguilar *et al.*, 1987), Pizarras de Navatrasierra (San José *et al.*, *op.cit.*), o Pizarras del Río (58) (Tamain, 1972). Un tramo intermedio denominado Alternancias del Caño (59) (Richter, 1967; Gutierrez-Marco *et al.*, 2002), Cuarcitas Inferiores (Tamain, 1972; Charpentier, 1976; Ríos Aragües, 1977) y también Alternancias Inferiores (Aguilar *et al.*, *op. cit.*). Y un tramo superior denominado Pizarras Guindo (59) (Henke, 1926; Richter, 1967; Gutierrez-Marco *et al.*, 2002), al que otros autores denominan Pizarras Botella (Tamain, 1972; Charpentier, 1976; Peran, 1971; Ríos Aragües, 1977), y Alternancias Superiores (Aguilar *et al.*, *op. cit.*)

El primer tramo son pizarras negras (58) con algunas intercalaciones de niveles arenosos lenticulares a la base; son muy frecuentes los nódulos fosilíferos y con sulfuros. Este tramo pasa gradualmente al tramo intermedio con facies arenoso-lutíticas microbandedas, con granoselección positiva y laminación paralela y de ripples, que evolucionan a cuerpos arenosos decimétricos con base erosiva y techo ondulado, frecuentemente amalgamados en bancos métricos lenticulares discontinuos; siempre alternando con pizarras negras. El tercer tramo es pizarroso, muy parecido al inferior, muy rico en fósiles, y pasa gradualmente al cuarto tramo, incluido en esta unidad cartográfica. Se trata de pizarras negras que en alteración son pardo-amarillentas, y hacia techo se hacen más arenosas; presentan nódulos arenosos con restos fósiles y lenticulas de arena.

Las asociaciones de facies indican que los tramos inferiores constituyen niveles turbidíticos de plataforma externa que evolucionan a medios de plataforma interna dominada por tormentas.

Estos tramos son extraordinariamente fosilíferos, habiendo proporcionado más de 250 especies de trilobites, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, equinodermos, conuláridos, briozoos, quitinozoos, acritarcos, graptolites e icnofósiles, lo que ha permitido una biozonación muy precisa. En esta Hoja una muestra en Santa Eufemia (15-33-IG-JM-2002) ha librado: en nódulos de pizarra: Trilobites: *Neseuretus tristani* (Brongniart). Edad: Ordovícico Medio (Oretaniense superior-Dobrotiviense).

La cuarta formación incluida en el Ordovícico Medio son las Cuarcitas Botella (59) definida por Almela *et al.* (1962) como Cuarcitas Cantera, en la zona de Almadén; y equivalente a la formación Cuarcitas del Guindo de Henke (1926), seguida por Richter (1967) y a las Cuarcitas Botella de Tamain (1972), en la zona de Despeñaperros, seguida por Charpentier (1976), Peran (1971), Ríos Aragües (1977) y Gutierrez-Marco *et al.* (2002). Comienza por una alternancia decimétrica de areniscas y pizarras, que evoluciona rápidamente por aumento de espesor y amalgamación de los tramos arenosos, a una primera barra cuarcítica de espesor decamétrico. Sigue un tramo de alternancias de cuarcitas y pizarras que evoluciona a otra barra de cuarcitas. Las rocas son ortocuarcitas de grano fino a medio con clastos de alto grado de redondeamiento y esfericidad. Las secuencias, de escala centimétrica a decimétrica, se estructuran en ciclos grano y

estratocrecientes con abundantes estructuras *hummocky*. Representan un medio de plataforma somera con depósitos por encima del nivel de base del oleaje, marcando una evolución regresiva.

La potencia de la unidad es muy variable, entre 150 y 1000 m, con una media de unos 300 m. La riqueza fosilífera ha permitido la definición de varias biozonas desde el Oretaniense basal al techo del Dobrotiviense (Gutierrez-Marco *et al.*, 1984, 1995; San José *et al.*, 1992)

2.1.1.5 Ordovícico Superior-Silúrico basal (60, 61)

Esta serie es más variable que las anteriores en el Dominio, y además presenta un hiato sedimentario en la base que localmente puede ser erosivo, provocado por la bajada del nivel del mar en la glaciación del Ordovícico terminal (Robardet *et al.*, 1980).

Como en el Ordovícico Medio, en esta Hoja se han agrupado en dos unidades cartográficas varias formaciones reconocidas a escala regional: una conteniendo a las Pizarras de Canteras, Alternancias Superiores o Bancos Mixtos y Caliza Urbana (60). Y otra con las Pizarras de Muro o Pizarras Chavera y Cuarcitas del Criadero (61), ya que dada su reducida potencia, en este mapa se han cartografiado conjuntamente.

Las Pizarras de Canteras fueron definidas por Tamain *et al.* (1969) en Sierra Morena oriental, son equivalentes a las Pizarras de Orthis de Richter (1967), pero la primera es la denominación seguida por los autores posteriores (Charpentier, 1976; Peran, 1971; Ríos Aragües, 1977; Gutierrez-Marco *et al.*, 2002). Se trata de un paquete de pizarras arenosas, con laminaciones limolíticas, de unos 15 a 20 m de potencia, que han liberado fauna del Caradoc (Robardet *et al.*, 1980).

Por un aumento progresivo de la fracción arena se pasa a la siguiente formación, definida por Saupe (1973) como Alternancias Superiores y por Tamain (1972), en su zona, como Bancos Mixtos, que es la más seguida por los autores posteriores. Están formadas por alternancias centi-decimétricas de areniscas y pizarras grises. Las areniscas hacia techo pasan a ser cuarcitas. Son frecuentes las laminaciones paralelas y de ripples. También a techo en esta zona pueden aparecer tramos carbonatados detríticos, en los que Tamain (1972) y Mira *et al.* (1987) encontraron fauna del Caradoc. Las Pizarras de Canteras y los Bancos Mixtos constituyen conjuntamente una secuencia grano y estratocreciente, que representa una somerización de cuenca. La potencia de estos dos tramos es de 80 a 100 m.

Sobre la formación anterior hay un nivel muy característico de este Dominio, que Henke (1926), definió como Caliza Urbana (60), denominación respetada por los autores posteriores. Se trata de un horizonte carbonatado a arenoso-carbonatado de carácter lenticular, a menudo con un elevado contenido en hierro, y coincidente con frecuentes episodios volcánicos. Su espesor varía de 0 a 200 m en algunos sectores orientales de Sierra Morena, en esta Hoja oscila entre 2 y 5 m.

Con frecuencia se observa una lumaquela con briozoos, crinoides, y braquiopodos (Henke, 1926; Richter, 1967; Tamain, 1972). Este último cita que Fuganti y Serpagli (1968) encontraron conodontos en su parte superior que comprende el límite Caradoc-Ashgill (Berouniense tardío); lo que es confirmado por Aguilar *et al.* (1987).

Por encima de la Caliza Urbana se sitúa una unidad pizarrosa que ha tenido varias denominaciones. Henke (1926) las llamó Pizarras de Castellar, Tamain *et al.* (1969) Pizarras Chavera (61) en Sierra Morena oriental y en la zona de Almadén Saupe (1971) Pizarras de Muro. Se trata de pizarras negro-grisáceas, con tonalidades azuladas que hacia su parte superior contienen intercalaciones areniscosas. Su potencia varía entre 40 y 60 m. Lo más característico de estas pizarras es que contienen fragmentos de rocas milimétricos y angulosos, que se relacionan con un evento de naturaleza glaciar, reconocido en numerosas localidades pertenecientes al Norte del Continente de Gondwana (Glaciación Hirnantense Gutierrez-Marco *et al.*, 1990). Es muy pobre en fauna, pero Ríos Aragües (1977) las dató con graptolites como Ashgillense Inferior y a techo, Hafenrichter encuentra acritarcos que indican una edad Llandovery (Silúrico).

La Cuarcita del Criadero (61) (Almela *et al.*, 1962) es equivalente a la Cuarcita de Castellar de Henke (1926) y a las Cuarcitas Superiores de Tamain (1962). Los autores posteriores han seguido todas las denominaciones aunque es más aceptada la primera. En esta zona comienza la sucesión con un paquete de cuarcitas blancas en bancos de 30 cm a 2 m. Con límites muy netos, en los que suele aparecer laminación cruzada y paralela. Son ortocuarcitas con cemento silíceo. Siguen unos 10 m de alternancia de areniscas oscuras y pizarras negras que progresivamente culmina con un segundo tramo cuarcítico de 20 m de potencia en bancos de espesor centimétrico de cuarcitas grises y negras. En estos dos últimos tramos las secuencias son estratocrecientes, comienzan por con areniscas con laminación paralela y de ripples, intercaladas con pizarras que culminan en bancos métricos de cuarcitas con geometría canalizada, estratificación cruzada en surco y planar de bajo ángulo y retoque de ripples de oscilación a techo. Representan una secuencia de somerización que alcanza condiciones muy proximales. Por posición estratigráfica, se ha considerado Silúrico basal. Lo que se ha confirmado por los hallazgos recientes, al noroeste del Centenillo, de graptolites del Aeroniense.

2.1.1.6 Silúrico (62)

Aunque el límite Ordovícico-Silúrico se sitúa en las Pizarras de Muro o Chavera el resto del Silúrico está representado, muy uniformemente, en este Dominio por dos formaciones: Formación Guadarranquejo (62) (Rodríguez Núñez *et al.*, 1989), y Formación Guadarranque (Rodríguez Núñez *et al.*, *op. cit.*). Afloran en los sinclinales del flanco sur del Anticlinal de

Alcudia, singularmente a lo largo del río Guadalmez en un afloramiento tectonizado que sirve de nivel de despegue del accidente de importancia regional (Zona de Cizalla Puente Génave-Castillo de Vide)

Sobre las cuarcitas se deposita la formación de “Pizarras ampelíticas con graptolitos” está muy extendida por el Macizo Ibérico. Son las Pizarras con Graptolitos de Henke (1926) y las Pizarras con Monograptidos de Tamain (1972). Se trata de pizarras negras grafitosas, deleznales, que contienen graptolitos y nódulos de forma discoidal en cuyo interior pueden aparecer restos fósiles y fragmentos vegetales. Una característica de los tramos basales es la abundancia de sulfuros y niveles centimétricos de lilitas. El espesor es difícil de calcular debido a la intensa deformación que les afecta, se puede estimar en más de 150 m. Su edad está bien establecida por su riqueza en graptolitos como Telychiense (Martín Herrero *et al.*, 1994); aunque Gutierrez-Marco y Pineda (1988) les atribuyen una edad más amplia desde el Llandovery medio al Ludlow temprano.

En esta formación y la siguiente son frecuentes los sills y diques de rocas subvolcánicas y coladas de lavas y piroclastos de composición basáltica y carácter alcalino (Higueras y Monterrubio, 1992), a los que se asocian genéticamente las mineralizaciones de mercurio de Almadén.

2.1.1.7 Devónico (63, 64)

El Devónico del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, aflora en el Sinclinal de Guadalmez, en dos pequeños afloramientos en el borde N de la Hoja.

La cartografía de esta Hoja ha variado sustancialmente la estratigrafía de este tramo; ya que en las cartografías previas se incluyó en el dominio del DCEG el nivel devónico que aparece en el borde septentrional de la Hoja y sobre todo a lo largo de todo el contacto del Paleozoico preorogénico con los sinorogénicos o Culm de Los Pedroches. Esta extraña geometría se debe al accidente tectónico que se emplaza en las ampelitas silúricas, probablemente por su litología favorable como nivel de despegue, (Falla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, Martín Parra *et al.*, 2006); En consecuencia debería revisarse, en futuros trabajos, la estratigrafía de estos tramos del Devónico y correlacionarlos en los dos dominios.

En el dominio del DCEG falta por un hiato sedimentario el Devónico Medio, y también el Superior está parcialmente erosionado por la discordancia carbonífera, como en su terminación oriental al Este del río Guadalmez.

Aunque bioestratigráficamente el Devónico comienza en la formación de techo del Silúrico, en localidades al Norte de esta Hoja (Chillón y Almadén), los trabajos realizados ponen la base del Devónico en un nivel cuarcítico que puede alcanzar 40 m de espesor. Almela *et al.* (1962) lo

denominan Cuarcita de Base, y Pardo Alonso (1995) Formación Risquillo. En esta Hoja es dudoso que aflore este nivel. Al Este de Santa Eufemia sobre las ampelitas silúricas hay un nivel de potencia métrica de cuarcitas ferruginosas con restos fósiles inclasificables y muy tectonizadas, que podría ser esta formación.

El Silúrico-Devónico Inferior está representado por una serie detrítica en continuidad con los materiales ampelíticos infrayacentes. La denominación de Grupo Escudero (63) se debe a Pardo Alonso y García Alcalde (1996), y ha sido también denominado en este sector de la ZCI (Sinclinales de Herrera del Duque Almadén y Guadalmez) como Alternancias Malva (Pardo Alonso, 1995) y Formación Valdenmedio. Se apoya concordantemente sobre las pizarras ampelíticas, y consiste en una alternancia decimétrica de pizarras y cuarcitas. Hacia la base son niveles centimétricos de areniscas gradadas o con laminación paralela y lenticular, alternando con pizarras negras limolíticas laminadas, con características turbidíticas y que evolucionan hacia techo a bancos centimétricos amalgamados en niveles métricos de cuarcitas con estructuras *hummocky*. El medio es de plataforma somera dominada por tormentas en una secuencia regresiva. En conjunto con el tramo anterior de las pelitas, la asociación de facies indica una evolución desde medios de plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje, hacia medios más someros dominados por corrientes y olas de tormenta. La potencia de este tramo es de unos 80 m. En la Hoja no se encuentran fósiles con valor cronoestratigráfico, pero según Molina y Fernández Carrasco (1987), que citan fauna Gedinense en la parte alta de la formación, el tránsito Silúrico-Devónico debe situarse en el tercio superior de la unidad.

Sobre las pizarras y cuarcitas del tránsito Silúrico-Devónico se apoyan materiales del Devónico temprano, que comienzan con un paquete de hasta 30 m de ortocuarcitas y areniscas ferruginosas, denominadas Cuarcitas de Base (Almela *et al.*, 1962) o Formación Cerro Risquillo (Pardo Alonso, 1997) (64). Algunas capas cuarcíticas muestran en su techo una acumulación de braquiópodos (fundamentalmente spiriferidos) que atestiguan su atribución al Devónico (Navarro Juli *et al.*, en prensa). Muestran una edad Siegeniense tardío-Emsiense temprano para Vergés (1983), Gedinense – Siegeniense para Gutierrez-Marco *et al.* (1990) y San José *et al.* (1992) y de edad Lochkoviense alto-Praguiense basal según Pardo Alonso (1997), García Alcalde *et al.* (2002) y Martínez Poyatos *et al.* (2004). Sobre estas cuarcitas, en el sector NE de la Hoja, se apoya una sucesión de pizarras, areniscas y cuarcitas con intercalaciones vulcanosedimentarias (correlacionables con la Fm Herrera, de Pardo Alonso, 1997) con algunos niveles de calizas bioclásticas en su parte media-alta (correlacionable con el Miembro Molino de la Dehesa, de Pardo y García-Alcalde, 1996 y Pardo Alonso, 1997). Este miembro carbonatado se presenta en bancos potentes (8-15 m) carbonáticos, muy discontinuos, con abundantes restos de crinoides y braquiópodos, en su mayor parte fragmentados por la acción de fuertes corrientes (Navarro Juli *et al.*, en prensa), observándose en los sinclinales de Herrera del Duque y

Almadén, así como en el extremo suroriental del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Leyva y Matas, 2000; en la Hoja de Torre de Juan Abad). Por encima de este miembro carbonatado, en el núcleo del sinclinal, aflora un tramo pizarroso con participación volcánica y numerosos lentejones calcáreos en parte descalcificados.

Al microscopio se trata de arenas finas, y sobre todo arenas de grano grueso a medio con pobre selección constituidas casi exclusivamente por cuarzo. En este último caso es frecuente encontrar cantos de cuarzo aislados de 3-5 mm, así como golfos de corrosión y abundantes óxidos de hierro. La matriz es fundamentalmente filosilicatada (Navarro Juli *et al.*, en prensa).

Su edad va del Lochkoviense superior al Emsiense (Almela *et al.*, 1962; Puschmann, 1970; Pardo y García Alcalde, 1984; Gutierrez-Marco *et al.*, 1990, Pardo Alonso, 1997; García Alcalde *et al.*, 2002; Martínez Poyatos *et al.*, 2004).

2.1.2 Borde Meridional de la Zona Centroibérica (Dominio de Obejo-Valsequillo)

Bajo este epígrafe se describen los materiales precarboníferos que afloran en una banda de dirección varisca N 120° E, comprendidos entre la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2006) y la Falla de Matachel (Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba o Corredor Blastomilonítico) al Sur.

Se diferencian, de Norte a Sur, Unidad Paraautóctona y Unidades Alóctonas (Fig. 1.3). La principal característica que las diferencia es que el Carbonífero Inferior en la primera es paraconcordante, es decir no hay deformación previa aunque exista hiato sedimentario, y en la segunda es claramente discordante sobre materiales intensamente deformados. En cuanto a la estratigrafía hay diferencias entre las dos unidades pero también dentro de cada Unidad en sentido SE-NO. En consecuencia se describen conjuntamente especificando las diferencias.

Las peculiaridades estratigráficas distintivas son la presencia de rocas preordovícicas típicas de la Zona de Ossa-Morena y un Paleozoico postcámbrico con facies y faunas asimilables a la Zona Centroibérica, aunque con variaciones respecto al Dominio Lusitano-Alcúdico que se pueden explicar por estar en una zona marginal de la plataforma paleozoica. Esto implica que el límite entre la ZCI y la ZOM no es una estructura simple sino una zona de transición, estructurada posteriormente por la Orogenia Varisca.

En este Dominio se da una gran variedad en las secciones estratigráficas que se pueden levantar; en parte, debido a la tectónica compresiva, y en parte por las fuertes variaciones laterales de facies. A continuación se describen en detalle, pero es interesante observar las correlaciones realizadas por Palacios y Jensen (2008) (Fig. 2.2).

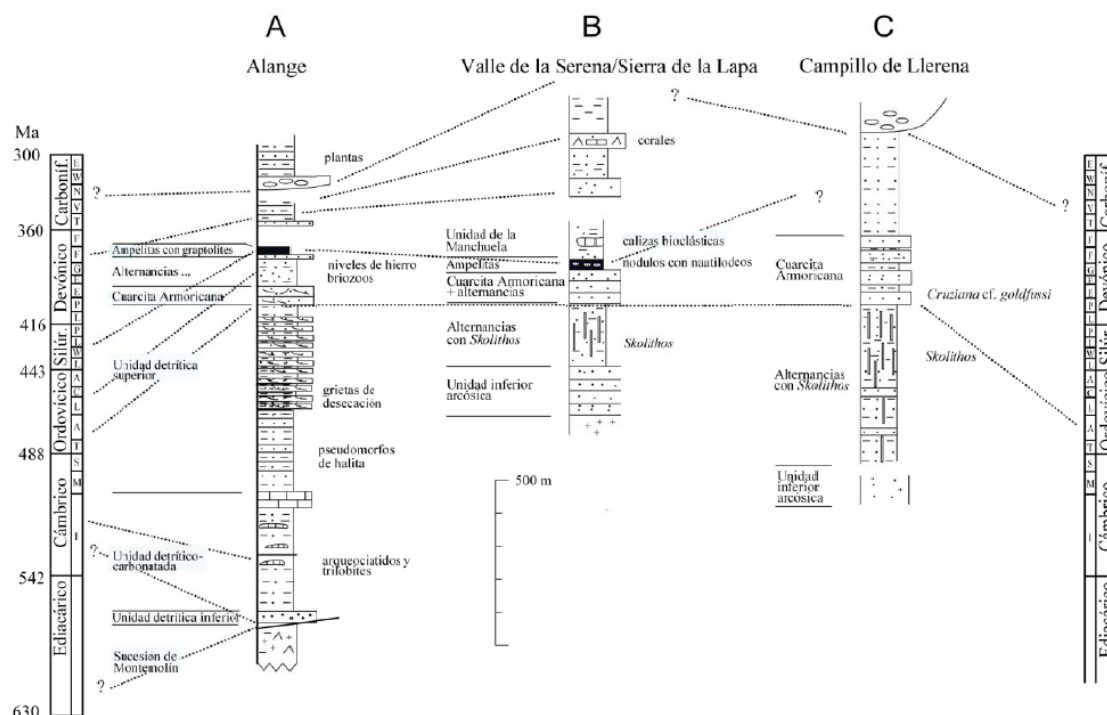


Figura 2.2.- Correlación de columnas de distintos sectores del DOV. Tomada de Palacios y Jensen (2008)

2.1.2.1 Unidad Paraa autóctona

2.1.2.1.1 Serie Negra (41 y 41a)

Las rocas más antiguas que afloran en estas unidades corresponden a la Serie Negra (41) (Alía, 1963; Carvalhosa 1965) que es una formación característica de la ZOM y aflora extensamente en el núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio, donde se citan espesores de 3.500 m (Expósito 2000). En aquella zona, Eguiluz (1987) diferencia dos unidades, una inferior Sucesión Montemolín, constituida por filitas, esquistos grafitosos y metagrauvas, con niveles de cuarcitas negras, mármoles (en menor proporción), y frecuentes paquetes de anfibolitas hacia techo. Y otra superior, la Sucesión Tentudía con litologías semejantes pero con menos anfibolitas y menos metamorfismo.

En la zona de la Hoja que pertenece a la Zona Centroibérica, la Serie Negra (41) aflora en el núcleo del Anticlinal de Peraleda, dentro de la Unidad Paraa autóctona; y en las Unidades Alóctonas en el sector de Granja de Torrehermosa-Fuente Obejuna y en el sector de Villanueva del Rey.

En el Anticlinal de Peraleda, está constituida por esquistos gris-oscuros ricos en grafito y metagrauvas, con intercalaciones de cuarcitas negras, anfibolitas y algunos mármoles. Los esquistos presentan una foliación de tipo *schistosity*, con metamorfismo asociado de bajo grado. La foliación está crenulada por micropliegues subverticales. Sobre ella se observa una

discordancia de materiales Cambro-Ordovícicos, puesta ya de manifiesto por Llopis *et al.* (1970) y por Capdevila *et al.* (1971). Esta esquistosidad se ha datado sobre un concentrado de moscovitas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es de 550 ± 10 Ma (Blatrix y Burg, 1981).

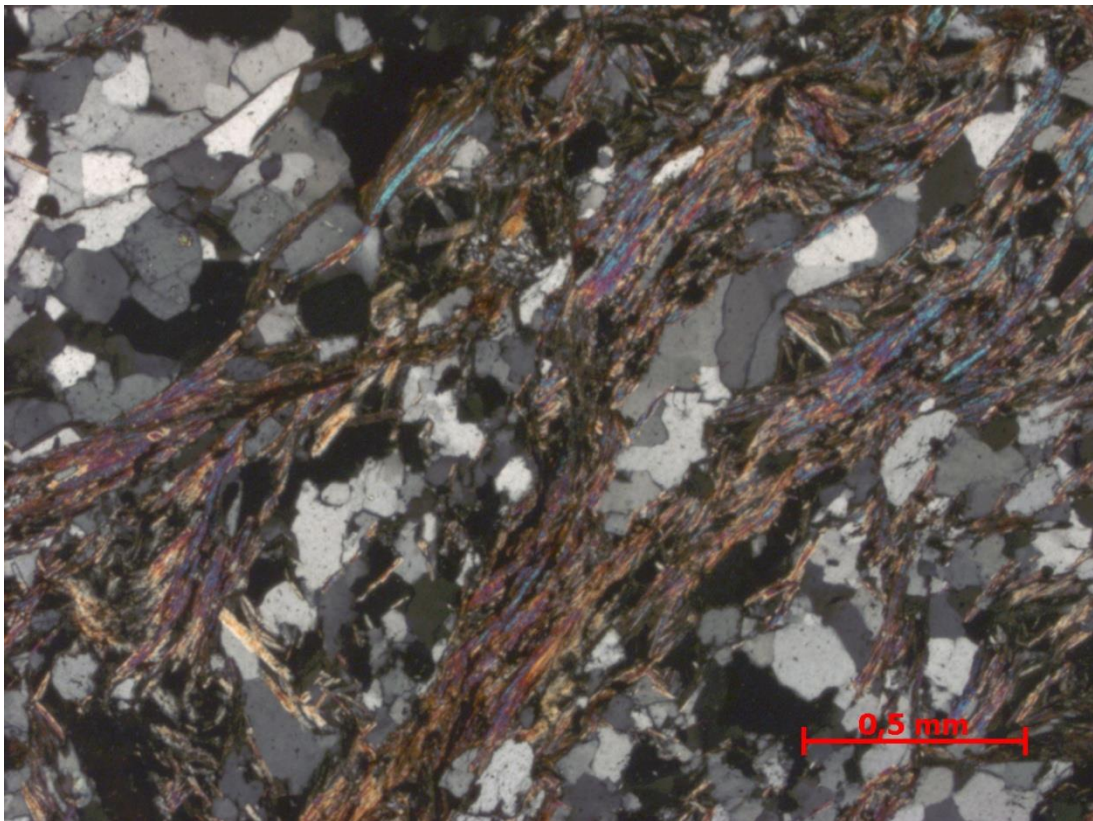


Figura 2.3.- Cuarzoesquisto de la Serie Negra con una foliación principal S_2 que deja ver una foliación previa (micas atravesadas), ambas recrystalizadas estáticamente. Anticlinal de Peraleda, Unidad Paraa autóctona (muestra 14-34 IG MP-PS36).

Los esquistos de la Serie Negra presentan una fábrica compuesta, con una S_1 crenulada por pliegues apretados F_2 con evidencia clara de recrystalización estática de cuarzo después del evento D_2 . Esta recrystalización apoya la interpretación de que la edad Ar-Ar en moscovita de Blatrix y Burg (1981) es una edad de enfriamiento después del evento D_2 .

En una muestra tomada en una toba (14-35 IG FR-9177) se puede observar una textura: Microcristalina, traquitoide, porfídica. Es una toba de cristales (*chrystal tuff*), intermedia (dacítica- andesítica) con una matriz de grano muy fino, a veces traquitoide, y abundantes cristales idiomorfos a subidiomorfos de plagioclasa y feldespato potásico.

Contiene fragmentos de vulcanitas traquitoideas, con listones de plagioclasa orientados en una matriz oscura microcristalina. Se observa también algún escaso fragmento de cuarcita, que en un caso es milonítica con ribbons. Contiene pseudomorfos de piroxenos retrogradados a agregados de epidota y clorita.

En la muestra 14-34 IG MP-PS36, de esquistos biotíticos en la Serie Negra, se define como, cuarzoesquisto con bandas micáceas y cuarzosas (Figura 2.3). En las segundas se observa que el

cuarzo está recrystalizado, granoblástico, con puntos triples a 120°. En las bandas micáceas se observa una foliación de tipo *schistosity*, que deja ver en algún punto un pliegue intrafoliar (la Sp parece una S₂) o micas atravesadas (posible bandeo tectónico). Está replegada sin desarrollar foliación de crenulación y afectada por una recrystalización estática posterior, que poligoniza los pliegues, debida probablemente al cercano granitoide de Valsequillo.

En contraste con la Serie Negra polideformada, las limolitas oscuras y areniscas de grano fino (**41a**) en las que encaja el Granito de Valsequillo no tienen fábrica penetrativa previa. La intrusión del granito produce facies de corneanas de metamorfismo de contacto (Crd-Bt-Qtz; Bandrés *et al.*, 2000). Además Bandrés (2001) informó que el granito corta un pliegue anticlinal al noreste del contacto, cerca del Cortijo de Estados Unidos, y consideró esto como evidencia de deformación Cadomiense anterior a la intrusión. En una muestra tomada en estas facies, 14-34 IG MP-9009, se observa una arenisca intensamente recrystalizada por contacto del granito de Valsequillo, desarrollando blastesis de biotita, posible andalucita (transformada en masas sericíticas), feldespatos potásico y abundante espinela.

La edad del Granito de Valsequillo (587 Ma, Valverde Vaquero *et al.*, en prensa) es la más antigua de las intrusiones cadomienses en el DOV (Bandrés *et al.*, 2004; Talavera *et al.*, 2008). Este granito es bastante singular, ya que es el único cuerpo Cadomiense en el DOV con facies subvolcánicas (Bandrés *et al.*, 2000). Además, y debido a que ha conservado su aureola de contacto, el granito ofrece una edad mínima para las limolitas y areniscas encajantes.

Bandrés *et al.*, (2000) correlacionan los materiales encajantes con las pizarras Alange, que es la unidad más joven de la secuencia Neoproterozoica de la Unidad Paraautóctona del dominio Obejo-Valsequillo. Esta secuencia está constituida de techo a muro por las lutitas de Alange, Vulcanitas de Oliva de Mérida, la secuencia volcanoclástica de Don Álvaro y la Serie Negra (Bandrés, 2001). En esta secuencia intruyen cuerpos Cadomienses con edades entre 587-573 Ma en varios lugares (Bandrés *et al.*, 2004-Granito del Valle de la Serena 573 \pm 14 Ma, y la Granodiorita de Mérida 577.6 \pm 0.6 Ma). Por lo tanto, no es aventurado aceptar la propuesta de Bandrés (2001) y concluir que la secuencia completa Neoproterozoica que incluye la Serie Negra, es más antigua que la Cadomiense 587-573 Ma.

2.1.2.1.2 Conglomerados poligénicos con predominio de rocas ígneas (51)

En las proximidades de Valsequillo afloran unos niveles conglomeráticos cuyos contactos no se observan aunque están rodeados por los niveles arcósicos del Cambro-Ordovícico. Se trata de unos conglomerados masivos, con cantos muy redondeados de ¹tamaño centimétrico matriz-

soportados, de composición principalmente ígnea (Figura 2.4). La matriz es escasa y de naturaleza grauváquica y/o vulcanoclástica. Los cantos aparecen deformados y predominan los de rocas volcánicas porfídicas y rocas granudas, también los hay de cuarcitas negras deformadas.

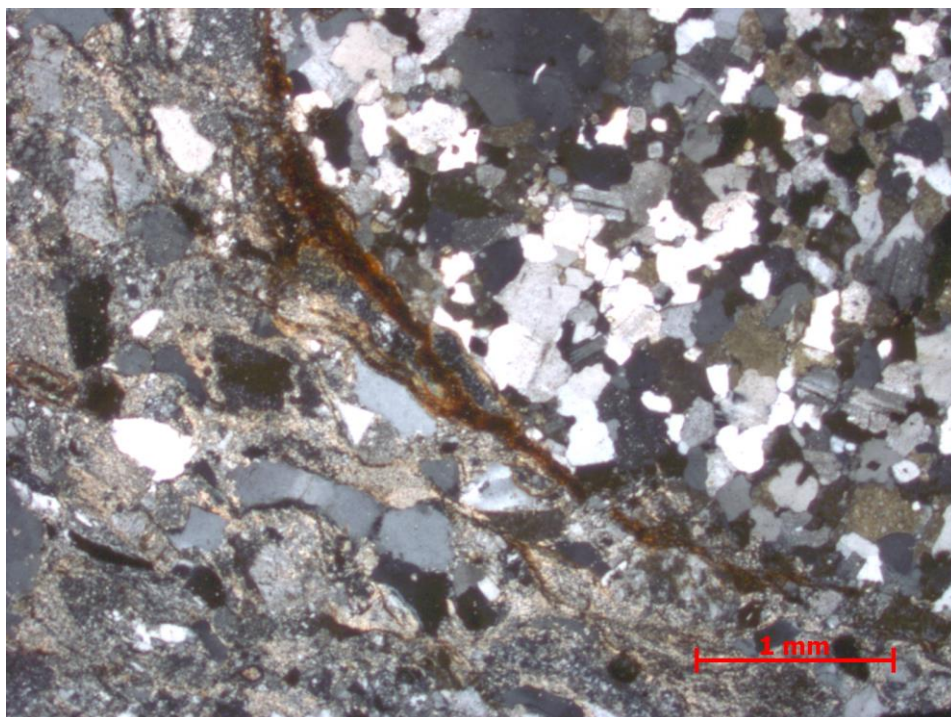


Figura 2.4.- Canto de leucogranito en matriz grauváquica. Conglomerado de Valsequillo (51). Unidad Paraa autóctona (muestra 14-34 IG JM-9001G).

La matriz es de composición grauváquica e incluye fragmentos rocosos; se observan, agregados de cuarzo de grano fino, chert, pizarras cuarzosericíticas y otros.

La edad y la correlación de estos materiales son discutibles, no parecen la base de la sucesión paleozoica, porque cuando esta aparece con claridad está constituida por un conglomerado de cantos angulosos de tamaño de grava fina inmersos en una matriz arcósica predominante. Sin embargo, son comparables con los intercalados en el Grupo Malcocinado tanto intercalados en la serie como en la base (Conglomerado de Sotillo, McPherson, 1879, y Fridke, 1941; Conglomerado de Cordiales Chacón, 1979). En consecuencia la edad propuesta por Contreras Vázquez *et al*, (2004) es la del Grupo Malcocinado.

2.1.2.1.3 Cambro-Ordovícico (52)

En la Unidad Paraa autóctona la sucesión paleozoica comienza con una serie arcósica discordante sobre los materiales proterozoicos del Grupo Malcocinado o de la Serie Negra. En la Unidad Paraa autóctona esta serie aflora en los cabalgamientos de Higuera de la Serena, en el núcleo anticlinal de la Sierra del Oro y en el núcleo del Anticlinal de Peraleda; así como en los anticlinales de menor extensión del sector noroccidental de la Hoja.

No ha sido posible determinar la edad de esta serie debido a que sólo contiene pistas banales y *skolithos* (Herranz, 1985). Los autores de las Hojas de Zalamea, Monterrubio, Maguilla y parte de Valsequillo atribuyen esta serie al Tremadoc igual que Herranz (*op. cit.*); sin embargo, en la parte suroriental de la Hoja se correlacionan con la Formación Torreárboles. En el Anticlinal de Peraleda se puede observar que, concordantes bajo los niveles más cuarcíticos atribuidos a la cuarcita Armoricana, hay una decena de metros de arcosas y conglomerados de matriz arcósica; pero el resto del extenso afloramiento de estos materiales, presenta direcciones transversales a la estructura general, es decir se observa una discordancia cartográfica, que se correspondería con la de la base del Ordovícico y que se situaría dentro de la Serie Arcósica. Como las litologías de esta serie y la Formación Torreárboles son idénticas al menos en su tramo inferior, no ha sido posible trazar el contacto en esta Hoja. En consecuencia y por consideraciones regionales se le ha atribuido una edad Cambro-Ordovícico.

Esta serie está formada por areniscas feldespáticas con abundantes niveles de conglomerados que hacia techo pasan a cuarcitas feldespáticas y delgados niveles de pizarras. Los conglomerados son polimícticos, con los cantos subredondeados, cuya composición varía según el sustrato sobre el que se apoyan. Cuando se sitúan sobre materiales graníticos (Higuera de la Serena) los cantos son predominantemente de granito y cuarzo filoniano, mientras que en el núcleo del Anticlinal de Peraleda los cantos son de cuarzo, cuarcitas negras y esquistos de la Serie Negra, granitos y rocas volcánicas ácidas.

En la muestra 14-34 IG MP-9002 de una arcosa con cantos. Los minerales principales son: Plagioclasa, feldespato potásico, sericita, opacos, cuarzo. Accesorios: circón. Secundarios: Sericita. Se observa un canto de riolita con una matriz microcristalina constituida por plagioclasa, feldespato potásico, sericita y opacos, en la que destacan fenocristales de cuarzo con abundantes golfos de corrosión y de feldespato sericitizados.

La sucesión comienza por niveles conglomeráticos de grano grueso organizados en cuerpos canalizados con estratificación cruzada en surco de gran escala, que evolucionan a areniscas feldespáticas con intercalaciones de conglomerados de grano más fino, formando cuerpos lentejonares de gran extensión, con la base erosiva y con estratificación cruzada planar y en surco de bajo ángulo.

En conjunto se interpreta (Contreras Vázquez *et al.*, 2004) como un medio de depósito continental, que comienza por canales fluviales de alta energía y que evoluciona a una amplia llanura aluvial en la que se desarrollan canales trenzados de fondo plano con barras arenosas que migran lateral y longitudinalmente. La potencia oscila entre 300 y 800 m.

2.1.2.1.4 Cuarcitas, cuarcitas feldespáticas y pizarras limolíticas. Ordovícico (48)

En esta Hoja se ha cartografiado una unidad ordovícica siliciclástica, formada por una alternancia de cuarcitas y pizarras, que presenta importantes variaciones de facies y espesor, tanto en la dirección de acortamiento tectónico (SE-NO), como en dirección longitudinal a las estructuras. Su contenido fosilífero es muy escaso, y está muy tectonizada lo que no favorece el levantamiento de columnas estratigráficas. Esta serie es concordante con la serie arcósica con la que presenta un contacto gradual.

En la Unidad Paraautóctona en la base se sitúa un potente nivel de cuarcitas blancas que hacia la base tienen niveles de microconglomerados. Esta cuarcita se ha correlacionado con la Cuarcita Armoricana de la ZCI (Pérez Lorente, 1979; Herranz, 1985; Contreras Vázquez *et al.*, 2004).

Una secuencia tipo puede ser la del flanco meridional del Anticlinal de Peraleda (Contreras Vázquez *et al.*, 2004). En transición con la Serie anterior se dispone un tramo de 50 a 100 m de potencia de cuarcitas blancas que intercalan niveles de areniscas y pizarras arenosas muy bioturbadas. Presentan estratificación cruzada de gran ángulo y frecuente presencia de pistas fósiles como escólitos y cruzianas. Sigue un tramo de areniscas feldespáticas, de grano grueso, a veces microconglomerático, con intercalaciones de pizarras limolíticas. Sigue un tramo de pizarras limolíticas con bancos de cuarcitas y areniscas, de espesores decimétricos, y morfología lenticular, muy bioturbadas, con pistas fósiles que sin precisiones estratigráficas son frecuentes en el Ordovícico. En la elaboración de la Hoja, se ha podido precisar en el Anticlinal del Calatraveño, un tramo de espesor métrico de pizarras negras que han liberado fauna del Ordovícico Medio (Muestra, 15-35-IG-JM-2046. Son pizarras con nódulos silíceos y láminas de arenisca lumaquélica ferruginizada, en la que aparecen; Trilobites: *Neseuretus henkei* Hamman. Braquiópodos: *Heterorthina* sp., Lingulacea indet.. Bivalvos: *Cardiolaria*? sp.. Cefalópodos: Endocerida indet.. Cnidarios: *Archaeoconularia*? sp..Lo que define una edad: Ordovícico Medio (Dobrotiviense).

La serie culmina con una barra de cuarcitas blanquecinas de 5 a 20 m de espesor, con abundantes icnofósiles como *Monocraterion ichnosp indet*, *didymaulichnus lielli* y *Diplocrateriom parallelum*, que aunque sin precisión bioestratigráfica indican un medio marino somero, litoral a sublitoral. La potencia total oscila entre 300 y 500 m.

En el Anticlinal del Calatraveño la serie es más potente y los tramos más o menos cuarcíticos están mejor individualizados. Pérez Lorente (1979), levantó una columna estratigráfica que constata la presencia de Ordovícico Medio y Superior, lo que se ha confirmado en la elaboración de la Hoja con la muestra citada.

2.1.2.1.5 *Pizarras grafitosas, pizarras graptolíticas y calizas tableadas o en nódulos. Silúrico (49)*

Este sistema aparece sólo en el Anticlinal del Calatraveño, en el extremo suroccidental del Anticlinal de Peraleda y en Villaharta, en el resto de los afloramientos falta por causas tectónicas o por la paraconcordancia de la base del Devónico.

La serie comienza con una decena de metros de ampelitas negras con graptolites y sigue en la Unidad Parautoctona con unos 50 m de pizarras negras con calizas micríticas negras en nódulos y lentejones, con nautiloideos, ortocónicos y bivalvos que ha proporcionado en una muestra (15-35-IG-JM-2044. En una litología de Calizas y calizas margosas) Cefalópodos: *Orthocycloceras? fluminese* (Meneghini), "*Cycloceras*" *bohemicum* (Barrande)], *Michelinoceras michelini* (Barrande). Bivalvos: *Panenka* aff. *obsequens* Barrande, *Praecardium* aff. *bohemicum* Barrande, *Mytilarca* sp., *Cheiropteria bridgei* Pojeta y Kříž, *Leptodesma* aff. *carens* (Barrande), *Pterinopecten* (P.) *cybele* aff. *cybele* (Barrande). Equinodermos: *Scyphocrinites* sp.. De edad: Silúrico terminal (Prídoli superior).

Por último en el afloramiento más occidental cartografiado en esta Hoja una muestra, la 14-34-IG-JM-3001. En unas pizarras con nódulos de caliza; Mina de Las Angosturas) ha librado: Cefalópodos: *Orthocycloceras? fluminese* (Meneghini) "*Cycloceras*" *bohemicum* (Barrande), *Michelinoceras michelini* (Barrande). Equinodermos: *Scyphocrinites* sp.. Bivalvos: *Panenka* sp., *Cheiropteria bridgei* Pojeta & Kříž, *Leptodesma* aff. *carens* (Barrande). Edad: Silúrico (Prídoli).

Sobre el tramo carbonatado del techo del Silúrico sigue en concordancia un tramo de cuarcitas gris oscuro y pizarras verdosas con abundante mica detrítica y óxidos de Fe. En la ZCI este tramo se denomina Alternancias Malva (Pardo Alonso, 1995).

2.1.2.1.6 *Silúrico-Devónico (50, 50a, 53, 53c)*

Los materiales de este tramo afloran ampliamente tanto en la Unidad Parautoctona como en las Unidades Alóctonas, se trata de una alternancia de unos 500-800 m de pizarras y filitas versicolores y areniscas acarameladas; con intercalaciones de calizas, cuarcitas blancas y filitas negras (50), en las que se intercalan coladas de vulcanitas básicas (50a).

Esta secuencia presenta variaciones importantes de facies en sentido NO-SE, y además, sus contactos suelen ser tectónicos, lo que no ha permitido establecer una columna representativa. A escala cartográfica, se detecta en la base un hiato sedimentario que abarca progresivamente más términos en sentido SE-NO; en el Anticlinal del Calatraveño bajo el Devónico hay una potente serie ordovícica y materiales silúricos, y en el área de Zalamea de la Serena se deposita sobre unos niveles cuarcíticos de unas decenas de metros que se atribuyen a la Cuarcita Armoricana. Sólo se observa un conglomerado basal en las Unidades Alóctonas, al Sur de Campillo de

Llerena, de espesor decimétrico y discontinuo formado por cantos principalmente cuarcíticos redondeados, con una matriz cuarcítica.

En esta zona hay discrepancias sobre la presencia de la laguna mesodevónica de la ZCI en esta zona, en el flanco meridional del Anticlinal del Calatraveño se ha constatado su presencia, así como en Anticlinal de Peraleda (Contreras Vázquez *et al.*, 2004), en el primero, en dos muestras tomadas en la serie no tectonizada y en un breve intervalo de cuarcitas tableadas. La primera 15-35 IG JM 2011 con Braquiópodos: *Planyorthis Monieri*. Devónico Inferior y la segunda: 15-35 IG JM 2012. En una cuarcita ferruginosa: Braquiópodos: *Cyrtospirifer* sp.. Edad: Devónico Superior (Frasniense probable). Lo que confirma que la serie es continua con el Devónico Superior, si bien no se ha observado el conglomerado que cita Pardo Alonso *et al.* (1996).

Por otra parte, el Devónico Superior (**53, 53c**) está representado sólo en la Unidad Paraautóctona, al NO y pueblo de Santa Eufemia, en el cierre suroriental del Anticlinal del Calatraveño por un potente tramo cuarcítico y al Norte de Valsequillo en donde aparece un conglomerado ferruginoso que se atribuye a la parte terminal del Devónico Superior (Febrel y Sáenz de Santamaría, 1964).

La litología más común son pizarras con niveles centimétricos a decimétricos de areniscas y cuarcitas ferruginosas. Al microscopio son rocas detríticas formadas por fracción arena fina, con cantos de cuarzo, feldespato y láminas de mica; la matriz es ferruginosa con cantidades accesorias de circón y turmalina. Son frecuentes los niveles cuarcíticos, que están formados casi exclusivamente por cuarzo fracción arena, con cantidades accesorias de biotita, moscovita o clorita, óxidos de Fe y circón. En el anticlinal del Calatraveño y en la sierra de Argallanes Hacia la base aparece un tramo de pizarras verdes, con abundante mica detrítica y limolitas verdosas; contienen paquetes vulcanosedimentarios, a veces muy groseros, como en el Puerto de Castuera, y que en el Calatraveño han proporcionado fauna. Muestra 15-35 IG JM 2001, Es una lumaquela en arenisca ferruginosa con: Braquiópodos: *Platyorthis monnieri* (Rouault), Strophomenida indet., Rhynchonellida indet., Bivalvos, briozoos y tentaculítidos indeterminables. Edad: Devónico Inferior (Praguiense probable). Y otra muestra tomada en la misma unidad 15-35 IG JM-2005. Litología, caliza: Braquiópodos: *Howellella* sp., *Brachyspirifer* sp., Athyridae indet., Strophomenida indet. *Tentaculites* y crinoideos indet. Microfósiles. Ostracoda indet.. Edad: Devónico Inferior. 15-35 IG JM-2010. En un banco métrico de cuarcita: Braquiópodos: *Platyorthis monnieri* (Rouault), *Howellella* sp., Strophomenida indet., Rhynchonellida indet.. Edad: Devónico Inferior (Lochkoviense a Praguiense inferior). Todas confirman la pertenencia al Devónico Inferior de todo el paquete.

En esta misma unidad, al NO en Peñaladrones, en un pequeño corte se han tomado dos muestras que han liberado: 15-35 IG JM-2042. En una caliza al NE de Peñaladrones:

Braquiópodos: *Brachyspirifer* sp., *Arduspirifer* sp., *Boucotstrophia* sp., *Leptostrophia?* sp., *Mutationella?* sp.. Moluscos: *Bivalvia* indet., *Orthocerida* indet., *Gastropoda* indet.. Equinodermos: *Dimerocrinites* sp. (placas columnares). Trilobites: *Asteropyginae* indet.. Cnidaria: *Rugosa* indet. (coral rugoso solitario). Tentaculitida indet.. Microfósiles: *Icriodus* sp.. Ostracoda indet.. Escolecodontos indet.. Edad: Devónico Inferior (Praguense superior o, más probablemente, Emsiense inferior). Y la 15-35 IG JM-2043, En una intercalación de pizarra gris en serie alternante de areniscas centimétricas y pizarras: Graptolitos: *Pristiograptus dubius* (Suess), *Pseudoplegmatoraptus* sp.. Edad: Wenlock (Sheinwoodiense superior a Homeriense inferior).

En esta Hoja se ha diferenciado también un nivel de pizarras negras con vulcanitas básicas (**50a**), que aflora en el NO de la Hoja en la Unidad Paraautóctona, que no ha proporcionado fósiles; pero en unas calizas a muro, en una muestra, 14-33-IG-JM-2005, se ha obtenido.. Dentro de una pizarra con intercalaciones lenticulares de caliza y corales tabulados. Fósiles: Braquiópodos: *Paraspirifer* sp.. Corales: *Tabulata* indet., Favosítidos. Equinodermos: Crinoideos indet. Edad: Devónico Inferior (Emsiense). Los niveles con grandes favosítidos abundan en toda la región en el Praguense Superior. Con este dato se han incluido en el Devónico Inferior, si bien no se puede descartar que sean depósitos del Devónico Superior, ya que siempre afloran en sinclinales dentro de los materiales cuarcítico-carbonatados del Inferior en esta región.

En el sector de San Benito, sobre los materiales anteriores, hay un nivel de cuarcitas (**53**) y areniscas ferruginosas con algunas lumaquelas, que datan esta unidad como Frasnense (Mira *et al.*, 1987; Rodríguez Pevida *et al.*, 1990). En la base de esta formación aparece localmente un nivel conglomerático de unos decímetros de espesor con cantos polimícticos y de angulosos a redondeados. Es difícil de ver en campo, un punto de observación está entre los km 76 y 79 de la carretera de Cabeza del Buey a Belalcázar, al Norte del límite de esta Hoja (Martín Herrero *et al.*, 1994; Pardo Alonso, 1995). El resto de la sucesión son alternancias de cuarcitas, en bancos decimétricos, con estratificación cruzada y laminación paralela, con niveles arenosos ferruginosos muy bioturbados y algunos niveles pizarrosos decimétricos. La potencia de este tramo se puede estimar en unos 40-50 m.

Por último, se encuentran unas alternancias de cuarcitas y lutitas conocidas como Formación Valmayor Pardo Alonso (1995). Aflora con más desarrollo en el flanco occidental del Anticlinal de Santa Eufemia. Consiste en una alternancia de areniscas y cuarcitas rojizas y verdosas acarameladas, limolitas amarillentas y pizarras verdes y rosadas vinosas. Hacia techo se pasa a un paquete cuarcítico de unos 20 m de espesor en bancos decimétricos de cuarcitas gris claro. Hay frecuentes sills y diques de rocas básicas. La potencia total es de unos 100 m. Hay en la serie yacimientos de fauna muy buenos con braquiopodos, trilobites crinoideos, briozoos,

cefalópodos, gasterópodos y fragmentos indeterminados de flora. Todo ello permite datar la serie como Frasnense-Famenense inferior (Mira *et al.*, 1987; Pardo Alonso, 1995).

Las calizas (**53c**) son muy abundantes en el flanco septentrional del Anticlinal de Peraleda, en el cierre periclinal del Anticlinal del Calatraveño (La Chimorra) y al Sur de Zalamea de la Serena. Se presentan como pequeños lentejones o en paquetes superiores a la decena de metros de potencia. Las variaciones de espesor pueden llegar a ser muy bruscas como en La Chimorra, en donde pasan de 200 m a desaparecer en centenares de metros. Son de color gris-oscuro y corresponden a calizas bioclásticas, formadas por restos de braquiopodos, crinoides, corales y briozoos, que indican un medio de plataforma somera con pequeños arrecifes. En los afloramientos mayores, hay estromatolitos en la base de los estratos con asociaciones tubulares y arborescentes coralinas encima de ellos. La fauna en numerosos puntos ha datado Lochkovense y Praguense (Devónico Inferior). A continuación sigue una serie de pizarras y cuarcitas, similares a las del muro de las calizas, entre las que aparecen areniscas con cemento calcáreo, con abundante fauna de braquiopodos que datan el Famenense. En esta Hoja no se observa el conglomerado que Pardo Alonso (1995) cita en la ZCI en localidades al Norte de la Hoja.

Encima de las calizas hay un tramo de pizarras verdes de tonos claros, de espesor variable, que en La Chimorra llega a alcanzar los 100 m. Sobre ellas, también en La Chimorra y Cuerda de los Aljibes, sigue una alternancia de lutitas carbonosas grises y areniscas arcóscas de espesores centimétricos, que intercalan cuarcitas blancas en bancos de hasta 2 m, con muros erosivos y laminaciones paralelas y cruzadas, con abundante bioturbación. Todo el paquete tiene una asociación de facies que según Apalategui *et al.* (1985f) definen un delta submarino.

En la Sierra de la Cinta (N de Valsequillo) Contreras Vázquez *et al.* (2004) cartografían un conglomerado ferruginoso de cantos estructurados, de varias decenas de metros que atribuyen al Devónico Superior, aunque no descartan que sean carboníferos.

En la base del Carbonífero del Guadalbarbo se desarrolla un conglomerado de espesor métrico, polimítico de cantos centimétricos en una matriz pizarrosa, que no implica una discordancia angular, pero si erosiva, con cuyos cantos son ricos en fósiles de la serie infrayacente y se han encontrado en una muestra: 15-35 IG JM-2041/A. En un nódulo silíceo resedimentado: Trilobites: *Neseuretus tristani* (Brongniart). Edad: Ordovícico Medio (canto en conglomerado carbonífero). 15-35 IG JM-2041/B. En nódulos silíceos resedimentados: Braquiópodos: *Vandercammenina* sp., *Brachyspirifer?* sp.. Edad: Devónico (Emsense superior), canto en conglomerado carbonífero. 15-35 IG JM-2041/C. En nódulos silíceos resedimentados: Braquiópodos: *Cyrtospirifer* sp.. Edad: Devónico Superior (Frasnense probable), canto en conglomerado carbonífero. Lo que abunda en la idea de la laguna mesodevónica en esta área

2.1.2.2 Unidades Alóctonas

2.1.2.2.1 *Serie Negra (41b)*

Las rocas más antiguas que afloran en estas unidades corresponden a la Serie Negra (Alía, 1963; Carvalhosa 1965) que es una formación característica de la ZOM y aflora extensamente en el núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio, donde se citan espesores de 3.500 m (Expósito 2000). En esa zona, Eguiluz (1987) diferencia dos unidades, una inferior Sucesión Montemolín, constituida por filitas, esquistos grafitosos y metagrauvacas, con niveles de cuarcitas negras, mármoles (en menor proporción), y frecuentes paquetes de anfibolitas hacia techo. Y a techo, la Sucesión Tentudía con litologías semejantes pero con menos anfibolitas y menos metamorfismo.

En la zona de la Hoja en las Unidades Alóctonas de la Zona Centroibérica, la Serie Negra aflora en el sector de Granja de Torrehermosa-Fuente Obejuna y en el sector de Villanueva del Rey.

Está constituida por esquistos gris-oscuros ricos en grafito y metagrauvacas, con intercalaciones de cuarcitas negras, anfibolitas y algunos mármoles. En el área de Fuente Obejuna son frecuentes las intercalaciones de ortogneises. En una muestra, 14-35 PS-46, se observan cuarzoesquistos de dos micas con granate, con una foliación principal definida por la orientación de cuarzo, biotita y moscovita que rodea a granates irregulares que incluyen a una foliación previa (Figura 2.5). La foliación principal está intensamente replegada. Se observan venas de cuarzo replegadas con la foliación principal de plano axial. Hay alguna vena tardía de feldespato potásico. Es importante resaltar la presencia de granates sincinemáticos con la deformación varisca en toda la unidad, lo que la diferencia, además de la deformación, de la Serie Negra de la Unidad Paraa autóctona.

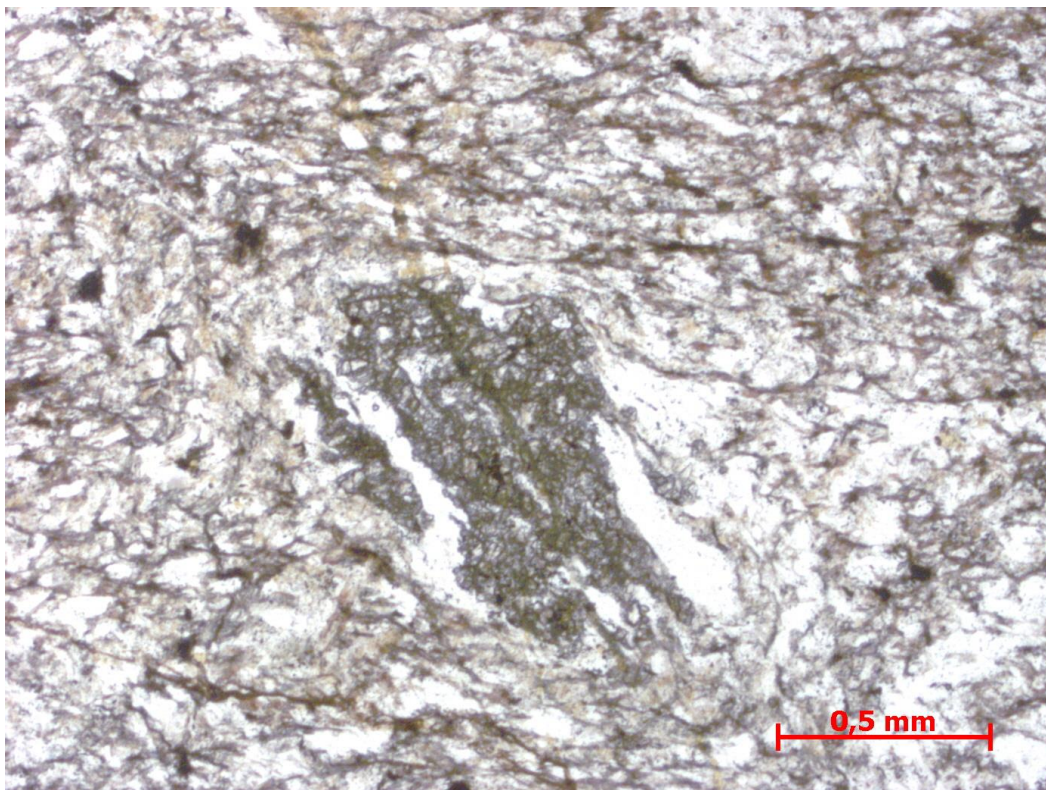


Figura 2.5.- Granate rodeado por la foliación principal incluyendo una foliación previa. Cuarzoesquistos de la Serie Negra. Unidades Alóctonas del DOV (muestra 14-35 IG MP-PS46).

Esta serie que en las Unidades Alóctonas se reduce a una banda que va desde Granja de Torrehermosa a Cerro Muriano, presenta como característica principal que está afectada por una intensa fábrica milonítica, que con frecuencia enmascara la litología original. Esta banda está intruida por abundantes paquetes de ortogneises. El contacto entre esta serie y los Gneises de Azuaga se observa al S de Fuente Obejuna, como todos los materiales están afectados por la deformación de cizalla, no se puede asegurar la naturaleza del contacto, que está mecanizado, y se ha expresado como falla supuesta.

Las rocas pelíticas están compuestas por cuarzo, plagioclasa, mica blanca, clorita, biotita y ocasionalmente granate; los minerales accesorios son turmalina, apatito, rutilo, circón y opacos. Las cuarcitas negras tienen cuarzo, grafito, mica blanca y biotita.

Al E de Granja de Torrehermosa, en un limitado afloramiento en el talud de la carretera, a muro de los esquistos grafitosos, se ha observado un nivel de conglomerados polimícticos, matriz-soportados, que presentan la misma deformación que el encajante (Fig. 2.6). Aunque el afloramiento no permita establecer conclusiones regionales, este nivel es un indicio de la complejidad de la Serie Negra en este sector, como se ha puesto de manifiesto en el Anticlinal de Peraleda (Valverde *et al.*, en prensa).

Su edad no se conoce con precisión, se atribuyen al Rifeense (Chacón *et al.*, 1984) o Vendense-Cámbrico inferior (Schäfer *et al.*, 1993; Vidal *et al.*, 1994). Además de la ya citada

sobre el metamorfismo, existe una datación mediante el método K-Ar sobre porfiroclastos de feldespato potásico de ortogneises leucocráticos intrusivos en la serie de 595 ± 30 Ma (Bellón *et al.*, 1979) que probablemente corresponde con la edad del protolito granítico. Con estos datos y consideraciones regionales los trabajos más recientes le atribuyen una edad Rifeense-Vendiense (Martínez Poyatos, 2002).

2.1.2.2.2 *Ortogneises biotíticos, leucocráticos, alcalinos, anfibólicos; anfibolitas, cuarzoesquistos con granates y cuarcitas negras. Milonitización generalizada. Gneises de Azuaga (42)*

Afloran en las proximidades de Fuente Obejuna en una banda de 500 a 2000 m de anchura y sobre todo al SE de Villanueva del Rey (Gneises de Doña Loba; Delgado-Quesada, 1971). Son paragneises y ortogneises biotíticos, con intercalaciones de anfibolitas, y de esquistos y cuarcitas. Todas estas rocas tienen texturas miloníticas, y los ortogneises presentan abundantes porfiroclastos feldespáticos redondeados de tamaño milimétrico.

Las características litológicas y la deformación de esta unidad son muy parecidas a los gneises de la Unidad Portalegre-Azuaga, así, en las hojas MAGNA se habían asimilado siendo diferenciados en trabajos posteriores (Martínez Poyatos *op. cit.*).

Las litologías más características son los gneises leucocráticos y anfibólicos (Figuras 2.7 y 2.8). Los primeros son ortogneises porfídicos de origen volcánico con porfiroclastos de feldespato potásico y granate en una matriz de cuarzo, mica blanca, epidota, clorita opacos y escasa biotita (Figura 2.9). Y los gneises anfibólicos están compuestos por fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y anfíbol verde-amarillo, y la matriz tiene cuarzo, anfíbol, feldespato potásico, plagioclasa, epidota, clorita, biotita y accesorios titanita, circón y opacos. La muestra 14-35 IG MP-PS-44 (Ortogneises con milonitización generalizada), contiene como minerales principales: Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, sericita y granate; como accesorios: Circón, apatito, ilmenita; y como secundarios: clorita. Muestra una foliación blastomilonítica definida por la orientación de *ribbons* de cuarzo polygonizados y de bandas con masas de mica blanca fina. Se observan también bandas orientadas según la Sp constituidas por masas de clorita y biotita que incluyen numerosos granates irregulares de pequeño tamaño relictos (Figura 2.9). Se observan dos biotitas, una ígnea incluida en los feldespatos y otra metamórfica.

La muestra 14-35 IG MP-PS-45 (Gneis con alguna glándula de feldespato dispersa), muestra textura granoblástica, porfiroide. Minerales principales: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita; accesorios: granate, apatito, circón, opacos, sillimanita y secundarios: clorita, epidota. Es un leucogneis glandular migmatizado, con una foliación relictas, posiblemente

milonítica, definida por orientación de moscovita y biotita, así como un bandeo composicional, que rodea a glándulas de feldespato potásico y plagioclasa, así como a granates. Se observan colas de presión asimétricas y posibles *ribbons* de cuarzo poligonizados. Las glándulas de feldespato potásico incluyen a veces "gotas" de cuarzo mirmequítico. Se ven también glándulas de plagioclasa con parches y colas de presión de feldespato potásico. Se observan granates con inclusiones de cuarzo y se observan granates con inclusiones de cuarzo y clorita, redondeados, rodeados por la foliación. Parece verse algo de sillimanita incluida en moscovita.

Esta unidad está relacionada con la Serie Negra y las consideraciones de edad son válidas para ella.



Figura 2.6.- Metasedimentos conglomeráticos al E de Granja de Torrehermosa



Figura 2.7.- Gneises anfibólicos



Figura 2.8.- Gneises de Azuaga

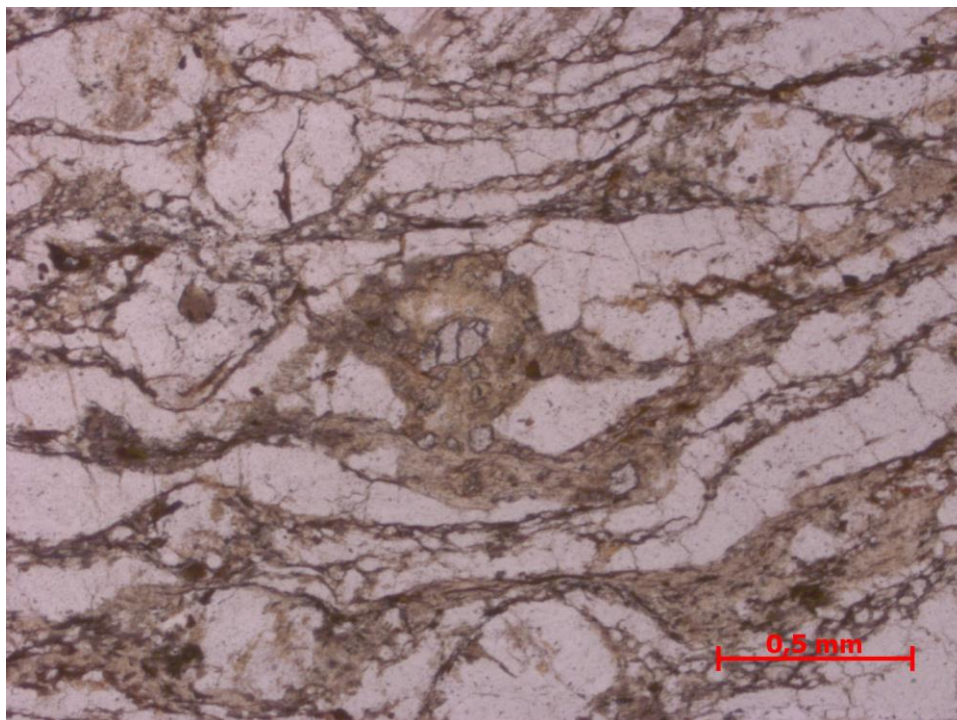


Figura 2.9.- Granate relicto, retrogradado a clorita, rodeado por la foliación milonítica definida por orientación de *ribbons* de cuarzo poligonizados. Ortogneises miloníticos (muestra 14-35 IG MP-PS44).

2.1.2.2.3 Micasquistos, cuarzoesquistos, ortogneises y anfibolitas (43)

En esta Hoja, aflora una serie que aparece en dos láminas tectónicas en la base de las Unidades Alóctonas (43). Sus afloramientos van desde el NO de Adamuz hasta Villaharta. La lámina septentrional es la base de la Unidad e incluye al Granito del Escribano (Pérez Lorente, 1979), un cuerpo plutónico de carácter ácido a intermedio, que sólo aparece ligado a esta serie y no produce metamorfismo de contacto aunque Martínez Poyatos (2002) lo considera intrusivo; y ambos conjuntos están recubiertos discordantemente por la Fm Torreárboles.

La serie es muy compleja litológicamente, y está constituida por una sucesión de filitas y esquistos, con generalmente de colores abigarrados, con frecuentes episodios lávicos y vulcanoclásticos de naturaleza ácida y básica. En lámina delgada se han diferenciado micasquistos y cuarzoesquistos, a veces laminados y con aportes de materia orgánica. Se trata de rocas detríticas con cuarzo, plagioclasa, mica incolora (sericita-moscovita) y biotita detríticas, y opacos (grafito y piritita). En estos materiales pelíticos hay algunas intercalaciones de metagrauvacas y metaarcosas.

Dentro de los materiales pelíticos hay intercalaciones métricas de rocas gneísicas, de composición cuarzo-feldespática, que en lámina delgada se definen como rocas ortoderivadas, procedentes de riolitas y riodacitas, con una deformación sinmetamórfica. Tienen textura gneísica, formadas por: cuarzo, feldespato potásico (ortosa-microclina) en una matriz con escasas biotita y moscovita.

Los paquetes básicos, con dimensiones similares, aparecen subconcordantes y proceden de rocas básicas ortoderivadas. Hay paquetes de anfibolitas, verde-oscuros, con textura granonematoblástica, con una hornblenda verde-marrón relictas y otra verde-azulada que define la esquistosidad, con escaso o nulo cuarzo plagioclasa y biotita. Hay otros paquetes de rocas verdes provenientes de material volcánico o vulcanoclástico de carácter básico. Están constituidas por anfíbol clorita, epidota, plagioclasa y cuarzo. En algún caso llevan asociados niveles carbonatados.

En la hoja MAGNA diferencian unos niveles de cuarcitas laminadas a muro de la unidad, que se ha comprobado que son paquetes cuarzofeldespáticos generados por la cizalla en la base de las Unidades Alóctonas.

Dentro de estos materiales se citan (Apalategui *et al.*, 1985a), unos bancos finos formados por lechos de magnetita-cuarzo y esquistos de grano fino, que han sido definidos como itabiritas, por lo que los correlacionan con rocas precámbricas.

Estos materiales son anteriores al ciclo paleozoico, probablemente sincrónicos con el Granitoide del Escribano (**3**), aunque no se conoce el muro. En los trabajos de esta Hoja el Granitoide ha sido datado mediante Ar/Ar en hornblenda en 539 ± 3 Ma (Eguiluz *et al.*, 2013). Probablemente esta edad es del enfriamiento tardío, y parece situar a estos materiales en el Grupo Malcocinado, sin embargo las litologías de esta Unidad son muy diferentes por lo que se ha optado por seguir los criterios de la hoja MAGNA (Apalategui *et al.*, 1985a) y se han separado del Grupo.

2.1.2.2.4 Grupo Malcocinado (**30**, **51**)

Este Grupo está definido en la Zona de Ossa-Morena (Fricke, 1941) en donde aparece en contacto discordante sobre la Serie Negra. Ha recibido varias denominaciones locales pero se ha impuesto el nombre incluso en la Zona Centroibérica (Sánchez-Carretero *et al.*, 1990). Se trata de un complejo vulcanosedimentario con litologías muy variadas. Predominan las rocas volcánicas intermedias como basaltos, basaltos andesíticos, andesitas dacitas y riolitas; y las rocas vulcano clásticas (**30**). Las rocas detríticas son pizarras verdes, filitas, cuarzoesquistos, arcosas, grauvacas y conglomerados con cantos de cuarcitas negras y de rocas volcánicas y plutónicas (Conglomerado de Valsequillo (**51**), en la unidad paraautóctona, Figura 2.8).

En esta Unidad Alóctona sólo aflora en una estrecha lámina, con contactos tectónicos, al S de Granja de Torrehermosa. El límite meridional es la Falla de Matachel y al N una falla la pone en contacto con la Serie Negra. Los materiales están tectonizados por la proximidad a los accidentes mayores. Se trata de un conjunto de términos sedimentarios con lavas y tobas andesíticas aunque aparecen también niveles tobáceos ácidos y básicos. Los detríticos son filitas

claras con pasadas limosas y niveles de microconglomerados, más escasos. Las lavas andesíticas son rocas esquistosas con textura blastoporfídica formada por cristales de plagioclasa (albita-oligoclasa) y melanocratos (anfíbol y piroxenos) en una matriz microcristalina. Las tobas andesíticas son rocas que pueden tener una textura blastopsamítica o esquistosa, formada por porfiroclastos desigualmente redondeados y a veces granulados de cuarzo y plagioclasa en una matriz granolepidoblástica de cuarzo, clorita, sericita y calcita.

Quesada *et al.* (1990) interpretan esta serie como depósitos marinos someros, en los que se intercalan niveles turbidíticos y coladas piroclásticas.

Su edad no se conoce con precisión, ya que los datos paleontológicos son escasos y de poco valor cronoestratigráfico. No obstante, es con seguridad infracámbrica ya que se sitúa por debajo del Cámbrico Inferior datado. Liñán y Schmitt (1980) describieron cianobacterias y estromatolitos que les permitieron proponer una edad Rifeense. Liñán y Palacios (1983) y Liñán *et al.* (1984) documentaron la presencia de microfósiles de pared orgánica y cianobacterias, que Quesada *et al.* (1990) consideraron características del Vendiense Medio-Superior. Esta edad estaría de acuerdo con las dataciones de algunos cuerpos intrusivos, así las tobas andesíticas de Puebla de la Reina correlacionables con el afloramiento de Retamal tienen 534 ± 83 Ma (Rb-Sr sobre roca total, Martínez Poyatos, 2002). El Granito de Ahillones situado en la ZOM proporciona una edad de 585 ± 5 Ma (U-Pb sobre circones, Schäfer, 1990). El Granitoide del Mosquil también en la ZOM da $543 + 5.7-4.7$ Ma (U-Pb sobre circones, Ochsner, 1993). Y 576 ± 86 y 532 ± 180 Ma para el Granitoide de Palomas (Martínez Poyatos, 2002).

2.1.2.2.5 Unidad de Retamal (44)

Se ha denominado así a un paquete de micasquistos con intercalaciones de metavulcanitas, que aparece ligado a la base de las Unidades Alóctonas y cuyos contactos son siempre mecánicos. Afloran en tres áreas tectónicamente ahusadas, desde el meridiano de Fuente Obejuna hasta Retamal de Llerena al NO.

Los términos mayoritarios en la serie son las filitas, petrográficamente son esquistos, cuarzo-esquistos y filitas. Están constituidos por una fracción arenosa con cuarzo, opacos, grafito, y circón; y una mesostasis recrystalizada con sericita-moscovita, clorita-biotita verdosa y localmente cloritoide. La textura es lepidoblástica en los niveles más finos y granolepidoblástica en los arenosos.

Predominan los materiales de grano fino y en el afloramiento más occidental, aparecen esquistos y cuarzo-esquistos biotíticos con pasadas de metavulcanitas básicas y ácidas en menor proporción, que representan emisiones ígneas, volcánicas o subvolcánicas. En cuanto a su cronoestratigráfica, no se tienen datos sólidos Apalategui *et al.* (1983b) atribuyen estos materiales a la Sucesión Tentudía; pero dado el alto contenido en metavulcanitas y su carácter

bimodal en esta Hoja se correlacionan con los tramos vendienses de Puebla de la Reina, es decir con las secuencias vulcanosedimentarias del Grupo Malcocinado. Este criterio también fue seguido por Martínez Poyatos (2002). Como se citó, por correlación podría tener una edad de 534 ± 83 Ma (Rb-Sr sobre roca total, Martínez Poyatos *op. cit.*).

2.1.2.2.6 *Arcosas, arcosas con niveles de conglomerados, cuarcitas feldespáticas y limolitas (45). Niveles de calizas (c)*

En la Unidades Alóctonas aparece en una banda en dirección NO-SE desde Adamuz hasta Peñarroya, siempre discordante sobre los materiales inferiores (Grupo Malcocinado y Granito del Escribano) y seguido en transición por la Fm Azuaga. Al S de Obejo han abierto un corte espectacular. Su litología y posición estratigráfica coinciden con la Fm Torreárboles, muy extendida a nivel regional, y típica de la ZOM, definida por Liñán (1974) en las proximidades de Córdoba. En esta zona ya en la hoja MAGNA Apalategui *et al.* (1985a), correlacionan esta serie con la Fm Torreárboles pero dada su posición tectónica y las calizas que aparecen a techo, sería preferible mantener la denominación litológica.

La Fm Torreárboles es la unidad basal del Cámbrico, se correlaciona con la Secuencia Detrítica Inferior de Vegas (1971) y Eguiluz *et al.* (1997). Fue definida por Liñán (1974, 1978) en la Sierra de Córdoba. Se sitúa sobre el Grupo Malcocinado con contacto discordante.

En la ZOM aparece siempre aunque con espesores variables llegando a alcanzar los 1.000 m. En estas Unidades de la ZCI tiene características estratigráficas ligeramente diferentes y falta a veces, probablemente por la transgresión basal del Ordovícico.

Esta serie, está compuesta por arcosas y grauvacas arcóscas de colores blancos o gris claro y aspecto masivo. Hacia la base hay niveles decimétricos de conglomerados y microconglomerados con cantos muy redondeados y alta esfericidad de cuarzo, cuarcitas grises y negras, y de rocas del Grupo Malcocinado. Hacia techo presenta una transición a la Fm Azuaga predominantemente pizarrosa; formada por una alternancia de cuarcitas feldespáticas (que lateralmente pasan a arcosas) y pizarras negras. En las dos localidades citadas hacia techo presenta niveles carbonatados de espesores métricos y poca continuidad lateral, intercalados en pizarras y grauvacas.

Las rocas son filitas con pasadas arenosas. Textura blastopsamítica algo esquistosa. Su composición es de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, mica blanca y fragmentos líticos; en una matriz cuarzo feldespática con circón turmalina, esfena y opacos. Son frecuentes los fragmentos de rocas frecuentemente de origen volcánico.

Su edad se puede establecer por correlación con los afloramientos de la ZOM, en donde se ha descrito abundante contenido en icnofauna cuyas asociaciones dan una edad Cámbrico

Inferior bajo (Fedonkin *et al.*, 1983; Liñán *et al.*, 1984). Algunos autores han propuesto que el límite Precámbrico-Cámbrico se sitúe en la discordancia de la base (Fedonkin *et al.*, 1983; Liñán *et al.*, 1984; Liñán y Quesada, 1990); pero puede que el techo del Grupo Malcocinado sea ya Cámbrico.

2.1.2.2.7 Formación Azuaga (35, 35cz)

Esta es una de las formaciones más características de este sector del Macizo Ibérico, aflora con gran extensión al Sur de Azuaga en el Dominio de Sierra Albarrana de Delgado-Quesada *et al.* (1977). Fue asignada al Precámbrico por primera vez por Vegas (1971) y definida como Formación Azuaga por Delgado-Quesada (1971), con la misma edad. Es una formación azoica y su edad ha sido objeto de controversia oscilando según los autores desde el Precámbrico al Ordovícico, atribuyéndose esta última edad a los afloramientos de la ZCI.

En esta Hoja dentro de la Unidades Alóctonas del DOV en la ZCI aflora en una banda NO-SE desde Peñarroya hasta Adamuz, en otra más pequeña que pasa por Obejo y en varias mucho más estrechas entre Maguilla y Peñarroya.

Se caracteriza por su carácter detrítico siliciclástico y alternancia rítmica a todas las escalas, se estima un espesor de 3.000-4.000 m. Borrero *et al.* (1984) en el afloramiento de Azuaga realizaron un estudio estratigráfico detallado diferenciando cinco miembros, fundamentalmente por las diferencias en la proporción de arenas y lutitas. Se presenta como una alternancia de niveles de metaareniscas con frecuentes estructuras sedimentarias, y pizarras con laminaciones paralelas arenosas, que le dan un aspecto muy característico. Según estos autores el medio sedimentario es de plataforma abierta dominada por tormentas y con una notable subsidencia para explicar su espesor.

Aunque se han citado algunos tipos de huellas fósiles como *Planolites* sp. Y *Cochlichnus* sp. (Quesada *et al.*, 1990a), no existen datos suficientes para establecer su edad con precisión. Pero lo más significativo es la comparación de facies con abundante bioturbación que da lugar a facies sólo correlacionables con la de otras rocas Cámbricas bioturbadas de la Zona de Ossa-Morena, según Jensen *et al.* (2004). Por tanto, como en la ZOM se le ha atribuido una edad Cámbrico.

En esta zona la serie está constituida por una alternancia de pizarras y niveles de areniscas (grauvacas y cuarcitas) en láminas desde muy finas a gruesas, es típica la alternancia milimétrica de pizarras y areniscas. Presenta estructuras sedimentarias con estratificaciones cruzadas, gradada, bolas de arena y huellas de erosión. Los términos más frecuentes son filitas con niveles milimétricos de metaareniscas y metagrauvas en alternancia rítmica. Presenta textura esquistosa

lepidoblástica en los niveles finos, y granolepidoblástica en los arenosos; está constituida por cuarzo, feldespato potásico, moscovita, sericita y clorita.

Aunque los cambios de facies son frecuentes y rápidos se ha observado áreas donde predominan los estratos de cuarcitas feldespáticas sobre las pizarras laminadas, suelen estar hacia la base y en leyenda es el nivel **35cz**.

2.1.2.2.8 *Arcosas, Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo (46, 46a, 46b)*

Los afloramientos de esta unidad desde el NO de Fuente Obejuna al ángulo suroccidental de la Hoja. Toma su nombre de la localidad de El Hoyo en cuyos alrededores se encuentran los afloramientos más representativos, en las Sierras de Los Santos y Gata. Todos los afloramientos están en las Unidades Alóctonas y además tectonizados por las fallas inversas y cabalgamientos de la etapa compresiva carbonífera. Son bandas de dirección NO-SE, y todos ellos están estructurados por una fábrica plano-linear subparalela a S_0 . Que les hace formar parte de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba. Esta tectonización ha dado lugar a grandes discrepancias entre los diferentes autores tanto en edad como en posición estratigráfica. Al Sur de El Hoyo se observa que tectónicamente están sobre la Serie Negra; y a techo se le superpone discordantemente los depósitos carboníferos de la Cuenca del Guadiato. Los leucogranitos y ortogneises de El Álamo aparecen siempre espacialmente ligados a estos materiales.

Se han distinguido dos conjuntos litológicos, aunque en todos los afloramientos hay mezcla de ellos. El basal fundamentalmente cuarcítico, que se puede dominar Arcosas y Cuarcitas de El Hoyo (Formación Murilla; Almarza, 1976), Y a techo, otro denominado Micasquistos de El Hoyo por Delgado-Quesada (1971) y Formación Campo Alto (Almarza, 1976).

Las Arcosas y Cuarcitas de El Hoyo (**46a**) está formada por cuarcitas feldespáticas tableadas en capas centimétricas o decimétricas, arcosas y cuarzoesquistos, con algunas intercalaciones de niveles métricos de conglomerados. La composición de las cuarcitas es de cuarzo, feldespato potásico, moscovita, clorita, plagioclasa y cantidades accesorias de menas opacas turmalina y circón. Los cantos de los conglomerados tienen un alto grado de redondeamiento y esfericidad, tamaño milimétrico y fundamentalmente de cuarzo lechoso, y en menor proporción de cuarcita, rocas ígneas ácidas y esquistos, en una matriz arcósica dominante. La potencia de este tramo se estima en unos 500 m.

En el mismo corte (carretera de El Hoyo a Navalcuervo) en serie invertida, se observa el tránsito gradual a los Micasquistos de El Hoyo (**46b**). Son micasquistos satinados, muy aluminicos y ricos en moscovita y cuarzoesquistos feldespáticos. Los micasquistos están formados por moscovita, cuarzo, plagioclasa, biotita y granate; en algunos sectores también tienen andalucita y sillimanita. Son frecuentes intercalaciones métricas de anfíbolitas retrogradadas a esquistos verdes; están compuestas por plagioclasa anfíbol verde y cantidades

menores de cuarzo, feldespato potásico, clorita biotita y epidota. Apalategui *et al.* (1985e) describen lentejones de mármoles al SO de El Hoyo. En el afloramiento que hay al Sur del Embalse de Puente Nuevo se intercalan paragneises formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y granate. En los micasquistos hay diferenciados leucocráticos y pegmatitas.

Una característica de estos micasquistos es que alcanzan las condiciones de estabilidad de la sillimanita en el área de Cerro Muriano y andalucita y sillimanita hacia el NO. La andalucita se observa a veces transformándose en sillimanita y puede presentar inclusiones de granate; esto sugiere una evolución con aumento de la temperatura y disminución de presión durante el desarrollo del bandeo tectónico S_p. En las fábricas de esta misma fase pero de tipo milonítico o filonítico, en cambio, biotita, andalucita y sillimanita son minerales relictos y casi totalmente retrogradados, y la foliación milonítica está definida por minerales de menor grado como biotita verde, mica blanca y clorita. Estos materiales afectados por metamorfismo de alta T, que genera diques de pegmatitas aluminicas, son idénticos a los micasquistos de la Fm Albariza, que aflora en la Unidad de Albarrana-Azuaga en la ZOM. De hecho, así lo interpretan los autores de la hoja MAGNA de Peñarroya (Apalategui *et al.*, 1985), que los atribuyen al Grupo de Sierra Albarrana. En esta Hoja con criterios tectónicos, dado que afloran en Zonas diferentes, se han diferenciado los dos conjuntos, pero no se puede descartar que con trabajos más específicos, se revise esta adscripción. Podrían ser las mismas series, alóctonas sobre el borde de la ZCI y la ZOM.

Como se ha reflejado anteriormente hay paquetes de cuarcita intercalados en los micasquistos. En uno de ellos (Presa del Embalse de Puente Nuevo) las cuarcitas están formadas por cuarzo, distena, sillimanita, moscovita y rutilo (Orozco y Pascual, 1975). El espesor los Micasquistos de El Hoyo se estima en 1.000 m (Martínez Poyatos, 2002).

En las Arcosas, Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo, no se conservan fósiles y la edad está en discusión; algunos autores le han atribuido una edad precámbrica (Pérez Lorente, 1979; Quesada *et al.*, 1990). O Paleozoico inferior, correlacionando las cuarcitas de El Hoyo con la Cuarcita Armoricana (Apalategui *et al.*, 1985e). Y Martínez Poyatos (2002) por correlación con otras áreas del borde meridional de la ZCI le atribuye una edad ordovícica.

En esta Hoja se ha considerado que litológicamente es, más correlacionable con algunos tramos localizados dentro de la Formación Azuaga en la Unidad de Velilla (límite occidental de la Hoja, o correlacionables con los tramos de base (Formación Torreárboles) como en toda la banda entre Obejo y Adamuz. En consecuencia se atribuye una edad cámbrica sin poder precisar más.

2.1.2.2.9 Ordovícico de las Unidades Alóctonas (47, 48)

El Ordovícico en estas Unidades está muy bien representado a pesar de sus reducidos afloramientos. Sólo aflora en la Sierra de La Grana al NO de Fuente Obejuna y en la carretera a

Villaharta, en ambos en series muy tectonizadas. Son afloramientos muy ricos en fauna lo que permite levantar una serie bastante completa del Ordovícico. Además se puede reconocer los mismos materiales en los olistolitos de grandes dimensiones de la cuenca carbonífera del Kilva (Gutierrez-Marco *et al.*, 1987 y Sarmiento *et al.*, 1999). Teniendo en cuenta el medio de depósito que indican las facies y su correlación con otras series de ámbito regional, permite proponer que en las Unidades Alóctonas se depositó un Ordovícico completo, aunque la tectónica varisca lo ha desmantelado casi completamente. Este es uno de los mayores aportes a la Geología Regional de este trabajo.

Sierra de La Grana (47, 48)

Se trata de un núcleo cuarcítico que aparece rodeado por materiales carboníferos, está tectonizado y presenta una estructura antiformal que cerraría periclinalmente hacia el E. Se diferencia en la base una serie detrítica, constituida por pizarras limosas con niveles de areniscas y/o arcosas, y con pasadas conglomeráticas (47). Presentan estructuras canalizadas con laminaciones cruzadas de gran ángulo. Las pizarras al microscopio presentan textura lepidoblástica y están formadas por cuarzo y sericita, con abundantes opacos (hematites, circón, turmalina).

Los niveles de areniscas son de colores blanquecinos y bastante feldespáticos, con rápidos cambios de facies. Locamente contienen cantos de cuarzo redondeados, y pizarras, que llegan a constituir lentejones de conglomerados con cantos de 1 a 10 cm. La matriz arenosa es la fracción principal de estas rocas; son sublitarenitas. El cuarzo está recrystalizado. Hacia techo, en contacto con las cuarcitas los niveles de conglomerados de grandes cantos son lentejonares de varios metros, polimicticos y matriz-soportados en una matriz silíceo (47).

Son azoicos y se le ha asignado por correlación regional una edad Tremadoc (Contreras Vázquez *et al.*, 2004).

Sobre los materiales anteriores y en transición se deposita un potente paquete (500 m) de orto cuarcitas masivas de color claro que hacia la base alternan con niveles más feldespáticos (48). Se presentan en bancos irregulares, de orden decimétrico, bastante fracturados. Presentan texturas blastopsamítica y granoblásticas, algo esquistosadas; compuestas por cuarzo, feldespato potásico, moscovita, circón y óxidos de Fe. Algunas muestras presentan textura foliada con el cuarzo estirado y muy deformado.

La edad atribuida es Arenig por las mismas consideraciones anteriores (Contreras Vázquez *op. cit.*)

El resto de la secuencia paleozoica está representado, si bien sólo se conserva en un pequeño sinclinal, cobijado por cabalgamientos en Villaharta, habiéndose levantado en él una columna representativa (Fig. 2.10):

Columna de Villaharta. Se sitúa al sur de la localidad de Villaharta, en la carretera que va desde la N-432 a Pozoblanco (coordenadas UTM, ETRS89-X: 333.468; Y: 4.221.998).

La columna de Villaharta es una sección compuesta por varios tramos levantados en ambos flancos del sinclinal de Villaharta. En total se han reconstruido unos 380 m de serie.

De muro a techo, el primer tramo, levantado en el flanco sur del sinclinal, comienza con unos 20 m de cuarcitas, cuyo muro está tectonizado, en paquetes métricos en una secuencia estratocreciente y granocreciente.

El segundo tramo se ha realizado en el flanco N del sinclinal (invertido) y comienza con un nivel métrico de oolitos ferruginizados de tamaño de grano milimétrico de color rojo, en el que se ha tomado la muestra 15-36 IG JM-2008. Proporciona fragmentos indeterminables de linguláceos. Edad: Ordovícico (por posición estratigráfica). Y la 15-36 IG JM-2019. Litología: Hierro oolítico. Edad: Ordovícico Inferior probable, por posición estratigráfica. Se trata de una facies inequívoca del Ordovícico inferior de la ZCI, según Gutierrez-Marco (com. pers). Le sigue una alternancia de pizarras arenosas micáceas de tonalidades verdosas bioturbadas con areniscas en bancos métricos en secuencias estratocrecientes que contienen placas de cistoideos. En ella se han tomado muestras de paleontología, que han sido estudiadas por J.C. Gutierrez-Marco, G.N. Sarmiento y M. Schemm-Gregory. La muestra 15-36 IG JM-2003, tomada en limolitas verdosas bioturbadas, libera: Trilobites: sabelinia cf. *glabrata* (Salter). Equinodermos: *Phlyctocystis* sp..Crinoidea? indet.. Icnofósiles: *Paleophycus tubularis* Hall, *Planolites* isp..*Phycodes*? isp..Restos de ostrácodos. Edad: Ordovícico Medio (probable Dobrotiviense). Y la 15-36 IG JM-2018. Litología: arenisca: Equinodermos: *Phlyctocystis gigas* (Termier y Termier). Edad: Ordovícico Medio (Dobrotiviense).

A techo del tramo se observa una alternancia centimétrica de pizarras y areniscas con laminación ondulada y bioturbación de talasinoideos. El tramo culmina con un paquete métrico de cuarcitas feldespáticas. El espesor total es de unos 80 m

El tercer tramo se ha levantado en el flanco S del sinclinal y tiene unos 120 m de potencia. Comienza con unas areniscas muy finas micáceas y de tonalidad verdosa que hacia techo incorporan un nivel métrico de calizas blancas bioclásticas (gasterópodos, braquiópodos, etc.). Esta caliza presenta en la base un horizonte decimétrico rojizo.

En las calizas bioclásticas se ha tomado la muestra 15-36 IG JM-2016, que ha sido estudiada por G. N. Sarmiento. Su litología permite asimilarla a la Caliza Urbana (La muestra 2015, es duplicada para tratamiento micropaleontológico): Conodontos: *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Sagittodontina robusta* Knüpfer, *Amorphognathus* sp.. Edad: Ordovícico Superior, Kralodvoriense. Este hallazgo tiene una relevancia regional ya que permite correlacionar este Ordovícico con el de la ZCI, y además establecer que en las Unidades

Alóctonas (al menos) existe un Paleozoico pre-devónico inferior completo, aunque de escaso espesor.

Por encima de la caliza se desarrolla una serie monótona de pizarras y areniscas de entidad decimétrica, cuya base incorpora unos niveles de calizas bioclástica (equínidos, braquiópodos, etc.). Hacia techo del tramo, la serie alternante muestra frecuentemente estructuras sedimentarias tipo *hummocky*. El tramo culmina con unas 15 m de cuarcitas laminadas gruesas.

El último tramo se ha realizado en la carretera de Villaharta en posiciones próximas al núcleo del sinclinal. Su espesor total es de unos 130 m. Su base está tectonizada y comienza con un tramo métrico de pizarras ampelíticas negras, que inmediatamente dan paso a una serie alternante centimétrica de pizarras y calizas bioclásticas compuestas en su mayor parte por crinoides (encrinitas) pero en la que también se identificaron trilobites y braquiópodos. En esta parte del tramo se han tomado dos muestras, que han sido estudiadas por J.C. Gutierrez-Marco, M. Schemm-Gregory y S. Rodríguez: 15-36 IG JM-2004. Litología: caliza: Cefalópodos: *Michelinoceras* sp. Edad: Silúrico probable. 15-36 IG JM-2007. Litología: Grandes nódulos calcáreos en pizarras: Cefalópodos: *Pseudocycloceras*? sp.. Bivalvos: *Panenka*? sp.. Edad: Silúrico (Prídoli probable).

Hacia la mitad del tramo la serie va perdiendo en niveles carbonatados, pasando a ser la alternancia de pizarras y cuarcitas. Hacia el techo del tramo (los últimos 20 m), de nuevo la alternancia es de calizas bioclásticas y pizarras, de entidad esta vez decimétrica. En las calizas bioclásticas se han observado, crinoideos, nautiloideos y corales solitarios. Varias muestras tomadas en la parte alta del tramo, estudiadas por J.C. Gutierrez-Marco, M. Schemm-Gregory y S. Rodríguez han dado los siguientes resultados:

15-36 IG JM-2002 Litología: Caliza margosa. Restos de ostrácodos, crinoideos, trilobites y briozoos indet.. Edad: Devónico probable.

15-36 IG JM-2001 Litología: Caliza encrinítica. Fósiles: Tratamiento micropaleontológico: Restos de ostrácodos, crinoideos, trilobites indet., braquiópodos fosfáticos, gasterópodos, posibles placas de peces. Conodontos: *Pelekysgnathus* sp. y un fragmento indet. Edad: Devónico.

15-36 IG JM-2006. Litología: Caliza de Villaharta (parte superior): Braquiópodos: *Orthida* indet.. Moluscos: *Orthocerátidos* y gasterópodos indeterminables. Trilobites: *Phacopina* indet..Equinodermos: *Marettocrinus* sp. (placas columnares). *Laudonomphalus*? sp. (placas columnares). Cnidaria: *Rugosa* indet.. Corales: *Tabulata* indet., *Adradosia* sp. Edad: Devónico Inferior. Según los Corales Lochkoviense alto a Praguense bajo en muchas localidades próximas (Chamorra, Guadamez, Peñón Cortado, Arroyo Lobo.

15-36 IG JM-2017. Litología: lumaquela calcárea: Braquiópodos: *Vandercammenina?* sp., *Cyrtospirifer?* sp. Equinodermos: Crinoida indet.. Edad: Devónico indeterminado

2.1.2.2.10 Silúrico (49)

Este Sistema en las Unidades Alóctonas sólo está representado en la serie de Villaharta, en dos estrechos afloramientos con facies similares a los de la Unidad Paraa autóctona. En Villaharta las calizas son niveles centimétricos intercalados en pizarras negras que han proporcionado Cefalópodos: *Michelinoceras* sp y *Pseudocycloceras?* sp., así como Bivalvos: *Panenka?* sp. que arrojan una edad Silúrico (Prídoli probable).

La descripción se ha realizado en la columna de Villaharta dará conjuntamente con el Devónico.

2.1.2.2.11 Silúrico-Devónico (50)

En las Unidades alóctonas este tramo aparece en la serie de Villaharta (Ver descripción) y se extiende mucho más hacia el NO en donde su litología es similar al de la Unidad Paraa autóctona, con dos características muy importantes, presenta una intensa deformación por cizalla sinistra y sobre él se deposita en discordancia angular los depósitos sinorogénicos del Carbonífero Inferior. La descripción litológica es más correcta en la columna de Villaharta, si bien es más completo en los afloramientos de la Unidad Paraa autóctona menos deformados.

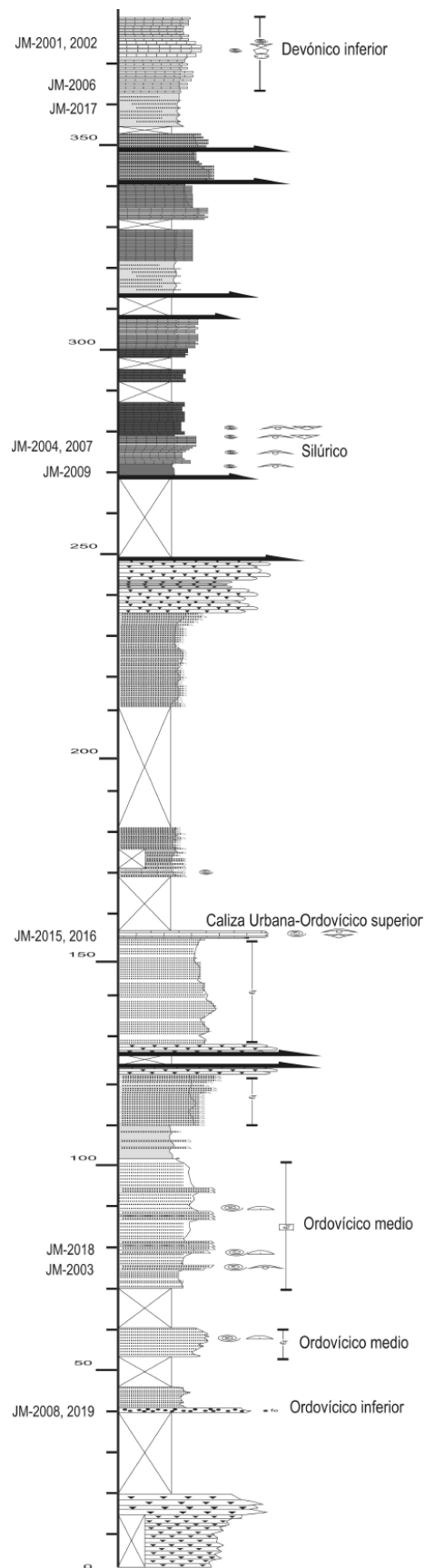


Figura 2.10.- Columna de Villaharta. Paleozoico de las Unidades Alóctonas.

2.2 UNIDAD PORTALEGRE-AZUAGA. UNIDAD CENTRAL

La Unidad Portalegre-Azuaga (UPA) o Unidad Central (Azor, 1994), ocupa la parte suroccidental de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, y está constituida por una estrecha banda de rocas intensamente deformadas con orientación aproximadamente ONO-ESE. Esta banda tiene unos 7-8 km de anchura en la parte occidental de la Hoja, entre Maguilla y Ojuelos Altos. En el sector situado entre Maguilla y Azuaga se encuentra parcialmente recubierta por depósitos del Terciario. Hacia el SE, sus afloramientos quedan interrumpidos por las rocas ígneas de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. En esta Hoja está la terminación suroriental de una banda de 300 km de longitud y 4 a 8 km de anchura que se extiende desde el Sur de Portalegre, en Portugal hasta las proximidades de Argallón en esta Hoja.

Esta Unidad se encuentra limitada en su borde norte por la Falla del Matachel. Por el sur lo limita la Falla de Azuaga en el sector comprendido entre Berlanga y Ojuelos Altos, y más hacia el este, continúa la Cuña de Villaviciosa (Apalategui, 1985b) que también está limitada por otras fallas de trazado aproximadamente paralelo a las anteriores.

Dentro de ella aparece un conjunto litológico compuesto principalmente por gneises, anfibolitas, esquistos y cuarcitas, que presentan, en general, una intensa deformación por cizalla con texturas miloníticas, y metamorfismo que va desde grado bajo a grado alto.

Los afloramientos más representativos de estas litologías se encuentran en el sector correspondiente a la Hoja 1:50.000 de Azuaga (878), y especialmente en las secciones del río Bembézar (al NE de Azuaga), del arroyo de los Pílonos, de la carretera Azuaga-La Cardencha, y del arroyo Argallón (al S de Los Rubios).

Las unidades litológicas que se han diferenciado en la cartografía en el DOV, adoptan una disposición sensiblemente paralela respecto a los límites de la UPA. La intensa deformación que han sufrido estas rocas impide en muchos casos reconocer la naturaleza original de los contactos, los cuales, por otra parte, pueden encontrarse con frecuencia mecanizados.

La Unidad Portalegre-Azuaga muestra en este sector una estructura en general bastante verticalizada (ver cortes geológicos), y no existen criterios claros en cuanto a la polaridad estratigráfica. Sin embargo, sí se observa un gradiente metamórfico creciente desde el NE hacia el SO, el cual puede ser utilizado como criterio de superposición estructural en las unidades que lo componen. Este criterio es el que se ha seguido en la construcción de la leyenda litológica del mapa.

Esta Unidad se ha denominado Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Burg *et al.*, 1981; Matte, 1986 y 1991; Ábalos, 1990; Ábalos y Eguiluz, 1991; Ábalos, 1992), Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Ábalos y Eguiluz, 1990) o Unidad Central (Azor, 1994; Azor *et al.*, 1994;

Simancas *et al.*, 2001 y 2003). En este trabajo se ha optado por una denominación geográfica, ya que las primeras aluden únicamente a las características de la deformación, y la tercera está referida a un estudio local. Se han separado varias unidades dentro de ella (ver Figura 7.1).

Dado que las relaciones entre las diferentes litologías son tectónicas y su cartografía compleja, se han representado sólo los términos más significativos, según Azor (1994). Estos son: metasedimentos ortogneises y anfibolitas. Todas estas litologías están intensamente deformadas y metamorfizadas y no se puede establecer su secuencia estratigráfica. Las partes inferiores de la Unidad afloran hacia el SO y el techo estructural se sitúa al NE. La potencia no se puede estimar, ya que está limitada por fallas, su espesor actual es de 4-5 km. En la mitad inferior de la sucesión dominan los ortogneises y las anfibolitas, mientras que en la parte superior dominan los metasedimentos, aunque también aparecen algunos ortogneises intercalados.

2.2.1 Ortogneises blastomiloníticos y Anfibolitas (39, 39a)

Este tramo, constituido esencialmente por diversos tipos de rocas gneísicas, es el más característico de la Unidad. Es equivalente al Tramo de Paragneises del Arroyo Argallón de Delgado-Quesada (1971).

Aflora principalmente en una banda de 2 a 3 km de anchura que se sitúa a lo largo de la mitad meridional del Corredor entre Maguilla y Piconcillo, y también en el sector de Ojuelos Bajos, y al NO y al E de Villaviciosa de Córdoba.

Aparecen asimismo otras bandas de gneises de menor entidad, no reflejadas en la cartografía, intercaladas tanto en las Anfibolitas de Las Mesas como en la Serie Negra.

Según Ábalos y Eguiluz (1990), las rocas que componen este tramo son, paragneises migmatíticos biotíticos, diferenciados leucocráticos, aplitoides, ortogneises anatéticos, corredores ultramiloníticos e intercalaciones de anfibolitas banales, granatíferas y retroeclogitas. Son también relativamente frecuentes las intercalaciones de esquistos y cuarcitas semejantes a los de la Serie Negra, y ocasionalmente pueden observarse niveles calcosilicatados de espesor decimétrico a métrico.

Posteriormente (Azor, 1994), ha distinguido cuatro grupos principales: ortogneises glandulares biotíticos, ortogneises glandulares leucocráticos, ortogneises aplíticos y ortogneises anfibólicos. Los ortogneises glandulares biotíticos están formados por fenocristales centimétricos de feldespato en una matriz rica en biotita, que define la foliación. Un cuerpo de esta litología ha sido datado al NO de Higuera de Llerena (Oeste de la Hoja), mediante el método Rb-Sr sobre roca total, y ha proporcionado una edad de 489 ± 10 Ma (Azor *et al.*, 1995). Los ortogneises

glandulares leucocráticos son rocas de colores claros constituidas por fenocristales centimétricos de feldespato potásico y una matriz escasa formada por minerales micáceos y *ribbons* de cuarzo, que definen la foliación (Figura 2.11). Afloran como intercalaciones decimétricas y como cuerpos alargados según la dirección NO-SE, de hasta 15-20 km². Pertenecen a estos el Ortogneis de Ribera del Fresno (al Oeste de la Hoja), descrito por Chacón (1979) y el Ortogneis de Las Minillas (Delgado-Quesada, 1971) que aflora al Sur de Granja de Torrehermosa y en un pequeño afloramiento al NE de Doña Rama. Estos dos ortogneises han sido datados mediante “SHRIMP” sobre circones, dando edades de 470-475 Ma (Ochsner, 1993; Ordoñez Casado, 1998). Los ortogneises aplíticos son rocas de colores claros y grano fino a medio y tienen composición cuarzofeldespática con escasa presencia de mica; se presentan intercalados entre las otras litologías con espesores de 100 m y longitudes de varios km. Los ortogneises anfibólicos son rocas cuarzofeldespáticas, en las que la foliación está definida principalmente por anfíbol; los feldespatos aparecen a veces como fenocristales y los anfíboles suelen ser de composición alcalina. Afloran en intercalaciones y en cuerpos de varios km², como el Ortogneis de Aceuchal (Bladier, 1974) y el Ortogneis de Almendralejo (Chacón, 1979), ambos al Oeste de la Hoja; este último ha sido datado mediante diversos métodos, que han proporcionado edades en torno a los 470 Ma (García Casquero *et al.*, 1988; Ochsner, 1993).



Figura 2.11.- Ortogneis glandular leucocrático

Al igual que ocurre con las otras litologías de la UPA, estas rocas se encuentran intensamente milonitizadas, y presentan habitualmente una fábrica plano-linear muy penetrativa, con la aparición local de bandas ultramiloníticas de diversa entidad (desde centimétricas hasta hectométricas).

Son frecuentes los gneises biotíticos y biotítico-moscovíticos, de grano fino a medio y color grisáceo, habitualmente con porfiroclastos feldespáticos de pequeño tamaño (2-5 mm), aunque también hay niveles con porfiroclastos de tamaño centimétrico, y en ocasiones aparecen porfiroclastos aislados de varios centímetros de diámetro. A veces también presentan granate. En la muestra 14-35 IG MP-PS-49, es un gneis blastomilonítico. La textura es granoblástica, blastomilonítica, minerales principales: Cuarzo, plagioclasa, granate, biotita. Accesorios: Opacos, circón, apatito, anfíbol verde (hornblenda). Secundarios: sericita, clorita, clinozoisita. Es un gneis cuarzo-feldespático con granate, que muestra una foliación definida por la orientación de bandas de cuarzo y de feldespatos. El cuarzo es granoblástico y a veces deja ver *ribbons* poligonizados. Abundan los granates irregulares, que a veces incluyen cuarzo y opacos.

Existe un tramo muy continuo, de unos 100 a 300 m de espesor, constituido por ortogneises leucocráticos de grano fino, que se sitúa aproximadamente en la parte central de los afloramientos del sector situado entre Maguilla y Piconcillo. Estos ortogneises tienen como componentes mayoritarios plagioclasa (formando microporfiroclastos) y cuarzo, con algo de moscovita y, en ocasiones, también biotita.

En una muestra, 14-35 IG MP-PS-52 (leucogneises blastomiloníticos), la textura es Granolepidoblástica, blastomilonítica. Minerales principales: Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita (clorita). Accesorios: Granate, apatito, sillimanita. Secundarios: sericita, clorita. Se observa una foliación definida por la orientación de moscovita, biotita y *ribbons* de cuarzo poligonizados, que rodea a pequeños porfiroclastos de plagioclasa y peces de moscovita. Se ven parches de feldespato potásico en plagioclasa. La moscovita se presenta en grandes blastos a menudo deformados. La plagioclasa incluye a veces "gotas" de cuarzo. Los granates son pequeños e irregulares y se sitúan en bandas donde abundan la moscovita y clorita, a veces incluidos en moscovita. También se le ha observado incluido en plagioclasa. Al menos parte de la plagioclasa debe ser metamórfica de alto grado (incluye granate). Se ha observado sillimanita incluida en una placa de moscovita

Azor (1994) ha realizado dataciones por el método Rb-Sr sobre roca total a partir de una serie de muestras de ortogneises de esta unidad, tomadas en la sección del arroyo Argallón, obteniendo para ellas una edad de 632 ± 103 Ma (Proterozoico superior).

De acuerdo con las características descritas, puede suponerse que esta unidad se habría originado mediante un proceso de metamorfismo de grado medio a alto en rocas pertenecientes a la Serie Negra, acompañado de la intrusión de numerosos cuerpos graníticos y pegmatíticos, y diques básicos de diverso tamaño. La intensa deformación producida posteriormente por el cizallamiento dúctil habría dado lugar a una homogeneización parcial de los contrastes litológicos existentes.

Anfibolitas (39a). En el sector de la Unidad que se sitúa entre Azuaga y Argallón, inmediatamente al N de la banda meridional de gneises aflora un tramo en el que la litología dominante son las anfibolitas (Tramo de Las Mesas de Delgado-Quesada, 1971). Se trata por lo general de ortoanfibolitas bandeadas, de grano fino o medio, y a veces granatíferas, siempre con fábrica milonítica plano-linear más o menos desarrollada (Figura 2.12). Los afloramientos más representativos se encuentran en el sector situado entre La Cardenchosa de Azuaga y el Cerro de Las Mesas. En una muestra, 14-35 IG MP-PS-50, de anfibolitas granatíferas, se observa una textura granonematoblástica, y como minerales principales: Anfíbol, granate, plagioclasa. Accesorios: Opacos, esfena, epidota, rutilo, sulfuros. Secundarios: epidota, carbonatos. Muestra una foliación definida por la orientación de anfíbol con pleocroismo de marrón claro a verde claro. Los granates son irregulares e incluyen a veces plagioclasa. Se observan frecuentes intercrecimientos simplectoides de anfíbol y plagioclasa (restos de coronas quelifíticas retrogradadas). Se observan rutilos pasando a ilmenita, rodeados ambos por una corona de esfena. Posible retroeclogita. Y en 14-35 IG FR-9181. (anfibolitas granatíferas), los minerales principales son: Anfíbol, granate, plagioclasa. Accesorios: Esfena, zoisita, cuarzo, rutilo. Secundarios: sericita, epidota. Muestra una foliación definida por la orientación de anfíbol con pleocroismo de marrón claro a verde claro. Los granates son irregulares a subidiomorfos e incluyen a veces cuarzo y rutilo. En algunos casos se observa en torno a ellos una pequeña corona de plagioclasa + piroxeno (retrogradado a anfíbol) (Figura 2.13). En un caso está casi totalmente retrogradado a clorita (procedente de anfíbol) y plagioclasa. Se ha visto un rutilo con corona de esfena+ilmenita. Posible retroeclogita.



Figura 2.12.- Anfibolitas de la Unidad Azuaga-Portalegre

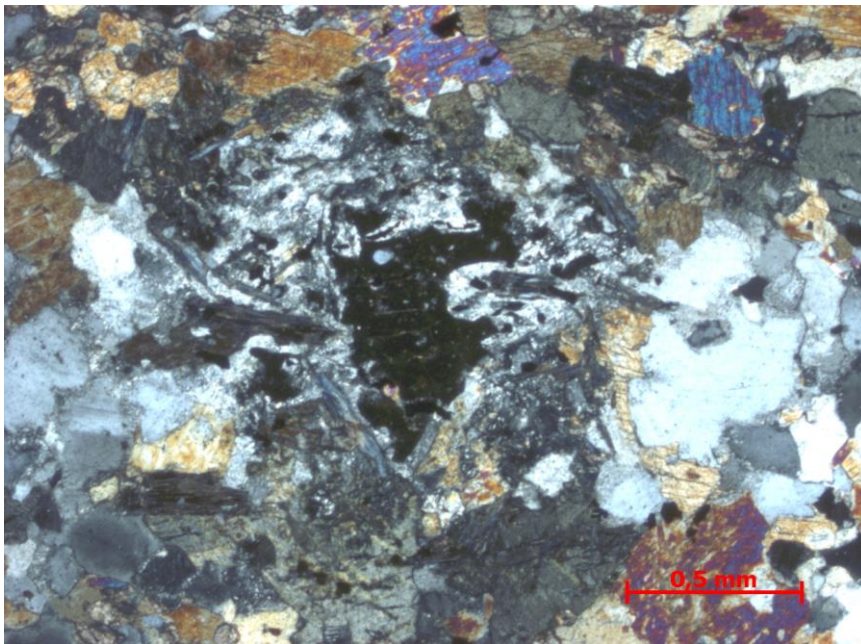


Figura 2.13.- Granate transformándose a agregado simplectítico de Plg+Px (retrogradado a anfíbol). Retroeclogita (muestra 14-35 IG FR-9181).

Para Ábalos y Eguiluz (1990) estas rocas forman parte de la Lámina Eclogítica, que consta de eclogitas, anfibolitas granatíferas y rocas ultramáficas. Azor (1994) considera que las anfibolitas son intercalaciones centimétricas a hectométricas entre los ortogneises y diferencia anfibolitas sin granate y anfibolitas granatíferas. Las primeras son más abundantes, son rocas de

grano fino a medio y color verde oscuro. Están compuestas por anfíbol verde y plagioclasa, que definen un bandeo tectónico. Y las anfibolitas granatíferas se caracterizan por la presencia de granate de color rosado y minerales mayoritarios anfíbol y plagioclasa. Los dos grupos aparecen espacialmente relacionados, y en algunos afloramientos en un mismo cuerpo se observa una parte central con granate y otra externa sin granate. La edad de los protolitos de estas rocas ha sido establecida mediante “SHRIMP” sobre circones (Ordóñez Casado, 1998), y han resultado dos grupos de edades, uno del *rifting* Cambro-Ordovícico (525-483 Ma), y el otro del Precámbrico superior (566-596 Ma). Gómez-Pugnaire *et al.* (2003) establecen que los dos grupos tienen diferentes afinidades geoquímicas; el grupo del Precámbrico pertenece a un marco de *rifting* intracontinental o una cuenca trasera de arco relacionada con la Orogenia Cadomiense; mientras que el segundo grupo de anfibolitas paleozoicas tienen composiciones muy parecidas a los basaltos modernos de tipo N- y E-MORB y están relacionadas con el proceso de *rifting* Cambro-Ordovícico previo a la Orogenia Varisca.

Intercalados o alternando con las anfibolitas aparecen gneises moscovítico-biotíticos y anfibólicos, y esquistos. También son características las intercalaciones en algunos tramos de niveles de espesor centimétrico a métrico de gneises leucocráticos feldespáticos de color blanco-rosado, y de grano muy fino, compuestos esencialmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

En la cartografía se aprecia la existencia de dos bandas de anfibolitas aproximadamente paralelas, separadas por otra más delgada de esquistos y cuarcitas de la Serie Negra.

Al N de La Cardenchoa, aflora a lo largo de 1,5 km una estrecha lámina de ortogneises anfibólicos, de espesor métrico, intercalada en la parte central de una de las bandas de anfibolitas. Estos ortogneises, no representados en la cartografía, están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y anfíbol verde-azulado, y presentan como accesorios zoisita, allanita y esfena. Presentan facies glandulares y no glandulares. Azor (1994) ha realizado análisis de estas rocas, caracterizándolas como intermedias y metalumínicas, con tendencia alcalina; también las ha datado, por el método Rb-Sr sobre roca total, obteniendo una edad de 690 ± 134 Ma.

Schäfer (1990) ha datado circones de ortoanfibolitas pertenecientes a esta unidad, por el método U-Pb, obteniendo una edad de $611 \pm 17/-12$ Ma (Proterozoico superior).

Esta unidad se originó posiblemente a raíz de un proceso de magmatismo básico, que dio lugar a grandes cuerpos intrusivos de gabros, a diques básicos de menor tamaño y, probablemente, también a rocas volcánicas extrusivas, teniendo como encajante principal a las rocas de la Serie Negra.

2.2.2 Rocas Metasedimentarias (40)

En diversas posiciones dentro de la Unidad aparecen bandas de metasedimentos de diversa entidad, constituidos principalmente por esquistos y paragneises migmatíticos, con intercalaciones desde centimétricas hasta decamétricas de cuarcitas grises muy laminadas y, también, cuarcitas negras. Habitualmente presentan una fábrica milonítica plano-linear muy desarrollada, y en ocasiones tienen texturas ultramiloníticas (Figura 2.14).

Para Ábalos *et al.* (1990) estos materiales forman parte del Complejo Leptino-anfibólico. Apalategui *et al.* (1985c), diferencian entre los metasedimentos que aparecen en la parte inferior de la UPA, que los asimilan a la Serie Negra por los característicos niveles cuarcíticos, y, en particular, las cuarcitas negras; y los metasedimentos de la parte superior que como Chacón (1974) los atribuyen a otro dominio.

Los esquistos y paragneises están compuestos esencialmente por cuarzo, feldespatos, moscovita y biotita, apareciendo en ocasiones también granate. Como minerales accesorios presentan turmalina, circón, esfena y opacos.

Los principales afloramientos cartografiados se localizan en torno a la población de Azuaga y al N de ella, en una banda que se sigue desde el NE de Azuaga hasta Argallón (intercalada en las Anfibolitas de Las Mesas), y en el sector situado al NO de Villaviciosa de Córdoba.

En el borde septentrional de la Unidad Portalegre-Azuaga, entre Maguilla y La Coronada, aparece una banda de metasedimentos, con características algo diferentes a los de la parte inferior. Esta unidad, que ha recibido el nombre de Fm de la Atalaya (Chacón, 1974, 1979; Apalategui *et al.*, 1983b), está integrada por esquistos, metaareniscas y cuarcitas, con colores grises y marrones, pudiendo presentar intercalados niveles centimétricos a métricos de paragneises moscovítico-biotíticos de grano fino.

En esta unidad se encuentra intruido el cuerpo de Ortogneis de las Minillas, al que se ha hecho referencia anteriormente. Por el norte, la Fm de la Atalaya se encuentra limitada por la Falla del Machel, mientras que por el sur se sitúa en contacto con un tramo de anfibolitas (Anfibolitas de las Mesas).

La edad de este tramo de metasedimentos (Fm de la Atalaya) y su posición estratigráfica respecto a las otras unidades de la Unidad no se conocen con precisión. La edad radiométrica calculada para el Ortogneis de las Minillas es de 474 Ma (Ochsner, 1993), lo cual implica una edad preordovícica de su encajante.

Algunos autores (Delgado-Quesada, 1971; Chacón, 1974, 1979) han correlacionado este tramo (Fm Atalaya) con las Capas de El Encinalejo y la Fm de Azuaga, las cuales aparecen al sur del Corredor Blastomilonítico, en la Zona de Ossa-Morena, y presumiblemente corresponden al Cámbrico; sin embargo, a lo largo del presente trabajo no se han encontrado criterios que puedan justificar esta comparación.

Persisten dudas sobre la adscripción de la UPA a la ZCI o la ZOM, Azor *et al.* (2004b) parecen decantarse por que sea una lámina exhumada de la ZOM (Fig. 7.7.), sin embargo las litologías y la deformación que presenta son más parecidas a los materiales de la ZCI colindantes. En esta Hoja se ha optado por describirla separadamente.

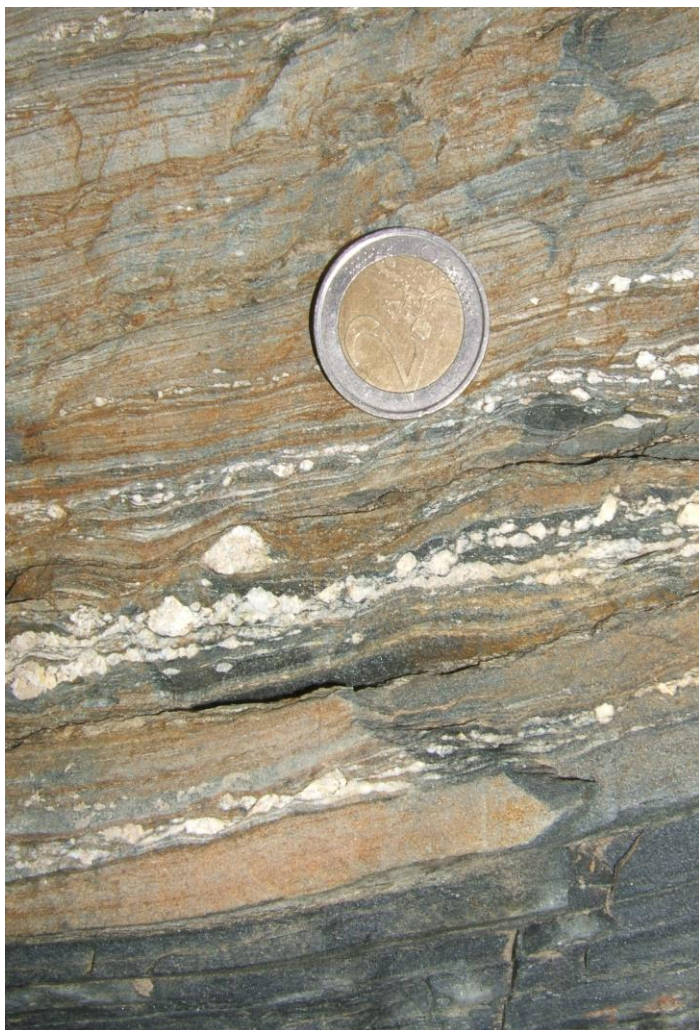


Figura 2.14.- Esquistos y paragneises migmatíticos milonitizados

2.3 ZONA DE OSSA-MORENA Y UNIDAD ALBARRANA-AZUAGA

El tercio suroccidental de la Hoja de Pozoblanco pertenece a la Zona de Ossa-Morena, en donde afloran rocas de edad Proterozoico superior-Paleozoico inferior que han sido deformadas y metamorfizadas durante la Orogenia Varisca. Los depósitos del Carbonífero Inferior son ya discordantes y postcinemáticos con la etapa principal varisca. La sucesión observada semejante a la de otros sectores de la ZOM (Quesada *et al.*, 1990a; Liñán y Quesada, 1990), presenta en la base un complejo vulcanosedimentario (Grupo Malcocinado) sobre el que se apoya en discordancia una serie completa del Cámbrico, con una Secuencia Detrítica Inferior (Fm Torreárboles) una Secuencia Carbonatada y una Secuencia detrítica Superior (Vegas, 1971; Eguiluz *et al.*, 1997).

Más recientemente ha sido objeto de una tesis doctoral defendida por Expósito (2000) en la que describe una columna estratigráfica, que no difiere sustancialmente de la descrita por Perejón *et al.* (2004) que se aporta a continuación (Figura 2.15.):

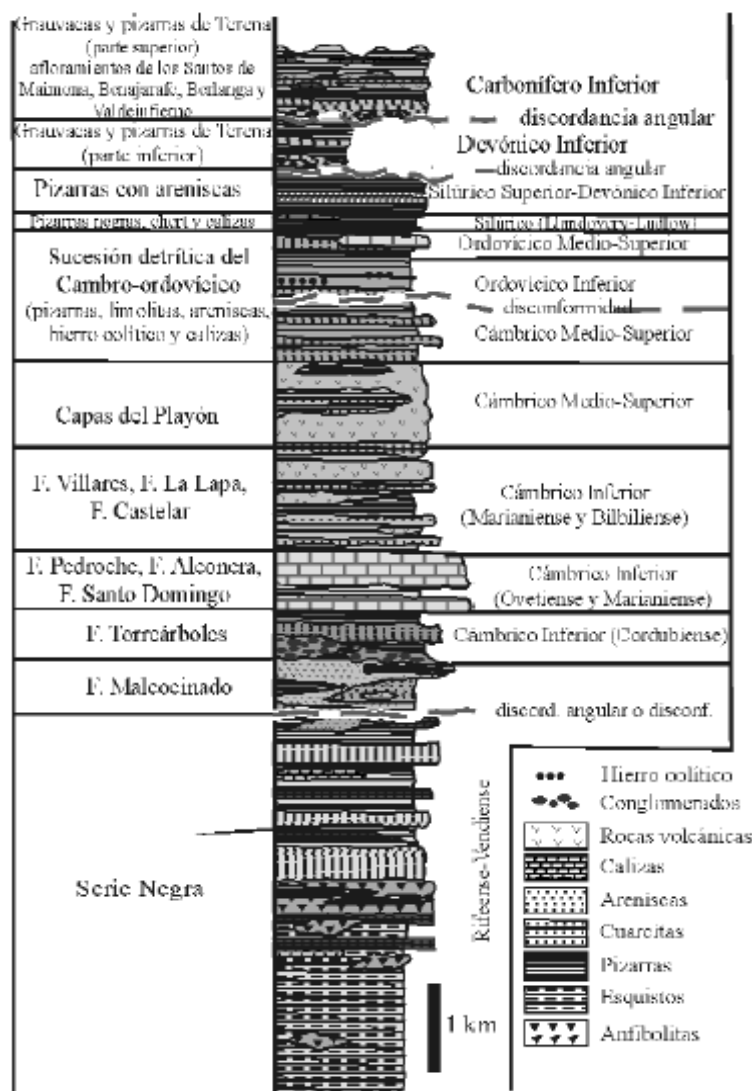


Figura 2.15.- Columna estratigráfica sintética para la Zona de Ossa Morena (tomada de Perejón *et al.*, 2004).

En la Hoja afloran tres de las unidades tectosedimentarias descritas por los autores citados. Unidad Albarrana-Azuaga, Unidad de Alconera al S y la Cuña de Villaviciosa situada en una estrecha banda que se extiende desde esa población al NO y al SE. En la base del tramo carbonatado se inicia el *rifting* cámbrico según Perejón *et al.* (2004), el proceso de *rifting* iniciado en el Cámbrico da lugar a varias cubetas tectosedimentarias cada una con una sucesión característica; La Cuña de Villaviciosa pertenece a la Cubeta de Córdoba y el resto de los materiales de la ZOM están divididos por la Falla de Malcocinado, al NE de ella aflora la Unidad de Sierra Albarrana y al SO la Cubeta de Alconera.

Es de destacar la potente secuencia siliciclástica que fue definida por Delgado-Quesada *et al.* (1977) como Dominio de Sierra Albarrana. La edad y estructura de estos materiales ha sido objeto de discusión. Para Delgado-Quesada (1971) y Garrote (1976), estos materiales forman un anticlinal con núcleo en las cuarcitas de Sierra Albarrana y formaciones esquistosas en ambos flancos. Tanto las cuarcitas como los esquistos que las rodean serían precámbricos. Apalategui y Pérez-Lorente (1983), proponen que la estructura es un sinclinal desarrollado sobre materiales del Paleozoico Inferior y con núcleo en las Cuarcitas de Sierra Albarrana. Y en los trabajos más recientes (Azor *et al.*, 1992a) se establece que la estructura es una antiforma con el núcleo en las cuarcitas, y el flanco suroccidental fallado; y los icnofósiles encontrados por estos mismos autores apuntan a una edad fanerozoica para las cuarcitas, sin mayores precisiones. En cualquier caso, un rasgo distintivo de estas rocas es que la Sierra Albarrana representa un domo térmico de dirección NO-SE, cuyo núcleo alcanza la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas (González del Tánago y Arenas, 1991); la deformación principal es sinmetamórfica y el metamorfismo térmico ha sido datado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que da edades de 365-370 Ma (Dallmeyer y Quesada, 1992).

Las formaciones del Proterozoico y el Cámbrico inferior están también representadas en el borde Sur de la Zona Centroibérica, en donde ya se ha hecho referencia, aunque aquí adquieren mucho más desarrollo. Se describirá la secuencia completa.

2.3.1 Unidades de Alconera y Cuña de Villaviciosa

2.3.1.1 Grupo Malcocinado (30)

Este Grupo está definido en la Zona de Ossa-Morena (Fricke, 1941) en donde aparece en contacto discordante sobre la Serie Negra. Ha recibido varias denominaciones locales pero se ha impuesto el nombre incluso en la Zona Centroibérica (Sánchez-Carretero *et al.*, 1990). Se trata de un complejo vulcanosedimentario con litologías muy variadas. Predominan las rocas volcánicas intermedias como basaltos, basaltos andesíticos, andesitas dacitas y riolitas; y las rocas vulcano clásticas. Las rocas detríticas son pizarras verdes, filitas, cuarzoesquistos, arcosas, grauvacas y conglomerados con cantos de cuarcitas negras y de rocas volcánicas.

Quesada *et al.* (1990a) interpretan esta serie como depósitos marinos someros, en los que se intercalan niveles turbidíticos y coladas piroclásticas.

Su edad no se conoce con precisión, ya que los datos paleontológicos son escasos y de poco valor cronoestratigráfico. No obstante su edad es con seguridad infracámbrica ya que se sitúa por debajo del Cámbrico Inferior datado. Liñán y Schmitt (1980) describieron cianobacterias y

estromatolitos que les permitieron proponer una edad Rifeense. Liñán y Palacios (1983) y Liñán *et al.* (1984) documentaron la presencia de microfósiles de pared orgánica y cianobacterias, que Quesada *et al.* (1990a) consideraron características del Vendiense Medio-Superior. Esta edad estaría de acuerdo con las dataciones de algunos cuerpos intrusivos, así las tobas andesíticas de Puebla de la Reina correlacionables con el afloramiento de Retamal tienen 534 ± 83 Ma (Rb-Sr sobre roca total, Martínez Poyatos 2002). El Granito de Ahillones situado en la ZOM proporciona una edad de 585 ± 5 Ma (U-Pb sobre circones, Schäfer, 1990). El Granitoide del Mosquil también en la ZOM da $543 + 5.7-4.7$ Ma (U-Pb sobre circones, Ochsner, 1993). Y 576 ± 86 y 532 ± 180 Ma para el Granitoide de Palomas (Martínez Poyatos, 2002).

En la ZOM aparece en dos bandas de dirección NO-SE, una en el sector de Valverde de Llerena-Loma del Aire, y otra en el de Villaviciosa de Córdoba.

Las rocas que integran este Grupo son, como ya se ha indicado, de origen volcánico y vulcanoclástico, y aparecen interestratificadas con sedimentos, e intruidas por varios cuerpos de granitoides.

El tipo litológico más frecuente son las metavulcanitas de tonos gris-verdosos, a veces con textura microporfídica, que corresponden a lavas dacíticas y andesíticas, y a rocas vulcanoclásticas de composición similar. También aparecen con cierta frecuencia tramos e intercalaciones de metariolitas y tobas ácidas, y de filitas oscuras.

Las lavas de composición intermedia consisten en fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos (anfíbol y/o piroxeno), y una mesostasis microcristalina con estos mismos minerales. Como accesorios se encuentran cuarzo, esfena, apatito y opacos. Las lavas ácidas están compuestas por fenocristales de cuarzo y plagioclasa y mesostasis microcristalina.

Las rocas vulcanoclásticas de esta composición suelen presentar porfiroclastos de plagioclasa, ferromagnesianos y cuarzo, y matriz con cuarzo, clorita, sericita y calcita. En una muestra se observa: 15-36 IG JM-5001, textura porfiroide, foliada. Minerales principales: Sericita, cuarzo, plagioclasa. Feldespato K, fragmentos de rocas ígneas, fragmentos de rocas metamórficas. Accesorios: Opacos, apatito, circón, turmalina, sulfuros, biotita. Secundarios: sericita, clorita. Se trata de una toba epiclástica ácida con una matriz muy fina cuarzo-sericítica, con una foliación de *slaty cleavage* que rodea a clastos dando colas de presión. Los clastos son de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, fragmentos de rocas ígneas y metamórficas. La plagioclasa es a menudo subidiomorfa, muestra maclado polisintético y en un caso un golfo de corrosión. El feldespato K muestra a veces macla en enrejado. Los cuarzos son en su mayoría monocristalinos, volcánicos, a veces con golfos de corrosión. Se observa algún cuarzo policristalino protomilonítico. Los fragmentos de rocas ígneas (plutónicas y volcánicas) son abundantes. Se observan fragmentos de leucogranitos, constituidos por: cuarzo, plagioclasa, feldespato K, biotita y clorita, donde el cuarzo es a veces poiquilítico en incluye plagioclasa.

También se observan intercrecimientos mirmequíticos de cuarzo-plagioclasa, fragmentos de vulcanitas constituidas por plagioclasa y opacos con textura traquitoide, así como de riolitas con matriz vítrea ácida y fenocristales de cuarzo. Los fragmentos de rocas metamórficas son más escasos, habiéndose observado areniscas, a veces con biotita estática, y un fragmento de cuarzo-esquistos grafitoso.

Las filitas se derivan de sedimentos lutítico-arenosos con componente vulcanoclástica, y están compuestas por cuarzo, feldespato, sericita-moscovita y clorita. En ocasiones presentan microporfiroclastos de plagioclasa y cuarzo.

Ocasionalmente, pueden observarse lentejones de calizas micríticas y calizas marmóreas intercaladas en la serie, tienen espesor métrico y continuidad lateral decamétrica a hectométrica. En niveles de este tipo localizados al Sur de Villaviciosa de Córdoba Apalategui *et al.* (1985b) citan microfósiles de pared orgánica.

En el sector situado entre Valverde de Llerena y Malcocinado, aparecen hacia el techo de la sucesión unos niveles de conglomerados que fueron descritos por McPherson (1879), y posteriormente por Fridke (1941), quien estableció la denominación de Conglomerado de Sotillo. Se trata de conglomerados con cantos elipsoidales redondeados, excepcionalmente angulosos, con textura flotante, locamente clastosoportada. El tamaño de los cantos es desde centimétrico hasta decimétrico, son polimícticos, generalmente de la misma composición que las rocas del Grupo Malcocinado, metavulcanitas, granitoides, pizarras y cuarcitas. La matriz es grauváquica con importante componente volcánica.

Aunque localmente tienen muros erosivos, se observan tránsitos graduales a las metavulcanitas. Su espesor, muy variable, puede alcanzar los 500 m. En cuanto al Grupo Malcocinado la potencia aflorante en la Hoja es de unos 2.000-2.500 m.

Por último, como se ha apuntado anteriormente, existen varios cuerpos de granitoides que intruyen en el Grupo Malcocinado y que serán descritas en el capítulo de rocas ígneas.

2.3.1.2 Formación Torreárboles (**31, 31a**)

Esta formación es la unidad basal del Cámbrico, se correlaciona con la Secuencia Detrítica Inferior de Vegas (1971) y Eguiluz *et al.* (1997). Fue definida por Liñán (1974, 1978) en la Sierra de Córdoba. Se sitúa sobre el Grupo Malcocinado con contacto discordante.

En la ZOM aparece siempre aunque con espesores variables llegando a alcanzar los 1.000 m. En las Unidades Alóctonas del DOV, en la ZCI, tiene características estratigráficas ligeramente diferentes y falta a veces, probablemente por la transgresión basal del Ordovícico. En la Hoja, dentro de la ZCI aflora en una banda de dirección NO-SE en el sector Espiel-Obejo,

en un afloramiento al ENE de Belmez. Y en la ZOM, al SE de la Hoja en la Cuña de Villaviciosa.

En el DOV está compuesta por arcosas y grauvacas arcósicas de colores blancos o gris claro y aspecto masivo. Hacia la base hay niveles decimétricos de conglomerados y microconglomerados con cantos muy redondeados y alta esfericidad de cuarzo, cuarcitas grises y negras, y de rocas del Grupo Malcocinado. Hacia techo presenta una transición a la Fm. Azuaga predominantemente pizarrosa, expuesta al S de Obejo en el DOV, formada por una alternancia de cuarcitas feldespáticas y pizarras negras. En las dos localidades citadas hacia techo presenta niveles carbonatados de espesores métricos y poca continuidad lateral.

Dentro de la ZOM siempre está presente en la base del Cámbrico, aunque su desarrollo sea variable. Aflora en varias localidades en el cuadrante suroccidental de la Hoja y en la Cuña de Villaviciosa de Córdoba.

Está compuesta por arcosas y grauvacas arcósicas de colores blancos y gris claro y con aspecto masivo. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y mica blanca; y en menor proporción circón, turmalina, esfena y opacos. Se suelen observar también fragmentos de rocas, generalmente de origen volcánico.

En las proximidades del borde meridional de la Hoja, al SE de Villaviciosa de Córdoba, (Cuña de Villaviciosa) en el muro y sobre el Grupo Malcocinado aparece un tramo compuesto por tobas y aglomerados de color morado, con clastos de composición andesítica a dacítica, alternando con niveles detríticos (**31a**). El color fuertemente morado se debe a su contenido en hematites diseminada. Son rocas de composición básica, tobáceas y aglomeráticas, constituidas por clastos de composición andesítica a cuarzo-andesítica, que presentan un aspecto porfídico con matriz de cristalinidad variable.

Se trata de un tramo discontinuo, cuyo espesor puede llegar a alcanzar los 500 m, y que ha recibido las denominaciones de Fm San Jerónimo (Liñán, 1974, 1978) y Andesitas de Córdoba (Apalategui *et al.*, 1985b). Se apoyan sobre el Grupo Malcocinado, y en ocasiones debajo o en cambio lateral con la Fm Torreárboles (Apalategui *et al.*, 1985b).

El mayor desarrollo de esta formación se observan en la esquina suroccidental de la Hoja, donde se pueden diferenciar dos miembros: uno inferior, de 200 m de espesor, constituido por arcosas masivas; y otro superior, de 650 m integrado por una alternancia de pizarras sericíticas, arcosas y grauvacas.

Su edad se puede establecer por correlación con otros afloramientos de la ZOM, en donde se ha descrito abundante contenido en icnofauna cuyas asociaciones dan una edad Cámbrico Inferior bajo (Fedonkin *et al.*, 1983; Liñán 1984). Algunos autores han propuesto que el límite Precámbrico-Cámbrico se sitúe en la discordancia de la base (Fedonkin *et al.*, 1983; Liñán, 1984; Liñán y Quesada, 1990); pero puede que el techo del Grupo Malcocinado sea ya Cámbrico.

2.3.1.3 Secuencia Carbonatada (32c)

En contacto concordante sobre la Fm Torreárboles se encuentra una unidad integrada por pizarras gris-verdosas y marrones, y grauvacas, en las que se intercalan tramo de calizas y dolomías marmóreas y limolitas calcáreas (32c), las intercalaciones carbonatadas llegan a constituir tramos potentes, de espesor decamétrico y hectométrico. Se trata de una sucesión caracterizada por la presencia de rocas carbonatadas, que se deposita en concordancia, tránsito gradual y habitualmente con cambios laterales de facies, sobre los materiales de la Fm Torreárboles

Las calizas y dolomías presentan diferentes litofacies, incluso en la misma unidad y todas son correlacionables con las de las Fm Pedroche y Santo Domingo (Liñán, 1978).

En el entorno de Guadalcanal es donde mayor desarrollo alcanza esta unidad, Apalategui *et al.* (1985d) diferencian dos tramos, uno inferior de mármoles oolíticos, que es una alternancia de materiales detríticos (pizarras y grauvacas) con intercalaciones carbonatadas de tipo biohermal, con facies de calizas oolíticas, calizas de algas y calizas de arqueociatos; estas facies pasan lateralmente a otras laminadas con mallas de algas. La potencia del tramo son 250 m. La fauna liberada es Cámbrico Inferior.

Normalmente constituyen una megasecuencia carbonatocreciente, de tal forma que los bancos de carbonatos aumentan de número y espesor hacia techo, constituyendo a veces una unidad cartografiable, en tanto que en otros sectores se desarrollan cuerpos carbonatados de extensión variable.

El contenido faunístico del tramo inferior de esta unidad (Fm Pedroche): trilobites (Liñán, 1978; Liñán *et al.*, 1993; Liñán *et al.*, 2002; Pillola, 1993), estromatolitos (Schmitt, 1983), braquiopodos (Liñán y Mergl, 1984), arqueociatos (Cabanás, 1964; Perejón, 1977 y 1989; Liñán *et al.*, 1981; Moreno Eiris, 1987), icnofósiles (Cabanás y Meléndez, 1966), así como Hyolites y algas; caracteriza al Ovetiense inferior.

Aunque en esta Hoja no se han encontrado yacimientos de fósiles que aporten precisiones de edad, la Secuencia Carbonatada es correlacionable con las formaciones Pedroche y Santo Domingo definidas por Liñán (1978) en la Sierra de Córdoba, con una edad Ovetiense-Bilbiliense inferior (Perejón *et al.*, 2004). La riqueza en yacimientos de fósiles del tramo carbonatado del Cámbrico Inferior en la ZOM ha permitido establecer zonaciones muy precisas, así como correlacionarlas a escala internacional Liñán *et al.* (2002).

En la base de este tramo carbonatado se inicia el *rifting* cámbrico según Perejón *et al.* (2004), el proceso de *rifting* iniciado en el Cámbrico da lugar a varias cubetas tectosedimentarias

cada una con una sucesión característica; La Cuña de Villaviciosa pertenece a la Cubeta de Córdoba y el resto a la Cubeta de Alconera.

2.3.1.4 Secuencia Detrítica Superior (32, 34, 34a)

Sobre la Secuencia Carbonatada, en tránsito gradual se encuentra un tramo siliciclástico al que se ha denominado Secuencia Detrítica Superior, como corresponde al esquema propuesto por Vegas (1971) y Eguluz *et al.* (1997). Se han denominado también Capas de Benalija y Capas del Arroyo Tamujar (Apalategui *et al.*, 1985d).

Las Capas de Benalija, son concordantes sobre las calizas y comienzan con unos niveles de pizarras verdosas, a veces con nódulos de carbonatos; en otros puntos la serie se inicia con bancos dolomíticos y/o calizos tableados que intercalan niveles de areniscas finas y lutitas de color amarillo o violáceo (32). Los materiales detríticos están constituidos, en proporción variable, por una fracción arena fina cuarcítica y una fracción lutítica sericítica. Su potencia es de 150 m

Se han encontrado varios yacimientos de fósiles en la realización del MAGNA Apalategui *et al.*, 1985d), que proporcionan una edad Marianense, que coincide parcialmente con la edad de la Fm Santo Domingo, parte superior del Tramo Carbonatado (Perejón *et al.*, 2004).

Las Capas del Arroyo Tamujar (34) afloran sólo en el ángulo suroccidental de la Hoja, consiste en una sucesión de unos 550 m. de espesor en la que alternan pizarras oscuras y areniscas micáceas. Hacia la base existen dos tramos de cuarcitas de espesor decamétrico. En las capas de areniscas se observan granoselección positiva y laminación cruzada.

Las pizarras están constituidas por cuarzo, plagioclasa, y agregados microcristalinos de clorita y plagioclasa.

Aunque no han liberado fósiles, esta secuencia está por encima de los niveles carbonatados y por debajo del nivel de areniscas y conglomerados en el que Odriozola *et al.* (1983), sitúan la base del Cámbrico Medio. En consecuencia debe estar situada en la parte alta del Cámbrico Inferior (Bilbiliense). Pudiéndose correlacionar con la Fm La Lapa de Odriozola *et al.* (1983).

Se han diferenciado dos afloramientos incartografiables a esta escala pero de trascendencia regional (34a), su adscripción es dudosa, pueden asociarse a la Falla de La Fundición o pueden ser rocas básicas espilitizadas pertenecientes al Cámbrico Medio.

La Figura 2.16. refleja en conjunto la sucesión estratigráfica cámbrica de la cubeta de Alconera según Palacios y Jensen (2008b).

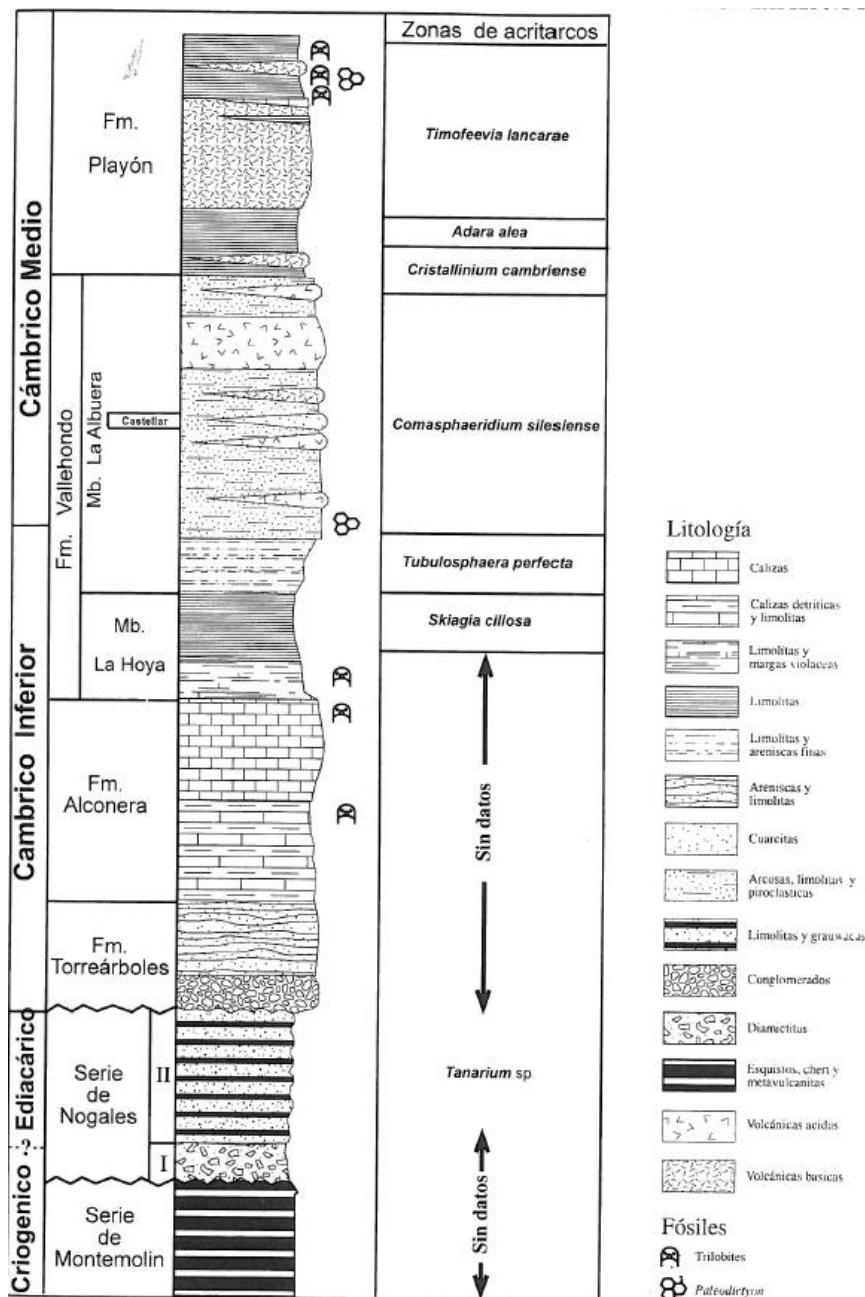


Figura 2.16.- Columna sintética del Neoproterozoico superior-Cámbrico de la Unidad de Alconera (tomada de Palacios y Jensen, 2008b).

2.3.1.5 Unidad Loma del Aire (33, 33v, 33c)

En la Loma del Aire, la cartografía del MAGNA (Apalategui *et al.*, 1985d) diferencia la unidad del mismo nombre, pero correlaciona sus litologías con las del Grupo Malcocinado y la Secuencia Carbonatada. Las diferencias más importantes son, que en esta unidad no se ha reconocido la Fm Torreárboles, y que los términos detríticos son pizarras sericíticas. En esta Hoja se ha considerado el sector oriental de la Unidad separada por Apalategui *et al.* (1985d) como perteneciente al Grupo Malcocinado, restringiendo la extensión de la Unidad a la sucesión occidental, constituida por pizarras sericíticas (33), probablemente derivadas de material

cinerítico ácido, que comporta niveles calizos marmorizados (**33c**) que llegan a alcanzar gran potencia y continuidad lateral. El origen de las pizarras sericíticas, son sedimentos vulcanosedimentarios probablemente cineríticos con una fracción tamaño arena-limo cuarcítica, embalada por una matriz sericítica. En proporciones accesorias hay opacos, circón y esfena. (Apalategui *et al. op. cit.*) Todas las rocas están muy recrystalizadas. Esta unidad tiene una potencia superior a los 2.000 m.

En cuanto a la edad de la Unidad de la Loma del Aire, una muestra tomada en un sill próximo a la base de esta unidad fue datada mediante U/Pb TIMS en circones en 623 ± 3 Ma por Sánchez García *et al.* (2007), siendo interpretada como la edad del protolito por los citados autores, lo que le daría a la unidad una edad ediacárica. Sin embargo un posterior estudio de esta misma muestra ha puesto de manifiesto la existencia de circones más jóvenes; por lo que la edad de los materiales es más reciente que la previamente considerada (Bellido, com. pers.), lo que nos lleva a atribuirle una edad probablemente cámbrica.

2.3.2 Unidad de Albarrana-Azuaga

2.3.2.1 Tramo del Encinalejo (35a)

Esta unidad fue denominada así por Delgado-Quesada (1971) y afloran a lo largo de una banda, de 2-3 km de anchura, de dirección NO-SE entre Valverde de Llerena y la Loma de la Quiruela, al Sur de Azuaga. El contacto meridional es tectónico y el septentrional es concordante y en transición con la Fm Azuaga que se le superpone invertida. Sobre la posición de esta formación ha habido discrepancias. Delgado-Quesada (1971) propone que esta formación está sobre la Fm Azuaga de edad precámbrica; para Apalategui *et al.* (1985c) los contactos tanto de techo como de muro son tectónicos y le atribuyen una edad Proterozoico Superior aunque no descartan que sea Paleozoico Inferior, y para Azor (1994), los contactos son básicamente normales y este tramo se encuentra sobre la Secuencia Carbonatada y debajo de la Fm Azuaga, la edad por tanto sería Cámbrico.

Esta unidad está constituida por pizarras grises oscuras en las que se intercalan tramos de potencia decamétrica de cuarcitas y metaarcosas blanquecinas y marrones, y tramos vulcanosedimentarios con volcanitas básicas, ácidas y materiales vulcanoclásticos de grano fino (cineritas y tufitas).

Las pizarras son grises a negras y similares a las de la formación suprayacente. Las cuarcitas feldespáticas y arcosas en bancos decimétricos a métricos, en general masivos o con estructuras como granoselección, laminaciones cruzadas y probablemente estratificaciones cruzadas.

Proceden de un sedimento arenoso-arcósico con escasa matriz, formado por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, mica incolora, moscovita detrítica, opacos apatito y turmalina. Las tufitas y tobas son de composición ácida-intermedia, aparecen en lechos estratificados de potencia centimétrica a decimétrica, con estructuras de ordenamiento interno como granoselección y laminaciones.

Según Apalategui *et al.* (1985c) el medio sedimentario es somero, batido por el oleaje, y con secuencias granodecrecientes que indican una trasgresión marina hacia techo.

Además de las litologías descritas más comunes hay varios niveles lentejonares de tobas básicas-intermedias y volcanitas ácidas de composición riodacítica. Además Apalategui *et al.* (1985c), citan niveles carbonatados muy discontinuos, que son mármoles impuros compuestos por calcita, dolomita, cuarzo, plagioclasa y moscovita.

La potencia de esta secuencia es de unos 1.000 m. No se conoce la edad de estos materiales; sin embargo, en el corte del Río Onza, al SE de Malcocinado, debajo de la serie arcósica se ha observado un tramo de rocas vulcanosedimentarias que Apalategui *et al.* (1985c) describen como tobas de composición riodacítica que podrían pertenecer al Grupo Malcocinado, en cuyo caso el Tramo del Encinalejo se correlacionaría con la base de la secuencia cámbrica, que es el criterio seguido en esta Hoja. En cualquier caso, como en los trabajos más recientes (Azor, 1994), esta secuencia se atribuye al Cámbrico.

2.3.2.2 Formación Peña Grajera (36)

Los afloramientos de esta unidad se sitúan en una estrecha banda a lo largo de la vertiente suroccidental de la sierra de la Albarrana. Se trata de un sector con características geológicas algo peculiares, por el hecho de que en él se ha desarrollado un metamorfismo de baja presión que llega a alcanzar el grado alto y está ligada a una zona de cizalla dextra que deforma intensamente los materiales.

La Fm Peña Grajera se encuentra en contacto normal por el nordeste con las Cuarcitas de Sierra Albarrana, y a muro de ellas, de acuerdo con la interpretación estructural de Azor (1994). Al SO se encuentra limitada por una zona de cizalla dúctil para la que este mismo autor ha deducido un desplazamiento destral con componente cabalgante, superponiéndose a rocas con menor grado metamórfico de la Fm Albariza.

Esta unidad ha sido descrita por Garrote *et al.* (1980) y López Vílchez *et al.* (1987), y está integrada por paragneises migmatíticos con intercalaciones de esquistos, metaareniscas, cuarcitas y anfibolitas. Azor (1994), la describe como tramo de Gneises Migmatíticos y Anfibolitas. Y en la hoja MAGNA (Insúa *et al.*, 2007), se la asimila a la Fm Cabril, diferenciada al NE de las

Cuarcitas de Sierra Albarrana. La fábrica que poseen estas rocas es habitualmente de tipo plano-linear.

Los paragneises están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y sillimanita, con circón, apatito, turmalina y opacos como accesorios. Suelen tener aspecto bandeado y presentan diferenciados leucocráticos de composición granítica.

Las intercalaciones de anfibolitas son de espesor centimétrico a métrico. Sus componentes principales son plagioclasa, anfíbol verde y, en ocasiones, granate. Los accesorios son habitualmente esfena y opacos.

Otra característica de los afloramientos de esta formación es la abundancia de cuerpos pegmatíticos, con dimensiones de orden centimétrico a hectométrico.

El espesor observable de esta unidad, de la que no llega a aflorar el muro, es de unos 600 m.

La intensa deformación que presentan estas rocas y el fuerte polimetamorfismo que las afecta dificultan su correlación con otras unidades de la Zona de Ossa-Morena, por este motivo no pueden hacerse muchas precisiones acerca de su edad. Por su posición estructural podrían ser correlacionadas con rocas del Grupo Malcocinado, por lo que en la leyenda del mapa se les ha asignado una edad Vendienne-Cámbrico inferior.

2.3.2.3 Cuarcitas de Sierra Albarrana (37)

Esta unidad sólo aflora en la Sierra Albarrana, aunque se podría correlacionar con otros paquetes de arcosas y cuarcitas feldespáticas que afloran en la región, el alto metamorfismo que presentan las hacen singulares. Ha recibido varias denominaciones: Tramo de Cuarcitas y Arcosas de Sierra Albarrana (Delgado-Quesada, 1971), Sucesión Albarrana (Garrote, 1976) y Cuarcitas de la Albarrana (Garrote *et al.*, 1980), denominación que ha sido adoptada por los trabajos posteriores (Azor, 1994), con excepciones como la denominación de Gneises de la Albarrana (González del Tánago y Peinado, 1990).

El afloramiento de las cuarcitas se interpreta como un pliegue de segunda fase fallado en su flanco suroccidental. El contacto entre las cuarcitas y los gneises y esquistos de la Fm Albariza situada al NE es normal y gradual.

Esta unidad está constituida por cuarcitas feldespáticas, con algunas intercalaciones centimétricas a decimétricas de esquistos paragneises y anfibolitas. Estas rocas están afectadas por metamorfismo en facies de anfibolitas (González del Tánago y Arenas, 1991).

Las cuarcitas aparecen en capas de espesor centimétrico a métrico, y se reconocen laminaciones paralelas y cruzadas y varios tipos de icnofósiles (*Skolithos*, *Arenicolites* y

Monocraterion) que indican unas condiciones de depósito en un medio marino somero (Azor *et al.*, 1992a).

Las cuarcitas están formadas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa y en menor proporción moscovita opacos y rutilo. Los paragneises están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y sillimanita, y en menor proporción circón, apatito, turmalina y opacos. Las anfibolitas están compuestas por plagioclasa hornblenda y granate (almandino), en menor proporción cuarzo e ilmenita.

El espesor estimado es de unos 600 m. Como ya se ha adelantado esta formación ha sido considerada como precámbrica por Delgado-Quesada (1971), Garrote *et al.* (1980) y Quesada *et al.* (1990a); y como paleozoica correlacionándola con la Cuarcita Armoricana de la ZCI (Apalategui *et al.*, 1985c; Azor, 1994). Este último autor indica, no obstante, que los datos paleontológicos disponibles indican una edad fanerozoica sin más precisión (Azor *et al.*, 1992a).

Partiendo de los datos anteriores, y considerando que en la secuencia cámbrica hay numerosos paquetes de areniscas y cuarcitas feldespáticas, y que en la ZOM no aparece la Cuarcita Armoricana, parece más probable atribuirle una edad cámbrica lo que estaría conforme con la estructura de la Sierra Albarrana, y el muro de esta serie.

2.3.2.4 Formación Albariza (**38, 38a**)

Se trata de una sucesión metapelítica con tramos de alternancias de cuarcitas y esquistos. Esta sucesión fue definida como Micasquistos de La Albariza por Delgado-Quesada (1971), y así ha continuado en trabajos posteriores (Apalategui *et al.*, 1985e; 1985b). En esta Hoja se ha seguido el criterio de la hoja MAGNA (Insúa *et al.*, 2007), de asimilar los micasquistos que afloran al SO de la Sierra (y de las cuarcitas) a los que afloran al NE. Sin embargo, a los del NE Garrote *et al.* (1980) y López Vélchez *et al.* (1987), los denominaron Fm Bembézar, diferenciando el tramo de paragneises de la base como Fm Cabril. Asimismo, Azor (1994) diferencia los micasquistos de ambos flancos de la antiforma, porque considera que los del NE no tienen anfibolitas intercaladas.

Esta unidad está formada por esquistos color pardo en los que destacan cristales centimétricos de estaurolita y andalucita, contiene intercalaciones métricas de para-anfibolitas, a veces granatíferas, y cuarcitas feldespáticas y metaareniscas con espesores métricos y longitudes kilométricas.

El afloramiento suroccidental está limitado por fallas en todos sus bordes y Azor (*op. cit.*) cita la presencia de trazas fósiles. El metamorfismo que presenta disminuye hacia el SO.

El afloramiento nororiental (Fm Bembézar) está concordante y en tránsito gradual sobre las Cuarcitas de Sierra Albarrana, y mostrando un grado decreciente de metamorfismo hacia el NE. En las primeras decenas de metros, la litología dominante son gneises migmatíticos con intercalaciones de metaareniscas (Fm Cabril); sobre ellos sigue la serie de micasquistos con estauroлита y andalucita, y con las intercalaciones de cuarcitas y metaareniscas.

Intercaladas en la serie aparecen cuerpos ígneos precinemáticos de dimensiones variables como metabasitas y ortogneises. Las primeras son cuerpos filonianos discontinuos de afinidad diabásica. Los ortogneises (38a) pueden llegar a tener dimensiones kilométricas (Ortogneis de Mina María, Oeste de La Cardenchosa), y son derivados de leucogranitos de grano fino, formados por cuarzo, microclina, plagioclasa y moscovita, con accesorios como biotita, aptito y circón.

En estos micasquistos son frecuentes y característicos los diques de pegmatitas con silicatos de aluminio, se generan por diferenciación metamórfica, son de proporciones métricas y están formados por cuarzo, andalucita, en cristales tabulares pluricentimétricos, moscovita y más raramente biotita

En su terminación SE el metamorfismo disminuye. Al microscopio se trata de filitas, muestran textura lepidoblástica, y están formadas por cuarzo, moscovita y en menor proporción, feldespatos como componentes principales, y como componentes accesorios de opacos, turmalina y circón, así como algunas láminas de moscovita y a veces clorita (que parecen detríticas), la presencia de moscovita, biotita y granate, se deben al metamorfismo regional.

La potencia mínima es de 3-4 km. La edad no se puede precisar, pero teniendo en cuenta que en el afloramiento suroccidental hay trazas fósiles, y que el nororiental está sobre las cuarcitas, se puede asegurar que es Paleozoico, y por correlaciones regionales probablemente Cámbrico.

Como ya se ha dicho en los Micasquistos del Hoyo, esta secuencia tan peculiar por su litología y metamorfismo, es idéntica a la que aparece en la base de las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo; y así lo recogen los autores del MAGNA. En esta Hoja se han diferenciado por criterios tectónicos, aunque no se descarta que pertenezcan a la misma unidad, lo que modificaría ligeramente el modelo tectonometamórfico de este sector del borde entre la ZCI y la ZOM

2.3.2.5 Formación Azuaga (35, 35a, 35b)

Como ya se ha expuesto, esta es una de las formaciones más características de este sector del Macizo Ibérico, aflora con gran extensión al Sur de Azuaga en el Dominio de Sierra Albarrana de Delgado-Quesada *et al.* (1977). Fue asignada al Precámbrico por primera vez por Vegas (1971) y definida como Formación Azuaga por Delgado-Quesada (1971), con la misma edad. Es

una formación azoica y su edad ha sido objeto de controversia oscilando según los autores desde el Precámbrico al Ordovícico, atribuyéndose esta última edad a los afloramientos de la ZCI.

En esta Hoja dentro de la ZOM aflora en un amplio afloramiento que se extiende desde Azuaga hacia el SE. La estructura interna de dicho afloramiento está definida por grandes pliegues de plano axial subvertical y ejes subhorizontales con dirección NNO-SSE.

Se caracteriza por su carácter detrítico siliciclástico y alternancia rítmica a todas las escalas, se estima un espesor de 3.000-4.000 m. Borrero *et al.* (1984) en el afloramiento de Azuaga realizaron un estudio estratigráfico detallado diferenciando cinco miembros, fundamentalmente por las diferencias en la proporción de arenas y lutitas. Se presenta como una alternancia de niveles de metaareniscas con frecuentes estructuras sedimentarias, y pizarras con laminaciones paralelas arenosas, que le dan un aspecto muy característico. Según estos autores el medio sedimentario es de plataforma abierta dominada por tormentas y con una notable subsidencia para explicar su espesor.

Las litologías que componen esta potente sucesión son predominantemente lutíticas (pizarras y filitas grisáceas), con tramos en las que éstas alternan con areniscas en capas de espesor centimétrico, y con menor frecuencia tramos en los que dominan las areniscas (35a). Es característico de esta formación, las pizarras con laminación paralela de areniscas en lechos milimétricos.

Las pizarras están compuestas por cuarzo, moscovita, clorita y en ocasiones biotita, con circón, turmalina, esfena, opacos y posibles rutilos. La textura es lepidoblástica o granolepidoblástica. Las metaareniscas son con frecuencia metaarcosas de grano muy fino, con cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita, con circón, turmalina, esfena, apatito y opacos. La textura suele ser granolepidoblástica. El metamorfismo regional alcanza únicamente la biotita incipiente (estilpnomelana). Si bien en el área de Azuaga las muestras se caracterizan por la mayor blastesis de los feldespatos, destacando la abundancia de moscovita, biotita y granate, de metamorfismo regional.

Muestra una foliación de *slaty cleavage*. En algunos puntos se ven al microscopio ciertas bandas en que la foliación principal, paralela a la S_0 es de crenulación (S_2) de una S_1 previa.

Esta formación tiene intercalaciones de metavulcanitas básicas (35b), que en los alrededores de Azuaga son especialmente importantes. Presentan textura esquistosa, y están compuestas por clorita, calcita, plagioclasa, cuarzo y opacos. En este sector el tramo es vulcanosedimentario y las vulcanitas están intercaladas en una serie detrítica parcialmente cinerítica de coloración verdosa.

En cuanto a su edad, ha sido objeto de controversia oscilando según los autores desde el Precámbrico al Ordovícico. Vegas (1971) y Delgado-Quesada (1971) la atribuyeron al Precámbrico superior, mientras que Apalategui *et al.* (1983) y Azor *et al.* (1992a) la atribuyen al

paleozoico inferior (Cámbrico medio-Ordovícico inferior). Se ha encontrado en la ZOM (al norte de Córdoba) fauna de trilobites de edad Cámbrico inferior-medio (Liñán, 1978; Liñán y Quesada, 1990). Se han citado también algunos tipos de huellas fósiles como *Planolites* sp., y *Cochlichnus* sp. (Quesada *et al.*, 1990). Como se ha seguido en esta Hoja, en el MAGNA se han asimilado estas rocas con las de las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI, cuya edad había sido atribuida al Precámbrico-Ordovícico por Apalategui *et al.* (1985 a, b, d y e) y al Ordovícico por Martínez Poyatos (1997, 2002). Pero lo más significativo es la comparación de facies con abundante bioturbación que da lugar a facies sólo correlacionables con la de otras rocas Cámbricas bioturbadas de la Zona de Ossa-Morena, según Jensen *et al.* (2004). Por tanto, como en la ZCI se le ha atribuido una edad Cámbrico.

Como en la secuencia anterior, hay que destacar que esta formación aflora tanto en la ZOM como en las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo de la ZCI, y probablemente la relación con la Fm Albariza sea gradual y se deba a cambios metamórficos. En esta Hoja se han unificado ambas sucesiones, dada su similitud litológica. Con el modelo tectónico actual es difícil encajar este hecho, cuya explicación puede cambiar el modelo del límite de las dos Zonas, al menos en su terminación suroriental.

2.4 SUCESIÓN SINOROGÉNICA VARISCA

A escala regional, los materiales sinorogénicos variscos abarcan un conjunto de sedimentos marino continentales, de edad Carbonífero Inferior a Carbonífero Superior, afectados de forma diferente por las últimas etapas de deformación variscas. Estos depósitos se superponen a las divisiones en Zonas y Dominios establecidos para los materiales preorogénicos, por lo que su sedimentación tuvo lugar con posterioridad a la unión de los mismos.

Estos materiales se encuentran en sinclinales, tradicionalmente llamados Cuencas, aunque es posible que existiera continuidad entre ellos, formando una cuenca marina única, como fue indicado por Gabaldón *et al.* (1983). Esta cuenca marina correspondería al margen septentrional de un umbral emergido, situado en la actual Zona de Ossa-Morena, que la separaría de la cuenca marina de la Zona Surportuguesa. Este terreno emergido está representado por la cuenca continental de Valdeinfierno.

Quesada *et al.* (1990b) clasifican estos depósitos, relacionándolos con los procesos tectónicos, en tres grupos progresivamente más modernos:

- Cuencas de antepaís rellenas de flyschs y molasas

- Cuencas intramontañosas sinorogénicas

- Cuencas intramontañosas tardiorogénicas

Con este esquema en la Hoja los sedimentos sinorogénicos pueden agruparse en una serie de cuencas de antepaís, de edad Carbonífero Inferior, formadas por sedimentos marinos y que van desde Los Pedroches al NO hasta Benajárfé al SO, coetáneas con una cuenca intramontañosa sinorogénica (Valdeinfierno). Y por otra parte, unas cuencas continentales tardiorogénicas, de edad Carbonífero medio y Superior, que se encuentran en la zona del Guadiato y en Alanís-Guadalcanal.

Los trabajos de tectónica posteriores han aportado precisiones a este esquema. Así Martínez Poyatos (2002) propone que la cuenca carbonífera de Guadiato-Pedroches es el resultado de un colapso extensional que se produce en la cadena, inmediatamente después del acortamiento inicial. La cuenca está relacionada con la falla de Matachel, que con dirección NO-SE pasa por Maguilla y por tanto con direcciones variscas. La parte SO de la cuenca estaría representada por los afloramientos de Benajárfé y Guadiato, con facies costeras relacionadas con un área emergida situada al SO. El afloramiento de Los Pedroches representa la sedimentación de mar abierto. Y el borde NE de la cuenca estaría sobre la ZCI, actualmente erosionado. Las edades de estos sedimentos van desde el Tournaisiense superior hasta el Namuriense inferior. Durante el Viseense superior-Namuriense inferior el área de Los Pedroches sigue subsidiando mientras que en el borde SO de la cuenca se produce un episodio compresivo con desarrollo de cabalgamientos y pliegues con vergencia NE, cuyos avances producen cuencas de *piggy-back* con sedimentos que evolucionan hacia facies más someras (parálicas y límnicas).

En la realización de esta Hoja se ha puesto de manifiesto un evento tectónico varisco durante el Serpukhoviense (Mississipiense Superior), que consiste en la reactivación de la tectónica varisca, con una etapa de compresión y emplazamiento de láminas tectónicas (Unidades Alóctonas) con vergencia NE, que da lugar al desarrollo de cuencas de *piggy-back*, de las que la mejor conservada es la Cuenca del Kilva, con una sedimentación muy proximal que da lugar a una sedimentación tipo olistostroma con olistolitos deslizados de grandes dimensiones.

Es importante resaltar que, durante el Carbonífero inferior se produce un importante magmatismo concentrado en el borde meridional de la cuenca con profusión de rocas básicas (Varas Guadalbarbo). Asimismo, tiene lugar la apertura de la Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada, con la efusión de grandes cuerpos de rocas volcánicas y subvolcánicas ácidas y básicas, acompañadas de intrusiones plutónicas de quimismo similar. Su dirección N140°E, es ligeramente oblicua a las directrices variscas dominantes. Este eje está activo desde el Tournaisiense, con efusiones volcánicas en la Cuenca de Benajárfé, hasta el Viseense que es la edad del Granito de Los Arenales que sella las estructuras principales.

2.4.1 Carbonífero Inferior (Misisipiense)

Dado el carácter sinorogénico de esta serie las relaciones estratigráficas con su sustrato son muy variadas. En la parte meridional de la Zona Centroibérica y en septentrional de la Zona de Ossa-Morena se encuentran una serie de afloramientos desconectados entre sí que, de SO NE, son: Cuenca de Valdeinfierno, Cuenca de Benajafe, Cuenca de Berlanga, Cuenca del Guadiato, Cuenca del Matachel, Sinclinorio de Campillo, y Culm de Los Pedroches.

En la ZOM todos los afloramientos del Carbonífero Inferior (Valdeinfierno, Benajafe y Berlanga) son discordantes sobre su sustrato, fosilizando las estructuras dúctiles y el metamorfismo variscos. En la ZCI la situación es más compleja y puede observarse que los sedimentos sinorogénicos son tanto más discordantes cuanto más al Sur se encuentren. En las Unidades Alóctonas del borde meridional, los afloramientos del Matachel, del Guadiato y de Campillo se apoyan tanto sobre materiales proterozoicos y paleozoicos, fosilizando también la deformación dúctil y el metamorfismo variscos principales. Esto marca una gran diferencia con la Unidad Paraautóctona, en donde el Carbonífero se apoya, con excepciones locales, sobre los términos más altos de la secuencia paleozoica, mediante una paraconformidad que no se superpone sobre ninguna deformación dúctil ni metamorfismo previo. Por último, al Norte de Pedroches, el Carbonífero Inferior yace sobre sedimentos devónicos con una pequeña laguna que tiende a desaparecer hacia el Norte (García Alcalde *et al.*, 1984) y está afectado por la misma deformación y el mismo metamorfismo que su sustrato.

2.4.1.1 Cuenca de Valdeinfierno (65)

El afloramiento carbonífero de Valdeinfierno se encuentra en el área de Sierra Albarrana y forma una cuenca de geometría groseramente romboidal con una superficie de unos 20 km². Se trata de la única cuenca continental del Carbonífero Inferior, y está desconectada paleogeográficamente del resto de los afloramientos descritos. Se sitúa sobre los materiales cámbricos de la Fm Azuaga con grado metamórfico bajo. Es de destacar que los cantos y bloques de la base registran todas las deformaciones de las rocas encajantes, incluso las más tardías como los *kink-bands*. El relleno de la cuenca está formado en un 80% por brechas y conglomerados, entre los que aparecen pasadas de areniscas, lutitas, grauvacas y carbón (en explotación hasta 1958). El espesor de la serie es de unos 700 a 1.000 m. Los sedimentos contienen abundante fauna y flora que ha permitido su datación como Tournaisiense Superior (Wagner, 1978).

Gabaldón *et al.* (1983) describieron las litofacies y las asociaciones de facies organizadas en cinco tramos sucesivos. El primero está formado por brechas depositadas por *debris flow*, que

pasan gradualmente a conglomerados en cuerpos canalizados. El segundo tramo corresponde a una sedimentación netamente lacustre, en la que se asocian lutitas laminadas, capas de carbón y pequeños ciclos turbidíticos. El tercer tramo está formado por capas canalizadas de areniscas alternando con niveles lutíticos sobre los que se desarrollan suelos de vegetación potentes. El cuarto tramo es el más potente (800 m) y está formado por potentes capas planares de brechas, niveles *slumpizados* y turbiditas, junto a limolitas y areniscas de grano fino que contienen fauna de agua dulce. El quinto tramo representa un episodio fluvial.

Este afloramiento ha sido interpretado como una cuenca intramontañosa limitada por fallas de gran ángulo que permanecieron activas durante la sedimentación (Roldán, 1983; Gabaldón *et al.*, 1983; Gabaldón *et al.*, 1985b; Gabaldón y Quesada, 1986). Para Roldán y Rodríguez Fernández (1986-1987) estas fallas tendrían un movimiento transcurrente y la cuenca se habría generado por un proceso de *pull-apart*. Por otra parte, Azor (1994) interpreta las brechas basales como de origen tectónico, y considera que todo el contacto basal del afloramiento de Valdeinfierno es una falla normal de bajo ángulo que estaría plegada en forma de cubeta. En este caso se trataría de una fase extensional tardivarisca en este Dominio.

2.4.1.2 Cuencas de Berlanga, Benajarafe, Campillo de Llerena y Matalachel

Estas Cuencas tienen en común su posición tectoestratigráfica, su edad y en general su litología. Todas están ligadas a fracturas regionales y están cortadas por la reactivación de estas estructuras.

2.4.1.2.1 Cuenca de Berlanga (66)

Los afloramientos que forman la **Cuenca de Berlanga** (Pérez García y Talens, 1971) se encuentran en dos bandas de dirección ONO-ESE que aparecen inmediatamente al Sur de la Falla de Azuaga, en los alrededores de Berlanga, sus contactos son parcialmente tectónicos. Se prolongan unos 15 km. al NO

Las litologías de estos afloramientos son principalmente lutitas de color gris-oscuro, alternando en capas centimétricas a métricas de areniscas y conglomerados. Hacia la base los tramos de conglomerados intercalados en las lutitas son más potentes. En las lutitas se observan restos de flora flotados.

Los conglomerados tienen textura clastosoportada, con cantos heterométricos (desde grava a bloques), angulosos a subredondeados y polimicticos, predominando las litologías del sustrato. La matriz es arenoso-limosa.

Al Norte del cementerio de Berlanga, en la parte más próxima a la Falla de Azuaga, que se supone la parte más alta de la sucesión observable, afloran algunas intercalaciones lenticulares de calizas bioclásticas con fragmentos de crinoideos, cuyo espesor es de orden métrico.

No es posible determinar con exactitud la potencia de estos depósitos, si bien se puede estimar una potencia mínima de 800 m. La flora fósil (*Adiantites sp* y *Lepidodendron losseni*) indican una edad Viseense (Wagner y Broutin, 1983; Apalategui *et al.*, 1985c). En los niveles superiores, de carácter marino, aparecen crinoideos, braquiopodos, bivalvos, y gasteropodos, que corresponderían al Viseense superior (Quesada, 1983).

Durante la realización de la Hoja se ha llevado a cabo un muestreo para el estudio de palinomorfos, que ha dado lugar a un informe (Rodríguez González, 2003) en el cual una muestra tomada en la de sucesión ha librado formas atribuibles al Tournaisiense-Viseense

2.4.1.2.2 *Cuenca de Benajarafe. Complejo Vulcanosedimentario de La Campana-Erillas-El Paredón (66, 67, 68, 68a)*

La **Cuenca de Benajarafe** es más complicada litológicamente, se trata de los materiales sedimentarios que están en la base de una potente sucesión volcánica y vulcanosedimentaria de la misma edad e intruida por rocas subvolcánicas plutónicas de ese mismo magmatismo, en su conjunto se han denominado Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada (Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Gabaldón *et al.*, 1983; Garrote y Broutin, 1979). Se trata de una amplia cuenca carbonífera, ligeramente oblicua a las directrices variscas (NNO-SSE), situada en la terminación suroriental de la Unidad Portalegre-Azuaga o Unidad Central.

Esta Cuenca se encuentra entre Posadilla y el Cortijo de La Campana al Sur de Villaviciosa de Córdoba. Comienza con materiales detríticos discordantes sobre la Fm Azuaga y continúa con una potente serie vulcanoedimentaria de carácter bimodal. En la cartografía se han diferenciado, según Apalategui *et al.* (1985b): materiales detríticos (**66**), materiales volcánicos y vulcanoclásticos básicos e intermedios (Complejo de la Campana (**67**) y materiales volcánicos y vulcanoclásticos ácidos del Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-Paredón (**68, 68a**). Los primeros han recibido en algunos trabajos la denominación de Cuenca de Benajarafe (Garrote y Broutin, 1979; Gabaldón *et al.*, 1983, 1985, 1985; Quesada, 1983; Insúa *et al.*, 2007).

El vulcanismo de esta unidad ha sido encuadrado por Delgado-Quesada *et al.* (1985) en el Ciclo o Episodio 1, dentro de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, idea que se ha seguido por los trabajos posteriores (Martínez Poyatos, 2002), aunque Pascual y Pérez-Lorente (1987) opinan que las rocas volcánicas carboníferas de este complejo y de otras unidades correlacionables deben ser consideradas aparte de la Alineación, cuyos elementos característicos son cuerpos plutónicos y subvolcánicos.

Los materiales detríticos están constituidos, principalmente por conglomerados, lutitas, areniscas y niveles de carbón de espesor decimétrico. Y se depositan discordantemente sobre la Fm Azuaga y el Grupo Malcocinado.

Los conglomerados se caracterizan por estar formados por cantos redondeados de cuarcitas y pizarras de tamaño variable, no alcanzando nunca, dimensiones mayores a medio decímetro. Están inmersos en una matriz arenoso-lutítica y sin orientación visible. Estos bancos presentan una base erosiva y se intercalan a techo y muro principalmente de los tramos lutítico-areniscosos.

Los tramos lutíticos son de color verdoso, presentan una manifiesta pizarrosidad, están bien laminados y tienen una gran continuidad lateral. Dentro de ellos se observa el desarrollo de suelos de vegetación y niveles de material carbonoso.

La potencia de este tramo en la Hoja, se estima en unos 150 m.

La flora encontrada dentro de esta unidad (Wagner *et al.*, 1983), ha permitido asignarle una edad Tournaisiense-Viseense, confirmada por las asociaciones de bivalvos y braquiopodos, y palinomorfos con más precisión como Tournaisiense superior-Viseense superior (Quesada, 1983; Gabaldón *et al.*, 1983, 1985a, 1985b).

El depósito de estas litologías se habría producido en un medio deltaico que evolucionó hacia un ambiente de tipo *lagoon* según Gabaldón *et al.* (1985a, 1985b).

Estos afloramientos están intruidos por una gran cantidad de rocas ígneas agrupadas bajo el nombre de Plutón de Los Ojuelos-La Coronada (Delgado-Quesada, 1971) o, más aceptado, Alineación Magmática de La Coronada-Villaviciosa de Córdoba (Pascual y Pérez-Lorente, 1975; Baeza Rojano *et al.*, 1978; Garrote y Sánchez Carretero, 1979; Pascual, 1981 y 1987; Gabaldón *et al.*, 1985a; Delgado-Quesada *et al.*, 1985; Sánchez Carretero *et al.*, 1989b y 1990). Estos autores han dividido esta actividad ígnea en cuatro ciclos magmáticos que por orden de antigüedad son:

- Complejo volcánico de La Campana, formado por andesitas, dacitas pórfidos cuarzomonzodioríticos y rocas epiclásticas. Complejo volcánico de Erillas, compuesto por riolitas, tobas, aglomerados y diques porfídicos. Y Granodiorita de la Buenagua, con biotita y hornblenda.

- Complejo plutónico básico-intermedio de Los Ojuelos, compuestos por varios tipos de gabros (porfídicos, con olivino y ortopiroxeno), dioritas y granodioritas.

- Plutonismo ácido de emplazamiento superficial. Este magmatismo dio lugar a los granitos de La Cardenchosa, Cañada del Gamo, Peñas Pardas y Los Arenales y diques ácidos asociados. Son granitos de tendencia alcalina, con escasos minerales melanocratos, con mineralizaciones de fluor y bario que suelen presentar texturas porfídicas y de grano fino, y que se emplazan en condiciones superficiales

-Subvolcanismo básico del Alcornocal, compuesto por micrograbos y diabasas de ligera tendencia alcalina.

En la Hoja se han diferenciado el Complejo volcánico de La Campana y el Complejo vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón. Agrupándose dentro del primero, las dacitas de Ceperuela, andesitas de La Campana, pórfidos cuarzomonzoníticos de Navaserrano y rocas epiclásticas del Orejón; definidas por Garrote y Sánchez Carretero (1979) y Delgado-Quesada *et al.* (1985). Y en el segundo riolitas porfídicas, riolitas microcristalinas, riolitas orbiculares, riolitas con textura vitrofídica fluidal y riolitas tobáceas de Apalategui *et al.* (1985b).

Los pórfidos de Navaserrano son unos pórfidos volcánicos-subvolcánicos de composición cuarzomonzonítica y de edad Carbonífero-Inferior. La relación espacial y temporal con las andesitas y dacitas de La Campana, deducida a partir de las relaciones cartográficas, indica que el emplazamiento de estos pórfidos ha sido posterior a la extrusión de las rocas volcánicas. Estos pórfidos tienen fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina), clinopiroxeno augítico, anfíbol hornbléndico de color verde-marrón, y proporciones accesorias de biotita. La matriz es microgranuda y de color gris rosáceo a gris verdoso claro.

Las rocas epiclásticas de El Orejón corresponden a depósitos vulcanosedimentarios en un medio acuoso somero. Los fragmentos volcánicos son de composición andesítica, dacítica y monzodiorítica. La potencia de estos depósitos en la zona de Orejón, es como mínimo de 150 m, y están constituidos por nueve ciclos granocrecientes que comienzan con niveles de arenas epiclásticas y terminan con bancos de brechas con fragmentos que pueden alcanzar hasta 50 cm.

Según Quesada (1983) y Delgado-Quesada *et al.* (1985) los últimos episodios volcánicos del Complejo podrían llegar a ser de edad Namuriense.

2.4.1.2.3 Cuenca de Campillo de Llerena (66)

Con esta denominación se agrupan tres pequeños afloramientos fallados de carbonífero que aparecen en los alrededores de Campillo de Llerena, con interrupciones estos afloramientos se continúan hacia el NO hasta Puebla de la Reina. En todos los casos yacen sobre rocas del Devónico Inferior, con un metamorfismo y una fuerte deformación, que no afectan a las rocas carboníferas. Son materiales de las Unidades Alóctonas adscritos a la Zona Centroibérica.

En el flanco norte del afloramiento más septentrional, se encuentra en la base un paquete de calizas bioclásticas que se han datado. Sobre ellas hay una serie de rocas volcánicas básicas y continúa la serie con alternancia de lutitas y grauvacas. En el resto de los afloramientos, la serie comienza por conglomerados, que son más potentes y abundantes cuanto más al Sur, y se continúa por alternancias de lutitas y areniscas en facies *Culm*. Se encuentran intercalaciones de

calizas bioclásticas y localmente carácter oolítico. En estas aparece abundante fauna que a Sánchez Cela y Gabaldón (1977a y 1977b) les permitió datarlas como Tournaisiense-Viseense.

Se trata de depósitos marinos muy someros, aunque localmente pueden registrar periodos de emersión. En todos los niveles son frecuentes restos de flora y fauna de aguas someras con abundante bioturbación. Estos depósitos han sido interpretados como un medio de *lagoon*, en el que se desarrollan pequeños deltas (Gabaldón *et al.*, 1985a)

2.4.1.2.4 Cuenca de Matachel (66)

A esta Cuenca pertenece el afloramiento del Sinclinal de Maguilla, su contacto septentrional es una discordancia sobre los materiales proterozoicos deformados y metamorizados de las Unidades Alóctonas del borde meridional de la ZCI; y el borde sur es la Falla de Matachel, un accidente de incidencia regional (Azor, 1994; Martínez Poyatos, 2002). Esta Cuenca se prolonga por el NO hasta introducirse bajo los depósitos terciarios de la Comarca de los Barros. Sus materiales son semejantes a los del Sinclinorio de Campillo, si bien, han sido correlacionadas con la Cuenca de Benajárfate por su volcanismo (Quesada, 1983; Gabaldón *et al.*, 1983).

La base de la sucesión está formada por un potente paquete de conglomerados que a techo evolucionan a facies arenosas con niveles de conglomerados, que pasan a alternancias arenoso lutíticas centimétricas, en las que se intercalan niveles calcáreos de escaso espesor. En toda la serie son frecuentes las intercalaciones de rocas básicas de composición basáltica con características subvolcánicas, plegadas con el encajante. Sánchez Cela y Gabaldón (1977), encontraron fauna en los carbonatos de edad Tournaisiense-Viseense. En esta Hoja un bloque de caliza resedimentado ha proporcionado (13-34-IG-JM-3010): Braquiópodos: *Alatiformia* cf. *alatiformis* (Drevermann), *Leptaena* sp., Athyridae indet.. Corales: *Rugosa* indet. . *Thamnoporidae*. Equinodermos. Briozoos: Trepotomata (masivos y bifoliales) indeterminables. Edad: Devónico Inferior (Emsiense, probablemente superior). Los Corales son del Devónico. Hay thamnopóridos tanto en facies recifales del Praguense como en las del Emsiense. Son como los afloramientos del Zújar y Peñón Cortado. Este bloque calcáreo confirma la edad de los materiales carboníferos y la ausencia en las Unidades Alóctonas del Devónico Medio-Superior.

2.4.1.3 Culm del Guadiato (70)

La Cuenca carbonífera del Guadiato constituye una franja de 2 a 7 km de anchura y unos 125 km de longitud, que se extiende en dirección ONO-ESE desde Granja de Torrehermosa hasta el valle del Guadalquivir. Estos afloramientos del Carbonífero son conocidos desde trabajos muy antiguos, pero presentan problemas de nomenclatura, principalmente derivados de la confusión en el uso del término de cuenca desde el punto de vista sedimentológico, con el de

cuenca en sentido geográfico y minero; en Cózar y Rodríguez (1999a) se hace una revisión muy completa de esta terminología. En Apalategui *et al.* (1985a y 1985e) y Apalategui (1985b) quedan definidas tres bandas: Meridional, Intermedia o Central, y Septentrional. Están separadas por cabalgamientos con vergencia NE y tienen diferentes características y edades. Este epígrafe se refiere a la Meridional cuya edad es exclusivamente Carbonífero Inferior, denominada formalmente por Cózar y Rodríguez (1999b) como Unidad de Fresnedoso.

Los afloramientos de esta banda se extienden desde el NO de Fuente Obejuna hasta el límite meridional de la Hoja. Al suroeste está limitada por los cabalgamientos de los materiales proterozoicos y paleozoicos con intensa deformación y alto metamorfismo de las Unidades Alóctonas del DOV. Al noroeste descansa en discordancia sobre estos mismos materiales, que a su vez cabalgan sobre otros carboníferos o cabalgando directamente sobre estos. Además existen cabalgamientos internos que hacen aflorar el zócalo, duplicando de esta forma la sucesión.

En la base de la sucesión aparece un tramo discontinuo de conglomerados, con textura clastosoportada. Presentan cantos heterométricos, principalmente silíceos, redondeados a subredondeados, y matriz arenosa. Localmente hay lentejones arenosos intercalados.

El espesor máximo de este tramo basal es de 80 m, y Apalategui *et al.* (1985b) citan la presencia en él de restos de braquiópodos (*Orthotetidina indet.*, *Antiquatonia sp.* y *Spiriferinidae indet.*), bivalvos, corales y briozoos (*Fenestellidae indet.*).

El resto de la sucesión está constituida por lutitas y areniscas, a veces alternando en capas centimétricas, o, más frecuentemente, con predominio de las lutitas, en las que se intercalan capas centimétricas a decimétricas de areniscas. Las lutitas son de color gris-oscuro, bandeadas, y las areniscas suelen ser litarenitas, de color gris, gris-oscuro o marrón.

En la mitad inferior aparecen algunas intercalaciones de orden métrico de calizas gris-oscurs de grano fino, con laminaciones, y coladas de rocas volcánicas básicas espilitizadas de espesor métrico a decamétrico.

Se pueden observar diversas estructuras sedimentarias, como ripples de corriente y de oscilación, estratificación cruzada de tipo *Hummocky*, bioturbación y estructuras de deslizamiento (*slumps*). También aparecen restos vegetales flotados, entre los que se han identificado *Stigmaria sp.*, *Lepidodendron losseni*, *Calamitáceas* y *Fryopsis?* (Apalategui *et al. op. cit.*).

La potencia total de la sucesión correspondiente a esta Banda Meridional suele oscilar entre 600 y 700 m.

En los niveles carbonatados se identificaron asociaciones de foraminíferos y algas que permitieron asignarles una edad Viseense Medio-Superior (Pérez-Lorente, 1979; Apalategui *et al.*, 1985e). Sin embargo, en estudios posteriores (Cózar y Rodríguez, 1999b), se ha precisado con foraminíferos que su edad es Viseense superior. En esta Hoja una muestra tomada al S de

Los Blázquez (14-34-IG-JM-3006. Litología: Caliza de Los Blázquez) sólo ha dado: Restos indeterminables de braquiópodos y crinoideos. Edad: Indeterminada (Devónico o Carbonífero?)

Según el informe de palinología de Rodríguez González (2003), en cinco muestras se ha obtenido un abanico de edad para estos materiales comprendida entre Viseense medio y Westfaliense basal.

El medio sedimentario en el que se han producido estos depósitos es, según Gabaldón *et al.* (1983, 1985a), una plataforma somera abierta dominada por tormentas. Mientras que para otros autores (Almarza *et al.*, 1973; Pérez-Lorente, 1979) la facies detrítica se interpreta como turbiditas. Cózar y Rodríguez (*op. cit.*) opinan que pueden coexistir sedimentos de ambos ambientes, aunque predominen los segundos. Para estos autores la sedimentación de la Unidad comienza con conglomerados depositados bajo lámina de agua, en un prodelta seguida de facies inter o submareales, finalmente llega a plataforma externa o talud, en un progresivo proceso de profundización.

2.4.1.4 Culm de Los Pedroches (71, 71a)

Dentro de esta Hoja se encuentra el mayor afloramiento carbonífero de la Zona Centroibérica en su dominio meridional de Obejo-Valsequillo. Es una banda de unos 40 km de anchura, que con dirección NO-SE, va desde Monterrubio de la Serena hasta el valle del Guadalquivir, en cuya parte central intruye el Batolito de Los Pedroches. Tradicionalmente se ha aceptado que estos materiales están ordenados en facies "Culm" (Mallada, 1898). Es un término usado en Europa central y occidental para describir depósitos sinorogénicos precoces de la Cadena Varisca, que suelen incluir delgadas capas de carbón y restos vegetales.

Constituye el afloramiento más septentrional y el de mayores dimensiones del Carbonífero en esta región. Se encuentra tanto al norte como al sur del Batolito de los Pedroches y se extiende hacia el norte y noroeste hasta el Sinclinal de Guadalmez y hasta el sinclinal de la Codosera y la Sierra de San Pedro respectivamente (Almela *et al.*, 1962).

En esta Hoja el contacto septentrional es paraconcordante, observándose hacia el E una ligera erosión de los materiales devónicos. El contacto meridional está cortado por la Falla de la Canaleja, y los afloramientos al S de ella están en aparente concordancia con los materiales devónicos aunque en realidad, se trata de una paraconcordancia, como se deduce regionalmente.

Las rocas del carbonífero inferior en facies Culm de Los Pedroches se corresponden con 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", aunque 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).

Son una monótona alternancia de pizarras y areniscas grauváquicas con ocasionales lentejones intercalados de conglomerados. Hacia la base, en el sector situado al S del batolito, existen intercalaciones de rocas volcánicas ácidas y básicas y calizas. Esta secuencia es muy potente, Martínez Poyatos (1997) a partir de cortes estructurales, estima espesores de más de 6.000 m.

En el sector N de la Cuenca de los Pedroches predomina una monótona alternancia de pizarras negras, areniscas impuras, grauvacas y lentejones intercalados de conglomerados polimícticos, con algún nivel de pizarras violáceas de carácter cinerítico que intercalan tobas ácidas así como algún paquete de areniscas feldespáticas volcanoclásticas con porfiroclastos milimétricos de cuarzo volcánico. También se ha observado algún sill de diabasas muy alterado.

Las pizarras muestran tonos grises a negros y en ocasiones presentan laminaciones arenosas o limolíticas milimétricas. Al microscopio están constituidas principalmente por mica blanca y en menor proporción cuarzo. En algunos casos es abundante la materia grafitosa y en otros se observa cloritoide muy fino desorientado. Como minerales accesorios contiene principalmente minerales opacos. En la muestra 15-33, PS-21 se observa al microscopio una litarenita grauváquica con clastos subangulosos de cuarzo y plagioclasa (con maclado polisintético), así como fragmentos de roca. Abundan los fragmentos de lidita, cuarcitas a veces muy deformadas, con cuarzoes tirados) y en menor proporción de arenisca foliada, pizarras y esquisto moscovítico. También son frecuentes los clastos de chert y de agregados microgranudos de plagioclasa. Apenas muestra deformación.

Las areniscas pueden aparecer como alternancias rítmicas de niveles de 1 a 10cm de areniscas grises alternando con pizarras con laminación paralela o como niveles de 10 a 50cm de areniscas finas grises con delgadas pasadas pizarrosas que muestran laminaciones cruzadas de bajo ángulo a gran escala, y en ocasiones ripples de oscilación y estratificación *flaser*. En lámina delgada, los términos areniscosos se clasifican como metaarcosas a metasublitarrenitas, de marcado carácter polimíctico y escasa selección, donde abundan los granos de cuarzo (monocristalinos, policristalinos y *chert*), además de fragmentos de roca sedimentaria, fragmentos de roca volcánica (escasos, con una fuerte recrystalización), fragmentos de roca metamórfica, granos de feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita, clorita, opacos, matriz arcillosa, turmalina, etc.

Las grauvacas suelen tener grano grueso, tonos grises a gris-verdosos y se presentan en paquetes de 5cm a 2m, aunque ocasionalmente pueden alcanzar los 10m de espesor. Se observan granos de cuarzo, liditas y feldespatos. A menudo pasan lateralmente a conglomerados. Con frecuencia tienen bases erosivas y cantos blandos lutíticos, que pueden llegar a alcanzar 7-8cm.

al microscopio, las grauvacas y la matriz grauváquica de los conglomerados está formada principalmente por granos de cuarzo, plagioclasa, fragmentos de roca, moscovita y biotita detríticas, y en proporciones accesorias minerales opacos, circón, turmalina y rutilo en una matriz (10-20%) eminentemente sericítica y rica en materia orgánica. Se ha observado algún fragmento de cuarzo con *ribbons*.

Los conglomerados se presentan en paquetes que no suelen sobrepasar los 3-4m de potencia. Están constituidos por cantos redondeados de cuarzo, cuarcita, liditas, feldespatos y rocas volcánicas y metamórficas, que no suelen superar los 10cm, en una matriz grauváquica. Pueden pasar de ser clastosoportados a matrizsoportados y lateralmente a grauvacas. En la hoja de Adamuz, se cita la existencia local de paquetes de conglomerados con clastos carbonatados, entre cuyos clastos, generalmente angulosos, son muy abundantes los fragmentos de fósiles, que en la hoja 1:50.000 de Hinojosa del Duque han sido datados mediante conodontos como Viseense superior-Namuriense inferior (Rodríguez Pevida *et al.*, 1990).

Se apoyan sobre materiales de distinta edad, desde el Fameniense-Frasniense (Devónico superior) llegando a estar directamente en contacto con las rocas del Silúrico, como en El Centenillo y al Sur de Santa Elena (en la vecina Hoja de Linares, entre otros lugares). Esta falta de parte o todo el Devónico, ha sido atribuida por algunos autores a la existencia de una discordancia entre el Carbonífero inferior y el Devónico (Ríos Aragües, 1977). No obstante, en buena parte del área de estudio, al N del Batolito de Los Pedroches, la desaparición de parte o la totalidad del Devónico, se debe a la existencia de un accidente extensional posterior a la intrusión del Plutón de Santa Elena (Hoja de Linares) con el bloque meridional hundido, denominado Zona de Cizalla Puente de Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2004, 2006).

Lógicamente se observan variaciones laterales de facies, así, en el sector meridional al S del Batolito de Los Pedroches, el Culm está formado por una potente y monótona serie detrítica compuesta por alternancias centimétricas y decimétricas de pizarras oscuras y areniscas grauváquicas, con algunos niveles de conglomerados, calizas y rocas volcánicas ácidas y básicas, más frecuentes hacia la base, siendo en conjunto una ritmita de aspecto flyschoides. En una transversal estudiada con detalle desde el punto de vista sedimentológico, situada entre Villanueva del Duque y Pozoblanco (Pérez-Lorente, 1979) define la siguiente sucesión: Sobre rocas del Devónico Inferior y de manera discordante, se deposita un tramo inferior con abundante material volcánico y vulcanoclástico, seguido por una secuencia detrítica, rica en facies arenosas, que interpretó como una sedimentación turbidítica en abanicos submarinos profundos. Sin embargo, estudios recientes han puesto de manifiesto la existencia de evidencias claras de ambientes relativamente someros, fundamentalmente ripples de oscilación y

hummocky cross-bedding, por lo que probablemente la sedimentación tuviera lugar en una plataforma dominada por tormentas (Gabaldón, 1985).

En conjunto se configura como una potente y monótona serie detrítica que presenta una compleja estructuración en pliegues y escamas que ha impedido hasta ahora el establecimiento de una secuencia estratigráfica válida para todo el afloramiento. Con los conocimientos adquiridos en la realización de estas hojas, se propone que en realidad la secuencia es formada por dos sucesiones sinorogénicas superpuestas de características similares, una inferior Tournaisiense-Viseense y otra superior Serpukhoviense.

En el borde Sur de la cuenca de Los Pedroches, en el flanco septentrional de los Anticlinales de Peraleda y Calatraveño, así como en un pequeño sinclinal al SE de La Chimorra (Hoja de Espiel, 880), en aparente concordancia sobre los materiales devónicos, se encuentran unas pizarras violáceas y en menor proporción verdosas que deben corresponder a cineritas volcánicas con bastante hematites diseminada, productos de un episodio volcánico representado en otras localidades. A techo hay dos o tres bancos de calizas, con espesores decimétricos y poca continuidad lateral intercaladas entre pizarras violáceas y verdosas (**71a**). Son calizas brechoides con abundantes terrígenos y fragmentos líticos o de fósiles (corales). Se les atribuye por correlación una edad Viseense medio-superior (Pérez-Lorente, 1979).

Las rocas básicas son dioritas y gabros subvolcánicos, acompañados de basaltos extrusivos con estructuras *pillow*, interestratificados en los niveles carboníferos. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol en una matriz con clorita, epidota, biotita y menas opacas. Las rocas volcánicas ácidas son riolitas y tobas, compuestas por fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo con golfos de corrosión, en una matriz muy fina de cuarzo, clorita y óxidos de hierro.

Al norte del Batolito, en la Hoja de Hinojosa del Duque (833), Rodríguez Pevida *et al.* (1990) proponen una serie, concordante con el Devónico Superior, que comienza por una alternancia de pizarras y calizas arrecifales de edad Viseense Superior, seguida de pizarras y grauvacas en facies Culm, con abundantes estructuras turbidíticas, de edad Viseense Superior-Namuriense A. Esta serie representaría la sucesión superior.

Así pues, la Cuenca de los Pedroches parece que tenía un margen pasivo al norte, con facies de plataforma iniciales, y un margen activo al sur, con una actividad volcánica importante. Por otra parte, la falta de evidencias de retrabajamiento por oleaje de las facies Culm al norte del Batolito, sugiere que su sedimentación tuvo lugar en ambientes relativamente profundos, en contraste con las mismas facies situadas al sur del mismo (Larrea *et al.*, 2013).

El medio sedimentario de esta sucesión fue considerado como turbidítico de aguas profundas (Tamain, 1972; Leal Echevarría *et al.*, 1976-en Palero y Delgado-Quesada., 2008; Pérez Lorente, 1979), sin embargo, estudios más recientes han puesto de manifiesto, en el sector

S de la cuenca, la existencia de evidencias claras de ambientes relativamente someros, fundamentalmente ripples de oscilación y *hummocky cross-bedding*, por lo que probablemente la sedimentación tuviera lugar en una plataforma dominada por tormentas (Gabaldón *et al.*, 1985a).

Carbonell (1929) y Henke (1926) pusieron de manifiesto por primera vez la edad Carbonífero inferior de toda la sucesión en facies Culm de Los Pedroches. Posteriormente, mediante asociaciones de flora y fauna (*Archaeocalamites cf. radiatus* Brongniart, *Posidonomia*, entre otras) diversos autores (Peran y Tamain, 1967; Tamain, 1972; García Alcalde *et al.*, 1984; Rodríguez Pevida *et al.*, 1990) le han atribuido una edad Tournaisiense superior a Namuriense inferior.

Recientemente, mediante el estudio de asociaciones de palinomorfos, Rodríguez González (en el sector N en la Hoja de Linares) amplían su rango de edad al intervalo comprendido entre el Tournaisiense inferior y Namuriense inferior (Serpukhoviense-Bashkiriense basal). Y en el sector meridional de la cuenca, al S del Batolito de Los Pedroches, los estudios de palinomorfos (Rodríguez González, 2003) en las 6 muestras positivas tomadas se ha puesto de manifiesto la existencia de edades para la parte inferior de la sucesión, en este sector del Culm de los Pedroches, comprendidas entre el Tournaisiense inferior Tn2A (en algunos casos existen dudas sobre una posible edad Devónico más alto) y el Tournaisiense superior no más alto (Tn3B).

Por último, al S de Villanueva de Córdoba tectónicamente intercalado en el Culm aparece un afloramiento de potencia métrica y longitud de varios centenares de metros, formado por leucogneises de grano fino. La muestra 15-34 IG JM-2001, es un gneis biotítico con una lineación muy marcada. Blastomilonítica, porfiroide. Minerales principales: Cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita. Accesorios: Apatito, turmalina azul, granate, rutilo. Es una roca meta-granítica porfiroide con una matriz cuarzo-feldespática granoblástica en la que destacan fenocristales deformados o porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo, tanto monocristalinos como alguno policristalino. La roca está afectada por una foliación milonítica, definida por la orientación de biotita, que rodea a los porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, posteriormente recrystalizada por metamorfismo de contacto de la granodiorita de Los Pedroches. Los cuarzoes de la matriz están recrystalizados con juntas a 120°, así como la biotita de la foliación. La moscovita está en blastos de contacto desorientados. En un porfiroclasto de plagioclasa se observa, aparentemente incluido, un granate pequeño subidiomorfo. En el mapa a este afloramiento se le ha adjudicado el número 8 de la leyenda (leucogranitos del Álamo, Sierra de las Cabras y Las Esiyas) aunque no existen datos que permitan asegurarlo. Este afloramiento, probablemente está ligado a accidentes que afectan al sustrato y que repiten la serie, como ya se ha indicado.

2.4.1.5 Culm del Guadalbarbo (69, 69a, 69b)

Bajo el cabalgamiento de las Unidades Alóctonas y en paraconcordancia sobre los materiales devónicos de la Unidad Paraautoctona del borde meridional de ZCI, aflora una serie carbonífera que se caracteriza por la gran cantidad de rocas volcánicas básicas y subvolcánicas básicas (andesitas y diabasas), intercaladas entre lutitas negras, paquetes de grauvacas y algún lentejón de calizas.

Los principales afloramientos están en el río Guadalbarbo y Sinclinal del Valle (Hoja de Espiel, 880), al Sur del Anticlinal de Peraleda (Hoja de Valsequillo, 857), y al Norte de Retamal (Hoja de Zalamea de la Serena, 831).

Las rocas básicas (69a), de gran continuidad lateral, son masivas, de color verde oscuro, presentan disyunción en bolas y están poco esquistosadas, se interpretan como coladas con brechas volcánicas, aglomerados volcánicos y *pillow-lavas* (Pérez-Lorente, 1979), en cuyas zonas centrales aparecen las texturas subvolcánicas. Al microscopio las rocas básicas han sido clasificadas (Contreras Vázquez *et al.*, 2004), como gabros, espilitas y basaltos, con textura intersecal, formadas principalmente por plagioclasa, piroxenos y en algún caso menas metálicas; como accesorios calcita, clorita, epidota, cuarzo y óxidos. Presentan indicios de enfriamiento rápido, están generalmente bastante alteradas y atravesadas por venas de calcita; localmente también aparece calcita en vacuolas, que junto al tipo de plagioclasa sódica indica que se trata de espilitas o rocas espilitizadas. En la muestra 15-35-FB-8801 de un basalto, se observan fenocristales de: Plagioclasa, piroxeno y olivino (?) en una matriz con textura microcristalina con abundantes opacos, carbonatos, anfíbol y esfena. Los fenocristales de plagioclasa muestran morfología en listones y a veces forman agregados. Posible olivino muy oxidado.

Al microscopio, las pizarras están constituidas principalmente por moscovita y grafito. Como minerales accesorios se observan minerales opacos y algún circón. Las litologías de metadiabasas a metadioritas están constituidas principalmente por plagioclasa y anfíbol verde, observándose en algunos casos clinopiroxeno incluido en anfíbol. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, apatito y epidota/clinozoisita. Un análisis químico realizado sobre uno de estos cuerpos pone de manifiesto que el protolito era de composición basáltica de características transicionales entre N-MORB y E-MORB, cuyos datos serán detallados en el capítulo de Geoquímica. Armendáriz *et al.* (2008) citan que la composición de elementos mayores, revela un carácter toleítico y toleítico transicional para las rocas máficas de la unidad del Guadalbarbo (tipo MORB).

Apalategui *et al.* (1985a) por correlación con otras cuencas le atribuyen una edad Viseense medio-superior. Sin embargo, en base a 10 muestras positivas tomadas durante la realización de esta Hoja para su estudio palinológico (Rodríguez González, 2006), se ha datado la cuenca como

comprendida entre el Tournaisiense inferior y el Namuriense A inferior (Serpukhoviense inferior).

Las rocas detríticas del Culm del Guadalbarbo (**69**) son similares al de Los Pedroches en su textura y descripción petrográfica. Son interpretadas por los autores citados como depósitos turbidíticos o depósitos de plataforma abierta dominada por tormentas.

Al Norte de la Garranchosa (Hoja de Adamuz, 902) aparecen unas rocas brechoides de color oscuro que contienen fragmentos de diversa litología, como volcanitas, pizarras, cuarcitas y calizas, en una matriz sericítica (**69b**).

2.4.1.6 Pizarras y areniscas con olistolitos paleozoicos (**72, 72a, 72b**). Serpukhoviense-Bashkiriense

Aparece en dos afloramientos, en la Banda Intermedia de la Cuenca del Guadiato y en la pequeña Cuenca del Kilva

2.4.1.6.1 *Banda Intermedia de la Cuenca del Guadiato*

Esta banda constituye un afloramiento que se extiende desde las proximidades de Granja de Torrehermosa hasta el extremo suroriental de la Hoja, donde queda recubierta por los sedimentos terciarios del Valle del Guadalquivir.

Es una secuencia ciclotemática, de carácter parálico, y fue dividida por Apalategui *et al.*, (1985e) en tres tramos. El inferior es detrítico, formado por cuarcitas, areniscas y calcarenitas. El tramo intermedio es detrítico-carbonatado, constituido por conglomerados, areniscas y lutitas con intercalaciones de calizas arrecifales con crinoides y corales. El tramo superior es detrítico de facies continental, fluviodeltaica al NO y marina al SE; está formado por conglomerados, arenas y limos con algunos niveles de carbón.

En Cózar y Rodríguez (1999a), se propone, con datos basados en la tesis de Cózar (ined.), una estratigrafía para esta banda, con la diferenciación de dos unidades: Unidad de la Sierra del Castillo y Unidad de San Antonio-La Juliana. La primera sólo incluye los cuerpos calizos de Sierra del Castillo (**72b**), El Couce y Sierra Boyera (estos dos últimos no representados a esta escala), estos bloques que fueron atribuidos a olistolitos (Rodríguez *et al.*, 1996) presentan sucesiones estratigráficas continuas, sin debris flow ni slump, de edad Viseense superior, y se interpretan como bloques de emplazamiento tectónico, adosados al cabalgamiento, con vergencia Norte, que los corta por el SO. Son sedimentos de plataforma somera carbonática diferentes de los terrígenos de la Unidad que los engloba, y también de la de Fresnedoso.

La Unidad de San Antonio-La Juliana abarca los sedimentos terrígenos y carbonatados que restan de la Unidad Central o Intermedia. Los detríticos son pizarras, areniscas y conglomerados.

Los carbonatos, en parte son sedimentación autóctona y en parte son exoolistolitos y endoolistolitos emplazados entre los sedimentos margosos. Hacia la base aparecen facies de debris flow con olistolitos, algunos de dimensiones kilométricas (Cerro Cabello, **72b**).

Las dataciones realizadas por los autores citados, basadas principalmente en foraminíferos, proporcionan una edad de Serpukhoviense inferior (Namuriense A) para los sedimentos autóctonos, y Viseense superior para los olistolitos.

La secuencia culmina con terrígenos (arenas y conglomerados) en facies deltaicas continentales. Estos sedimentos han sido datados con flora como Namuriense A (Wagner *et al.*, 1983). Cózar y Rodríguez (1999a) denominan a esta unidad de techo como Terrígenos de Sierra Boyera.

En el informe ya citado de Rodríguez González (2006) en 2 muestras positivas se ha obtenido una edad comprendida entre el Viseense superior y Westfaliense A (Viseense superior-Bashkiriense superior)

Para Cózar y Rodríguez (*op. cit.*) los sedimentos del Viseense superior-Serpukhoviense definen en su conjunto un gran ciclo transgresivo-regresivo cuyo origen se debe tanto a eustatismo como control tectónico. Con una visión regional se puede afirmar que la causa es principalmente tectónica.

2.4.1.6.2 Sector del Kilva

El Sinclinal del Cerro Kilva se sitúa al NO de Adamuz, y forma parte de las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo. Se trata de una estructura alargada en la dirección N110E, subparalela a la traza del cabalgamiento frontal de las Unidades Alóctonas. La característica singular es que está constituida por un olistostroma con megaolistolitos en los que está representado todo el Paleozoico inferior. Esto ya fue puesto de manifiesto por Gutierrez-Marco *et al.* (1987) y Sarmiento y Gutierrez-Marco (1999) que citaron fauna del Ordovícico.

Se ha realizado una columna en el flanco norte del sinclinal del Kilva (Figura 2.17), entre los km 14 y 16 de la carretera A-2101 de Adamuz al Puerto de Carballón (coordenadas UTM, ETRS89: X: 356.922; Y: 4.215.422). Su espesor total es de unos 400 m y puede dividirse en cinco tramos (Fig. 2.18).

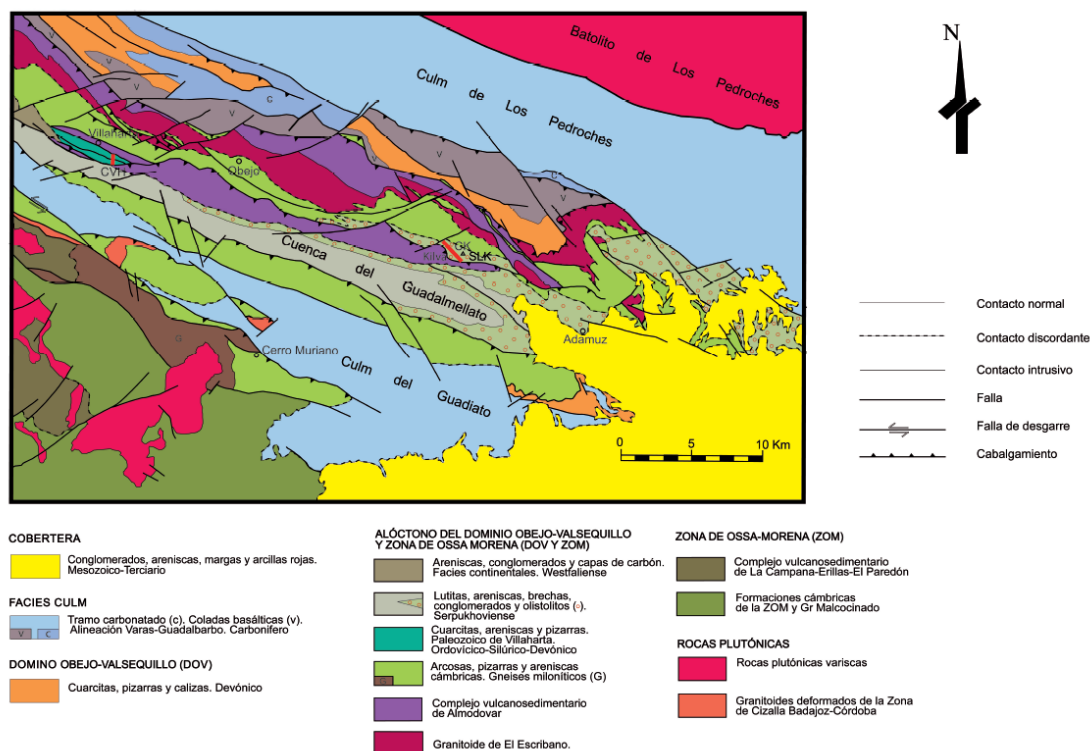


Figura 2.17.- Situación del Sinclinal de la Loma de Kilva (SLK) y de las columnas de Villaharta (CVH) y Kilva (CK) en el SE de la Hoja.

Esta serie carbonífera se apoya en discordancia sobre la Fm Azuaga. La base consiste en conglomerados y brechas en paquetes métricos y cuyos clastos son de esquistos laminados oscuros de la formación infrayacente. Hacia techo de este primer tramo de unos 40 m se observa una serie métrica pizarrosa.

El siguiente tramo lo componen unos 80 m de grandes olistolitos de escala decamétrica de calizas grises recrystalizadas (Figuras 2.19) con porosidad móldica, intraclastos y fragmentos bioclásticos de crinoides, braquiópodos etc. Los olistolitos disminuyen su tamaño hacia el techo del tramo.

El tramo suprayacente (100 m) está compuesto por una serie alternante de conglomerados brechoides clastosoportados con clastos de caliza, conglomerado y areniscas (*debris*) con base erosiva y niveles laminados de pizarras con cantos dispersos (Figura 2.20). Estas alternancias se ordenan en secuencias granodecrecientes y en ocasiones puede deducirse una geometría canalizada para los paquetes detríticos gruesos. Asimismo, hacia techo del tramo se observan olistolitos de calizas grisáceas cristalizadas de tamaño métrico.

El siguiente tramo lo componen los depósitos ubicados en las proximidades de las casas de Valsequillo, que se han insertado en la serie teniendo en cuenta su posición estratigráfica en la cartografía. Consiste en unos 50 m de una serie mal aflorante de areniscas micáceas laminadas,

calizas arenosas, y conglomerados brechoides que ofrecen fauna del Ordovícico y Silúrico y que se han interpretado como olistolitos dentro de la serie general (Figura 2.21).

El tramo culminante consiste en unos 80 m de conglomerados clastosoportados y con base canalizada con cantos rodados, areniscas y pizarras laminadas con *ripples* de olas. La serie es estrato y granocreciente y puede interpretarse como facies deltaicas groseras (fan delta).

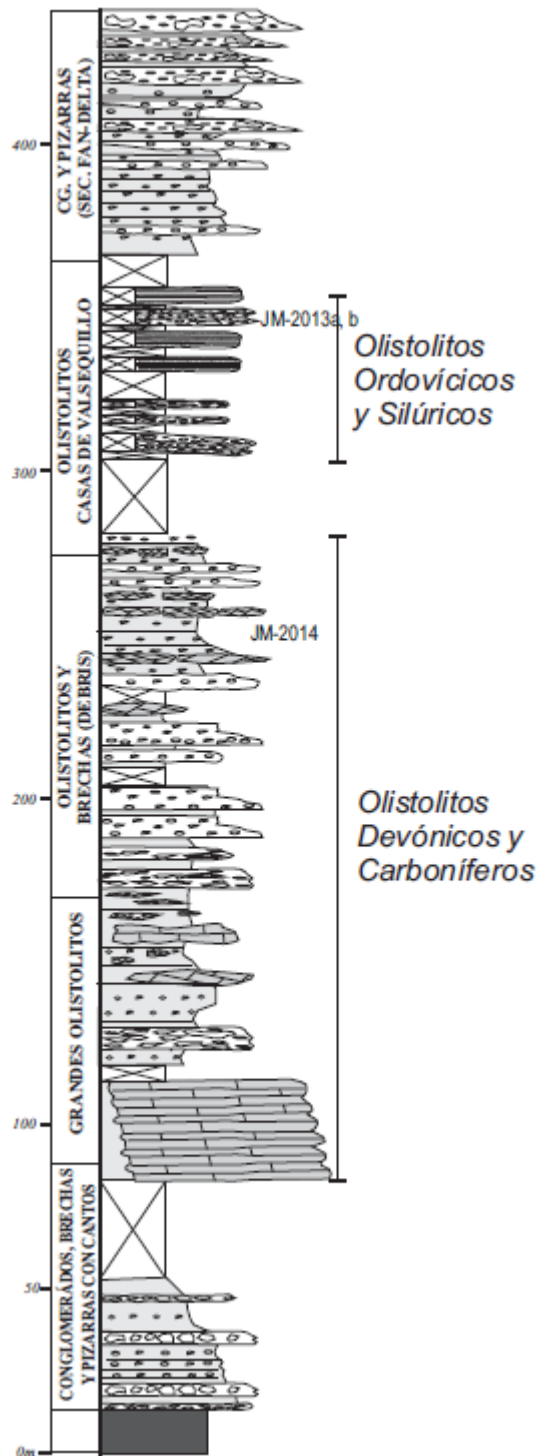


Fig. 2.18.- Columna del Cerro Kilva con situación de muestras tomadas y edad de los olistolitos (Montaña Invertida)



Figura 2.19.- Foto de olistolito mayor de calizas Tournaisiense-Viseense y otros olistolitos dispersos.



Figura 2.20.- Foto de conglomerados con bloques de caliza.



Figura 2.21.- Olistolito de alternancia de pizarras y areniscas del Ordovícico.

En muestras tomadas de los olistolitos se han obtenido las dataciones siguientes: En la 16-36-IG-JM-2013/a (Litología: nódulo en pizarras carboníferas): Trilobites: *Neseuretus tristani* (Brongniart). Edad: Ordovícico Medio (fósil reelaborado en materiales carboníferos). En la 16-36-IG-JM-2013/b (Litología: nódulos en olistolito pizarroso métrico): Trilobites: *Colpocoryphe grandis* Snajdr. Edad: Ordovícico Superior, Berouniense (fósil reelaborado en materiales carboníferos). En la 16-36-IG-JM-2014 (Litología: caliza, muestra suelta): Cnidarios: *Siphonodendron pauciradiale* (McCoy). Edad: Carbonífero inferior -Mississippico- (probable Viseense superior).

De los datos anteriores se deduce que:

- Los olistolitos de la sucesión carbonífera del Sinclinal del Kilva, reflejan en orden inverso, de muro a techo (Montaña Invertida), la sucesión del Paleozoico inferior de las Unidades Alóctonas del DOV. Con los datos de los olistolitos y los afloramientos de Villaharta se puede reconstruir la columna estratigráfica de las Unidades Alóctonas (Figs. 2.10, 2.17 y 2.18).
- Pertenencia al margen Nord-Gondwánico y proximidad paleogeográfica entre los dominios del Complejo Esquisto Grauváquico y de Obejo-Valsequillo de la ZCI y la ZOM

- Existencia de una fase compresiva de edad Brigantiense superior-Serpukhoviense con desarrollo de cuencas sinorogénicas asociadas, posteriormente transportadas (*piggy-back basins*) en las Unidades Alóctonas. Como la del Norte del Kilva (72a) (Hoja de Adamuz, 902).

Además de los afloramientos descritos, junto a la Falla Puente Génave-Castelo de Vide, al N de la Hoja, hay un pequeño afloramiento de pizarras con cantos y bloques de cuarcitas, areniscas y sobre todo calizas, que en la hoja del MAGNA (Mira *et al.*, 1990) la atribuyeron al Carbonífero inferior en un afloramiento dudoso. En esta Hoja se han identificado las facies en un bloque desmuestreado (15-33-IG-JM-2003. Litología: Caliza): Conodontos: Fragmentos indeterminables. Equinodermos: Crinoidea indet.. Edad: Indeterminada (Devónico probable).

2.4.2 Carbonífero superior (Pensilvaniense)

Se trata de materiales continentales que afloran en el sector septentrional de la Cuenca del Guadiato, en la denominada Cuenca de Peñarroya-Belmez.

2.4.2.1 Banda Septentrional de la Cuenca del Guadiato/Cuenca de Peñarroya-Belmez. Wesfaliense (73)

La secuencia continental denominada Banda Septentrional del Guadiato, aflora de manera continua desde El Porvenir de la Industria hasta las proximidades de Villaharta, formando parte de la Cuenca Carbonífera de Peñarroya-Belmez. Otros afloramientos de menores dimensiones se encuentran hacia el NO, en las proximidades de Cuenca, y hacia el sureste, en el área del embalse del Guadalquivir. En el borde norte del afloramiento del Guadiato se superpone mediante una fuerte discordancia a rocas Ordovícicas, mientras que en el Guadalquivir yace sobre un Carbonífero Inferior-Medio de manera disconforme.

La serie corresponde a depósitos continentales de carácter límnic y ha sido dividida en dos tramos (Pérez-Lorente, 1979; Apalategui *et al.*, 1985e). El tramo inferior es conglomerático (Conglomerado de Base y Conglomerado de Espiel, Pérez-Lorente *op. cit.* y aflora a lo largo de todo el borde septentrional de la banda del Guadiato y en todo el afloramiento de Cuenca. Son cantos heterométricos, gruesos, que forman lentejones de tamaño variable. Los cantos son de cuarcitas, conglomerados, areniscas y pizarras. Forman un depósito de abanico aluvial cuyos aportes provendrían del norte (Pérez-Lorente *op. cit.*; Andreis y Wagner, 1983). Encima, se encuentra una sucesión ciclotemática, de carácter fluvio-lacustre, con abundantes capas de carbón.

Su edad, determinada a partir de la abundante flora existente, es Westfaliense B y C (Grand'Eury, 1877; Jongmans, 1951; Ortuño, 1971; Andreis y Wagner, 1983) y puede que llegue al D (Dijkstra, 1955).

2.5 COBERTERA

Las rocas postpaleozoicas que afloran en la Hoja constituyen un estrecho e irregular recubrimiento, que puede dividirse en varios conjuntos: Carbonífero-Pérmico, Triásico, Terciario continental, Terciario marino y depósitos Cuaternarios.

2.5.1 Carbonífero-Pérmico (74)

Los materiales de esta edad se ubican en pequeñas cuencas postorogénicas, relacionadas con grandes accidentes longitudinales. Se sitúan en el borde suroccidental de la Hoja, donde aparecen una serie de pequeños afloramientos de conglomerados y areniscas en posición subhorizontal, aunque afectados por fallas. Se pueden distinguir las cuencas de San Nicolás del Puerto-Alanís, La Urbana y del Charco de la Sal.

La sucesión consta de un tramo basal arenoso y conglomerático sobre el que se sitúa una secuencia lutítico-arenosa que da paso a capas de carbón y a lutitas intensamente bioturbadas. En alguna de estas cuencas (Alanís), existen intercalados algunos niveles volcánicos de composición basáltica con estructuras almohadilladas.

Broutin (1974, 1977, 1981 y 1982) ha realizado un detallado trabajo paleobotánico que ha permitido datar estos materiales en el Autuniense Superior, si bien, datos de sondeos mineros indican que los niveles basales no aflorantes llegan al Estefaniense (Apalategui *et al.*, 1985d).

2.5.2 Trías (75)

En el borde sureste de la Hoja, en las inmediaciones de Adamuz, existen entre los sedimentos del Terciario dos pequeños afloramientos de areniscas y limos rojizos con algunas estrechas intercalaciones de conglomerados hacia la base. Los cantos de los conglomerados son generalmente de cuarcita y presentan un grado de esfericidad y redondez notable.

Las areniscas aparecen en niveles decimétricos con estratificación cruzada, alternando con niveles arcillosos de espesor similar. En general se disponen subhorizontales o con un pequeño buzamiento (5°) hacia el sur.

Por correlación litológica, estos niveles de facies germánica se atribuyen al Buntsandstein y se supone que constituyen el límite de la transgresión Triásica.

2.5.3 Terciario

Los sedimentos terciarios que se encuentran aquí, pertenecen a dos grupos distintos. Por una parte se encuentran los sedimentos marinos de la depresión de Guadalquivir, y, por otra, los sedimentos continentales que constituyen las rañas.

2.5.3.1 Terciario Marino (77)

Los sedimentos marinos Terciarios afloran en el extremo suroriental de la Hoja, al sur de Adamuz, y forman parte del relleno de la depresión del Guadalquivir. Se apoyan mediante disconformidad sobre los materiales triásicos, y mediante discordancia sobre el zócalo Paleozoico, allí donde los materiales triásicos no se depositaron o fueron erosionados.

Presentan un tramo basal de conglomerados y arenas cementados por carbonatos y que contienen abundantes ostras, que hacia techo, evolucionan a limos, arcillas y margas. Azcarate *et al.*, (1977) dataron esta secuencia, mediante macro y microfauna, en Mioceno Medio y Superior

2.5.3.2 Terciario Continental (76, 78)

Los sedimentos continentales de esta edad afloran irregularmente repartidos por la parte septentrional y occidental de la Hoja. Están siempre relacionados con las sierras cuarcíticas, de las que constituyen su piedemonte. Tienen morfología de glacis, con el ápice adosado a las sierras que constituyen su área fuente, y se extienden hacia los valles, donde pueden llegar a coalescer en grandes llanuras aluviales, como ocurre al Este de Maguilla.

En general son depósitos muy proximales, formados por cantos heterométricos y subangulosos englobados en una matriz arcillosa de un color rojo característico que, al disminuir su pendiente, evolucionan a facies de areniscas y conglomerados, a menudo canalizadas (78). En las partes más distales, son sedimentos arcillo-limosos, a veces lacustres, en los que son frecuentes los procesos edáficos que dan lugar a travertinos y calcretas y superponiéndose a los depósitos más antiguos y estratigráficamente estructurados. Estos últimos son depósitos continentales, preservados en las superficies de arrasamiento, formados por cantos redondeados y de pequeño tamaño (≤ 1 cm de diámetro), de cuarcitas, cuarzo, cuarzoesquistos y gneises, inmersos en una matriz limosa (76).

Estas formaciones son las típicas rañas de la Meseta Ibérica y, en general, han sido consideradas de edad pliocuaternaria. Sin embargo, Martín Serrano (1991) ha establecido que las rañas son un fenómeno diacrónico y que pueden tener edades desde Paleógenas hasta Cuaternarias. En este caso, dado su fuerte color rojo, por criterios paleoclimáticos pueden ser atribuidas al Mioceno Inferior.

2.5.4 Cuaternario (79, 80)

Los sedimentos cuaternarios, actuales o subactuales, son muy abundantes por toda la Hoja pero, en general, presentan espesores y extensiones de afloramiento irrelevantes a esta escala. Los más importantes son los depósitos de ladera, coluviones (**80**), que alcanzan gran desarrollo sobre todo en los relieves que forman las cuarcitas ordovícicas. También alcanzan cierta representación los depósitos fluviales relacionados con los ríos más importantes, en los que se desarrollan terrazas, barras de arena en los cauces y llanuras de inundación más o menos amplias (**79**).

3 PETROLOGÍA DE ROCAS ÍGNEAS

En esta Hoja están bien representadas las rocas ígneas, tanto las plutónicas, como las volcánicas y subvolcánicas, y con un amplio espectro en edad composición y contexto geodinámico. Los mayores cuerpos ígneos son tardivariscos y se agrupan en dos alineaciones: El Batolito de Los Pedroches y la Alineación Magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. El primero aflora en una banda de dirección NO-SE, de unos 200 km y con una anchura entre 8-30 km, desde Monterrubio hasta el Valle del Guadalquivir; forma parte de la gran alineación granítica Albuquerque-Mérida-Los Pedroches, que ha sido considerada (Julivert *et al.*, 1974) como el límite de las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena; en esta Hoja se considera que intruye en la Unidad Paraautóctona del DOV (ZCI). La segunda está compuesta por una potente sucesión volcánica y vulcanosedimentaria de la misma edad e intruida por rocas subvolcánicas plutónicas de ese mismo magmatismo, en su conjunto se han denominado Alineación Magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Gabaldón *et al.*, 1983; Garrote *et al.*, 1979). Con una dirección ligeramente oblicua respecto al Batolito, transcurre entre las localidades que la definen. Intruye en la ZOM y corta a la Unidad Portalegre-Azuaga, con las últimas manifestaciones (Granito de Los Arenales) fosilizando el límite ZCI-ZOM.

Las rocas ígneas precarboníferas son de menor entidad y de naturaleza muy variada, todas están afectadas aunque con distinta intensidad por la deformación varisca. Aunque recientemente se van adquiriendo más datos en cuanto a su edad, y en este trabajo se han tomado varias muestras, aún no existe un marco cronológico definitivo. Si bien ya se sabe que corresponden a varias etapas: rocas plutónicas y volcánicas proterozoicas, rocas volcánicas cámbricas, rocas plutónicas ordovícicas y vulcanitas silúricas y devónicas.

En esta Hoja se ha optado por clasificarlas como variscas y prevariscas hasta que se elabore un marco definitivo para los episodios ígneos en este sector del Macizo Ibérico.

Por último, hay que señalar que también existe un pequeño afloramiento de rocas volcánicas Cenozoicas, que pertenece al vulcanismo del Campo de Calatrava.

3.1 ROCAS ÍGNEAS PREVARISCAS

Dentro de este grupo hay un conjunto de rocas relacionadas con el magmatismo asociado al Grupo Malcocinado. Unos ortogneises cuya datación radiométrica proporciona edades ordovícicas. Y finalmente un grupo de rocas volcánicas y subvolcánicas, predominantemente básicas, que aparecen en el tránsito Silúrico-Devónico y durante el Devónico Inferior.

3.1.1 Granito de Valsequillo (4)

El Granito de Valsequillo aflora en la terminación suroriental del núcleo del Anticlinal de Peraleda e intruye en los materiales del zócalo preordovícico a los que altera y metamorfoza en condiciones que no superan las facies de albita-epidota (Contreras Vázquez *et al.*, 2004); y está cubierto en discordancia por las arcosas del Cambro-Ordovícico, encontrándose, por otra parte, cantos de estos granitos en los Conglomerados de Valsequillo (pertenecientes al Grupo Malcocinado). Intruye en los materiales de la Unidad Paraautóctona del Dominio Obejo-Valsequillo al S de la ZCI Se han diferenciado dos facies, una propiamente granítica y otra granodiorítica a diorítica (Contreras Vázquez *et al.*, 2004; Bandrés *et al.*, 2000). Esta última se extiende en una banda de algo más de 1 km de anchura y unos 4 km de longitud que se encuentra en la mitad oriental del borde septentrional del macizo.

Las **facies graníticas** son predominantes, corresponden a una roca granuda, equigranular masiva, ricas en feldespato potásico y con texturas inequigranulares de grano medio a grueso (0.5-1 cm) y de color claro (rosáceo), de carácter subvolcánico.

Al microscopio, las texturas son granudas hipidiomórficas, inequigranulares, con foliación cataclástica o protomilonítica. Tienen como minerales principales: cuarzo, feldespato potásico perítico y plagioclasa (oligoclasa-albita); como accesorios, menas metálicas, circón y a veces esfena, apatito y clorita.

El cuarzo se encuentra como individuos menores con hábito intersticial o alotriomorfos que forman parte de intercrecimientos con el feldespato potásico y la plagioclasa y como cristales globulares subredondeados de tamaños grandes (0.2 a 1 cm), lo que prueba el carácter de la intrusión (Bandrés, 2001).

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos, de tamaño seriado y muy períticos.

La albita forma pequeños cristales idiomorfos con maclas según la ley de la albita y de la periclina y puede sustituir al feldespato potásico. La biotita se encuentra como masas irregulares cloritizadas.

Estos granitoides carecen de enclaves menores, aunque dentro del cuerpo intrusivo se encuentran algunos megaenclaves de pizarra de dimensiones hectométricas. En los contactos poco tectonizados, presenta una facies de borde aplítica de grano fino.

La roca suele presentar una alteración importante. Hay fenómenos de deformación ligado a cataclasis, que produce fracturación de cuarzos, feldespatos y micas. La composición oscila entre granito y granodiorita.

Las **facies dioríticas** están representadas por rocas de grano medio a fino (1-3 mm) con texturas diabásicas y con foliación milonítica. Aparecen sólo en el borde Norte y sus relaciones son difíciles de observar, debido a la intensa cataclasis que afecta a todo este borde. Al

microscopio, las rocas son dioritas y cuarzodioritas con textura granular; como minerales principales están plagioclasa (oligoclasa-andesina), anfíbol (hornblenda), biotita y a veces cuarzo y feldespato potásico; como accesorios, apatito, circón, clinopiroxeno augítico y en ocasiones cuarzo.

Toda la mineralogía está intensamente retrogradada a paragénesis de la facies de los esquistos verdes.

La plagioclasa forma cristales automorfos, no zonados y de tamaños seriados. Tiene una composición de oligoclasa-andesina y está muy transformada a sericita y epidota. En algunos casos puede formar fenocristales de hasta 1 cm.

El anfíbol forma cristales alotriomorfos-poiquiliticos, de color verde-marrón. Tiene hábitos intersticiales y en ocasiones puede formar *clots*.

La augita está muy transformada a anfíbol y tiene hábitos automorfos o subautomorfos.

Estos materiales están intruidos por los granitos de la facies principal y cortados por venas pegmatíticas.

La facies diorítica presenta una deformación variable, que es poco intensa en la zona interna del plutón y que aumenta hacia el NE donde se observa una cataclasis generalizada que define una foliación NO-SE con buzamiento al SO.

En los trabajos de esta Hoja ha sido datado mediante U-Pb ID-TIMS, en $587,3 \pm 2,3$ Ma (Valverde Vaquero *et al.*, en prensa).

Este granito puede interpretarse como una parte del arco volcánico precámbrico representado por los granitoides y rocas volcánicas del borde meridional de la ZCI, que aflora de manera discontinua desde Mérida a Montoro (Bandrés *et al.*, 1999).

3.1.2 Macizo de Valle de la Serena (1, 2)

Aflora en el sector de Higuera de La Serena, incluido en el dúplex que se encuentra en esta zona y se prolongan hacia el noroeste hasta los alrededores de Valle de La Serena, en la Hoja de Oliva de Mérida (804). Denominado Granitoides de Guadalmez por Castro (1988) y Granitoide deformado de Higuera de la Serena (Martínez Poyatos 2002), ha sido caracterizado en Bandrés *et al.* (1999). Se trata de un cuerpo ígneo tectonizado, de morfología sigmoidal (35 x 10 km), formado mayoritariamente por granitos porfídicos intruidos por masas y diques dioríticos. Se presenta en varias bandas que se corresponden con cada uno de los *horses* de este dúplex. Están recubiertos en discordancia por los sedimentos conglomeráticos y arcósicos del Cambro-Ordovícico, en los que no se encuentra metamorfismo de contacto, y afectados

heterogéneamente por bandas miloníticas asociadas a los cabalgamientos del dúplex. Intruyen en la Unidad Parautoctona del Dominio de Obejo-Valsequillo, en la ZCI

Se ha diferenciado cartográficamente una facies de granito porfídico cataclástico de grano grueso (1) y un conjunto diorítico (2). Según Bandrés *et al.*(*op. cit.*), los granitos son rocas holocristalinas faneríticas con textura hipidiomórfica inequigranular porfídica, que presentan megacristales de ortosa mesopertítica; incluidos en una mesostasis de grano fino a medio, formada por ortosa pertítica, plagioclasa (albita-oligoclasa y cuarzo globular. Los minerales accesorios son circón, biotita, opacos y más raramente allanita. Localmente se encuentran algunos enclaves volcánicos de naturaleza cuarzo-esquistosa. Hay facies de granitos biotíticos porfídicos restringidas a los contactos con las dioritas.

Las rocas que integran el conjunto diorítico varían en su composición entre dioritas, cuarzodioritas y monzodioritas. Es frecuente observar relaciones de mezcla entre las distintas facies. El tipo principal es una diorita holocristalina, fanerítica de grano fino a medio, con textura panidiomórfica, inequigranular seriada, formada por plagioclasa intermedia, con recrecimientos albiticos, augita con texturas coroníticas de anfíbol, anfíbol verde-marrón y biotita. Los minerales accesorios son: opacos, apatito, cuarzo y feldespatos potásicos.

Cortando a todas las rocas hay diques dioríticos de grano fino, son de reducidas dimensiones en espesor y corrida. Todas las facies están afectadas por una deformación que desarrolla rocas heterogéneas, con estructuras que varían entre isótropas cataclásticas a plano-lineares miloníticas, con estructuras S-C, que clasifican las rocas entre cataclasitas a miloníticas. Las arcosas discordantes de techo también están deformadas, desarrollando localmente una fuerte lineación de estiramiento mineral con desarrollo de un clivaje grosero subvertical. La deformación se distribuye en bandas de cizalla, son kilométricas, de potencias métricas a decamétricas, con morfologías sinusoidales. Tectonizan los contactos principales y presentan componentes de salto en dirección sinistral y de falla inversa.

El Macizo del Valle de La Serena aparece discordante debajo de las arcosas atribuidas al Cambro-Ordovícico (Castro, 1988; Martínez Poyatos, 2002). Bandrés *et al.* (1999), las correlacionan con los granitoides de Ahillones, Mosquil, Valsequillo, Escribano etc., atribuyéndolas al Vendiano; lo que se corrobora con la datación de Ordóñez (1998), por el método U-Pb mediante SHRIMP sobre circones, en 573 ± 14 Ma.

3.1.3 Rocas plutónicas del Grupo Malcocinado

Como ya se ha indicado, en la descripción del Grupo Malcocinado, existen una serie de plutones intrusivos o espacialmente relacionados, que muestran evidencias de emplazamiento

somero y parecen genéticamente relacionados con las rocas volcánicas de esta formación. Por la importancia de conocer el marco geodinámico que dio lugar a estos materiales, se han realizado varios estudios petrológicos y geoquímicos.

Sánchez Carretero *et al.* (1989) describen las rocas del Grupo Malcocinado y analizan los elementos mayores de varias rocas volcánicas y algunos granitoides. Concluyen que se trata de un magmatismo calcoalcalino, y proponen la existencia de un arco volcánico asociado a una zona de subducción finiprecámbrica situada al Norte de la Zona de Ossa-Morena y que buzará hacia el Sur.

Ochsner (1993) ha analizado elementos mayores, traza y tierras raras de los granitoides de Ahillones y El Mosquil, que están en ZOM, al Oeste de esta Hoja, y establece cierta afinidad con los granitos formados en zonas de subducción.

Almarza (1996) analiza elementos mayores y traza de rocas atribuibles al Grupo Malcocinado, en la ZCI al SE de Badajoz y concluye que fueron generadas en un orógeno de colisión con probable participación de corteza oceánica.

Recientemente, Martínez Poyatos (2002) en un amplio estudio geoquímico de las rocas ígneas plutónicas y volcánicas del Grupo Malcocinado que afloran en el Dominio Obejo-Valsequillo en los alrededores de Hornachos concluye que se trata de un magmatismo calcoalcalino de tendencia TTD (Trondhjemitita-Tonalita-Dacita) con alto Al, similar a otras rocas de arco volcánico, formado por fusión parcial de una corteza oceánica subducida.

En esta Hoja se encuentran varios plutones claramente relacionados con el Grupo Malcocinado (Ahillones y Cerro de la Bomba) en la ZOM. Y El Escribano situado en las Unidades Alóctonas del DOV cuya adscripción al Grupo Malcocinado es dudosa.

3.1.3.1 Granitoide de El Escribano (3)

El Granitoide de El Escribano (Pérez Lorente, 1979) es un cuerpo plutónico tabular de dirección NO-SE que con una extensión máxima de 800 m, aflora desde el Cortijo de El Escribano (NE de Espiel, 880), hasta el borde suroriental de la Hoja, prolongándose aún más por la hoja de Montoro (903). También existe otra banda estrecha al NO de Espiel. Es intrusivo sobre la secuencia vulcanodetrítica de Micasquistos y Cuarzoesquistos con intercalaciones ortoderivadas (43), atribuida al Grupo Malcocinado (Martínez Poyatos, 2002), aunque no se reconoce metamorfismo de contacto y los autores del MAGNA lo consideran dentro de la serie, incluso en cambio lateral de facies (Apalategui *et al.*, 1985a); y se encuentra recubierto discordantemente por las arcosas de la Fm Torreárboles (Apalategui *et al.*, 1985a) del Cámbrico Inferior. Aflora siempre cerca de la base de las Unidades Alóctonas y está afectado por una deformación milonítica que llega a gneisificar la roca. Como se ha precisado en el capítulo de

estratigrafía, la serie en la que se emplaza no es directamente correlacionable con el Grupo Malcocinado, aunque la edad obtenida parece adscribirlo a este Grupo.

Apalategui *et al.* (1985a) y Sánchez Carretero *et al.* (1989), distinguen dos facies principales: una granodiorítica-tonalítica, que es la más abundante, y otra más básica, cuarzdiorítica-diorítica. La primera es una roca granuda a microgranuda de grano medio a fino y en ocasiones con tendencia microporfídica, con coloraciones verdosas, en la que destacan cristales de feldespato de color blanco a rosáceo. Su mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico y biotita escasa, con hornblenda, moscovita secundaria, apatito, circón, opacos, turmalina y esfena como accesorios. La facies básica está compuesta por plagioclasa (oligoclasa-andesina) y hornblenda verde, encontrándose piroxeno augítico en ocasiones. Contienen cuarzo, biotita, opacos y esfena como accesorios.

En este macizo son frecuentes los enclaves de anfibolitas, cuarcitas, micasquistos y algunos paragneises. Las anfibolitas son rocas afectadas por los mismos procesos dinamotérmicos que su encajante y están compuestas por hornblenda verde, con restos de hornblenda marrón, y plagioclasa. Las cuarcitas y paragneises son similares a las que aparecen en el encajante del granitoide.

Existen dos dataciones radiométricas (método K-Ar sobre roca total) de estos granitoides (Bellon *et al.*, 1979): 452 ± 22 Ma (Caradoc) y 327 ± 16 Ma (Viseense) que no pueden interpretarse como edades de emplazamiento, puesto que yace bajo la discordancia del Cámbrico Inferior.

En los trabajos de esta Hoja ha sido datado mediante Ar/Ar en hornblenda en 539 ± 3 Ma (Eguiluz *et al.*, 2013), lo que es más acorde con la posición estratigráfica.

3.1.3.2 Granitoides de Ahillones y Cerro de la Bomba (5)

Intruidos en las metavulcanitas del Grupo Malcocinado aflorantes en la Zona de Ossa-Morena, aparecen varios cuerpos de granitoides, algunos de ellos de reducido tamaño. En la cartografía se han representado los cinco más importantes.

Tres de ellos se sitúan en el sector de Valverde de Llerena. El más occidental constituye una prolongación de otros afloramientos más extensos situados en la hoja MAGNA de Llerena, al oeste y al sur de la población de Ahillones (Rosso de Luna y Hernández Pacheco, 1956; Apalategui *et al.*, 1983c).

Otro macizo, de mayores dimensiones, se encuentra al O y SO de Malcocinado, y es conocido como Granitoide del Cerro de la Bomba (Apalategui *et al.*, 1985b).

El último de los cuerpos cartografiados se localiza entre Guadalcanal y Valverde de Llerena.

Estos granitoides presentan facies que van desde tonalitas hasta granitos, con tamaños de grano de fino a medio. La facies más frecuente en el Macizo de Ahillones es una granodiorita, con cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), biotita y anfíbol (hornblenda verde), con proporciones variables de feldespato potásico. Los minerales accesorios más comunes son: apatito, circón, esfena y opacos.

La mineralogía principal del Macizo de La Bomba está compuesta por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico y biotita y anfíbol en escasa proporción. Los minerales accesorios son: circón, apatito, esfena, pirita y magnetita. Las texturas son hipidiomórficas o microgranudas con tendencia porfiroide y con intercrecimientos micrográficos entre el cuarzo y los feldespatos (Sánchez Carretero, 1989).

El cuarzo aparece como fase intersticial, con formas corroídas, y en ocasiones se encuentra recrystalizado en agregados granoblásticos. La plagioclasa y el anfíbol suelen mostrar signos de deformación cristalina. La plagioclasa está afectada por moscovitizaciones y la biotita y el anfíbol están cloritizados debido a la superposición de una alteración-metamorfismo de grado bajo.

En ocasiones puede apreciarse en estas rocas una foliación planar, subparalela a la del encajante con trituración y recrystalización del cuarzo y rotura y flexión de la plagioclasa y de los minerales máficos.

En relación con el macizo de La Bomba se encuentran frecuentes indicios de mineralizaciones de Cu, al igual que en el Grupo Malcocinado con el que está relacionado.

Schäfer (1990) ha datado circones del Macizo de Ahillones por el método U-Pb, obteniendo una edad de 585 ± 5 Ma (Vendiense). No obstante, ha sido posteriormente datado mediante U/Pb SHRIMP en 552 ± 10 por Ordoñez Casado (1998), que es coherente con el rango de edades estimado para el Grupo Malcocinado.

3.1.4 Ortogneis de Higuera de Llerena (6)

En el borde meridional de la Unidad Portalegre-Azuaga, al SO de Los Rubios, aflora un pequeño cuerpo ortognéisico con geometría lenticular, que tiene unos 2 km de longitud y 400 m de anchura máxima. Aparece en contacto al SO con la Falla de Azuaga, y al NE con una estrecha banda de esquistos y paragneises de la Serie Negra no representada en la cartografía.

Se trata de un ortogneis biotítico glandular con abundantes porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa con tamaños de 1-5 cm. Posee una fábrica milonítica bien desarrollada, con *ribbons* de cuarzo recrystalizados; la matriz de la roca es cuarzofeldespática, con blastos de biotita (parcial o totalmente cloritizada), y algún “pez” de moscovita. Presenta también un cierto

grado de cataclasis sobreimpuesta, producida por el juego de la Falla de Azuaga, que puede variar desde una incipiente fisuración hasta la brechificación total de la roca.

En la sección correspondiente al arroyo Argallón, que es donde se encuentran los mejores afloramientos, pueden observarse localmente pequeños enclaves y xenolitos metamórficos laminares, subparalelos a la fábrica planar del ortogneis.

Las características litológicas y la posición estructural que ocupan estas rocas dentro de La Unidad Portalegre-Azuaga son semejantes a las de otros afloramientos situados más al NO, dentro de la Hoja MAGNA de Usagre (Apalategui *et al.*, 1983b), donde se les ha dado el nombre de Ortogneis de Higuera de Llerena (Chacón, 1974; Ábalos, 1990; Ábalos y Eguiluz, 1990). En dicho sector, Azor (1994), efectuó dos dataciones de este ortogneis sobre muestras de roca total por el método Rb-Sr, obteniendo edades de 489 ± 10 Ma y 496 ± 14 Ma (Cámbrico superior) y posteriormente es datado por Ordoñez Casado (1998) mediante U/Pb SHRIMP en 460 ± 4 Ma (Ordovícico medio).

3.1.5 Ortogneis de Las Minillas (7)

El Ortogneis de Las Minillas (Delgado-Quesada, 1971) constituye un granitoide gneisificado de geometría alargada que aparece intruido en las rocas metasedimentarias de la parte Norte de la Unidad Portalegre-Azuaga, Unidad Central (Azor, 1994) o Fm de la Atalaya (Chacón, 1979). Sus afloramientos se extienden desde el SO de Granja de Torrehermosa hasta el O de La Coronada. Al NE de Doña Rama, hay otro afloramiento que, aunque no se encuentra espacialmente conectado con los anteriores, posee una facies semejante y ocupa la misma posición que el afloramiento principal (intruido en la Fm de la Atalaya), por lo que se supone que pudo formar parte del mismo cuerpo, habiendo sido separado del resto por efecto de las fallas de desgarre.

Presenta una facies bastante homogénea que consiste en un ortogneis leucocrático biotítico glandular, con abundantes porfiroclastos de feldespato potásico blancos o rosados cuyo tamaño suele ser de 0,5 a 1 cm inmersos en una matriz félsica formada por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios pueden encontrarse circón, apatito, titanita, granate, rutilo y opacos. En los bordes se observa a veces una disminución del tamaño de los porfiroclastos, desapareciendo la textura glandular.

Este ortogneis fue incluido por Pérez Lorente (1979) en un grupo al que denominó Gneises de Doña Loba, en el que también incluye los de Ribera del Fresno, Las Minillas, El Castaño, El Álamo y Doña Loba.

La mineralogía principal de este grupo consta de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Como minerales accesorios se encuentran biotita, moscovita, circón, apatito y rutilo, apareciendo en ocasiones granate, esfena y magnetita. Entre los minerales secundarios se encuentran clorita, sericita y óxidos de hierro.

El cuarzo aparece en general como cristales muy estirados o poligonizados que pueden tener extinción ondulante o irregular.

El feldespato potásico es variablemente pertítico y con frecuencia, los bordes de los fenocristales están triturados y a veces albitizados. Pueden tener inclusiones de cuarzo, plagioclasa y micas. Los megacristales están rodeados por la foliación y tienen grietas rellenas por cuarzo.

La plagioclasa se encuentra como cristales precinemáticos cuya composición varía entre An_{28} y An_{10} y como individuos recrystalizados en relación con los procesos miloníticos, cuya composición es más ácida.

La biotita forma cristales de color marrón-rojizo que contienen inclusiones de circón rodeadas por halos negruzcos pleocroicos, a veces muy abundantes. Puede aparecer como agregados policristalinos estirados o como cristales aislados; con frecuencia crece sobre el granate. En algunas rocas puede ser muy escasa o incluso faltar.

La moscovita se encuentra en general como cristales dispersos que suelen ser menores que los de la biotita.

El granate suele aparecer como cristales rotos que con frecuencia pueden estar parcialmente sustituidos por biotita y opacos o clorita. Su formación es previa a la foliación milonítica.

El circón forma cristales idiomorfos que suelen estar zonados. Puede estar incluido en la biotita o disperso.

La esfena y el apatito constituyen cristales idiomorfos.

Muestra siempre una fábrica milonítica plano-linear muy marcada. La foliación aparece definida por láminas cuarzofeldespáticas y micáceas de espesor milimétrico, con morfología ondulada, desarrollándose con frecuencia bandas de cizalla de tipo 'C' (Berthé *et al.*, 1979) sinistras.

Los contactos con el encajante son siempre netos y concordantes respecto a la fábrica principal de éste. La foliación en el ortogneis es habitualmente subparalela a los contactos, en general con fuerte buzamiento hacia el SO; sin embargo, en las partes internas del extremo occidental del macizo adquiere una orientación anómala, con dirección SO-NE, lo cual podría deberse a una rotación producida durante el cizallamiento sinistral.

Próximos al contacto aparecen en ocasiones enclaves laminares del encajante, y en el sector situado al S de Granja de Torrehermosa aflora un megaenclave de 20 a 30 m de espesor y unos 2 km de longitud.

La edad de estos ortogneises según una datación inédita de Gebauer por el método de U-Pb sobre monocristales de circón, citada en Eguiluz *et al.* (2000) es de 474 Ma.

Ochsner (1993) realiza una datación sobre ortogneises graníticos biotíticos de este cuerpo, por el método de U/Pb en circones y obtiene una edad incongruente e imprecisa de $556 \pm 159/-67$ Ma que puede ser debida a la mezcla de circones heredados y recrecidos.

Las características del Ortogneis de Las Minillas, como se ha indicado, son muy semejantes a las de otro macizo situado más a NO, en las hojas MAGNA de Hornachos y Usagre, denominado Ortogneis de Ribera del Fresno (Chacón, 1979; Chacón *et al.*, 1980), que también se encuentra intruido en rocas de la Fm de la Atalaya, y para el que igualmente se ha calculado una edad del Ordovícico Inferior (Ochsner *op. cit.*).

3.1.6 Granitos de El Álamo, Sierra de las Cabras y Las Esiyas (8)

Estas rocas afloran de manera discontinua desde Granja de Torrehermosa hasta Cerro Muriano, siempre ligados al sistema de cabalgamientos hacia el NE, transcurrentes sinistros carboníferos, en las Unidades alóctonas del DOV. En cada afloramiento han sido denominadas de forma distinta: en el sector de Fuente Obejuna, Ortogneis de la Sierra de las Cabras o Gneis del Castaño (Pérez Lorente, 1979); al Oeste de Espiel, Granito de las Esiyas (Pérez Lorente, *op. cit.*) y al Sur del Embalse de Puentenuevo, Gneis de El Álamo (Almarza, 1976). Ninguno de estos granitos produce metamorfismo de contacto en su encajante (Serie Negra, Arcosas y Cuarcitas de El Hoyo y Micasquistos de El Hoyo).

Son siempre rocas ácidas de emplazamiento muy superficial, leucogranitos aplíticos o porfídicos y, ocasionalmente, granofíricos, cuando sus texturas no están borradas por la fuerte deformación dúctil que presentan. Están compuestos por fenocristales o porfiroclastos de feldespato potásico perítico y de cuarzo con golfos de corrosión, en una matriz formada también por feldespato potásico y cuarzo, con cantidades menores de plagioclasa ácida y escasa biotita, clorita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son apatito, opacos, circón y rutilo.

Están afectados por la misma fábrica milonítica que afecta a su encajante y que, en algunos casos, conserva evidencias de metamorfismo dinamotérmico. También presentan con frecuencia una cataclasis sobreimpuesta, más o menos intensa, que da lugar a una textura brechoide.

La edad de estos granitos es desconocida. Podría tratarse de rocas prevariscas o de rocas variscas precoces sincinemáticas. En los conglomerados del Carbonífero inferior del afloramiento del Guadiato hay cantos probablemente provenientes de este granito. En todo caso, dado que intruyen en las Arcosas y Cuarcitas de El Hoyo y los Micasquistos de El Hoyo,

preferentemente hacia la base, y están afectados por la misma deformación que tiene esta secuencia, su edad es, al menos, postcámbrica.

3.2 ROCAS ÍGNEAS VARISCAS

En este apartado se integran un conjunto de rocas plutónicas y volcánicas que constituyen un porcentaje significativo del área de afloramiento de la Hoja. Todas estas rocas intruyen en sedimentos del Carbonífero Inferior o más antiguos, cortan a las estructuras principales del encajante y, salvo excepciones, no están afectados por ninguna deformación penetrativa, por lo que tienen carácter tardivarisco.

Se han distinguido una serie de pequeños plutones graníticos (Los Arenales y La Cardenchosa, aunque también se pueden incluir en la Alineación Magmática), una megaunidad batolítica relativamente compleja (Los Pedroches) y un complejo magmático, plutono-volcánico, conocido como Alineación Magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, así como por su especial interés los afloramientos de serpentinitas de la Cuenca del Guadalbarbo.

Serpentinitas (9). En este grupo se incluyen una serie de pequeños afloramientos de rocas ultramáficas serpentinizadas que se encuentran asociados a sistemas de fracturas. En realidad, el cuerpo más occidental está en la base de las Unidades Alóctonas que aquí se cabalga sobre el Devónico. Los otros cuerpos están ligados a fracturas tardías NE-SO cuando cortan a materiales del Carbonífero. Se encuentran afloramientos de estas rocas en las hojas N° 879 (Peñarroya), y N° 902 (Adamuz) Del MTN a escala 1: 50.000.

Una de las muestras estudiadas (879-3B) corresponde a una serpentinita milonítica, constituida casi en su totalidad por minerales del grupo de la serpentina, con minerales opacos alotriomorfos como accesorios. En algunas zonas se observan restos totalmente serpentinizados que corresponden a minerales ferromagnesianos fragmentados ¿posibles porfiroclastos?, totalmente serpentinizados.

3.2.1 Granito de La Cardenchosa (10)

Se trata de un gran plutón granítico que, según Delgado-Quesada *et al.* (1985) Garrote y Sánchez Carretero (1979), pertenece a la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, aunque su dirección es anómala respecto a esta alineación. Se sitúa al Sur de la localidad de La Cardenchosa (Hoja 900). Es un macizo de forma elíptica algo sigmoidal, alargado en dirección N-S, que ocupa una superficie de unos 30 km². Intruye en las rocas Cámbricas de la Formación Azuaga, que tienen un mayor metamorfismo en el borde occidental

que en el oriental. En torno a todo el granito, pero especialmente en el borde occidental, se reconoce una aureola de metamorfismo de contacto de pocos cientos de metros de espesor en la que se desarrollan corneanas. Este granito no presenta enclaves, excepto algunos xenolitos del encajante en la parte más cercana al contacto.

El granito de dos micas ocupa la mayor parte del Macizo. Se caracteriza por el gran tamaño de grano de los feldespatos y el cuarzo, especialmente el feldespato potásico, casi siempre de intenso color rosa, que alcanza los 5 cm, lo que le da a la roca un aspecto porfiroide. La plagioclasa es de menor tamaño, tiene tonos blanquecinos y normalmente es subidiomórfica. La biotita está frecuentemente alterada y adquiere tonos rojizos.

Al microscopio, el granito tiene una textura xenomórfica a subidiomórfica de grano grueso con desarrollo de megacristales de feldespato potásico xenomórfico, confiriendo a la roca un aspecto porfídico; corresponde a microclina pertítica, con macla de Carlsbad, y más raramente en enrejado. La plagioclasa (oligoclasa), que está en menor proporción que el feldespato potásico, es subidiomórfica, está maclada y casi nunca zonada. La biotita es xenomórfica a subidiomorfa, de coloración parda intensa. Su contenido varía entre el 7 y 15% del total de la roca. El cuarzo es xenomorfo y en ocasiones aparecen texturas mirmequíticas. La moscovita aparece esporádicamente en agregados que pseudomorfizan cristales de cordierita. Los accesorios son rutilo, circón y apatito.

Las alteraciones más notables son la cloritización de biotita, y en menor medida, sericitización de las plagioclasas.

El leucogranito albítico aflora fundamentalmente en el borde occidental y en menor medida en el oriental. Se presenta como una masa de feldespato en la que resaltan el cuarzo en agregados y en pequeños cristales aislados, cristales subidiomorfos de moscovita y esporádicamente cristales aislados de biotita, todos ellos de tamaño de grano milimétrico. Microscópicamente corresponde a un leucogranito albítico y moscovítico con casi total ausencia de biotita. A veces presenta fluorita y topacio. Los componentes principales son cuarzo xenomórfico de tendencia globosa y plagioclasa (albita y albita-oligoclasa) con escaso contenido de feldespato potásico (microclina pertítica). La moscovita está en proporción menor del 5%, en pequeños cristales xenomórficos formados a expensas de la plagioclasa. Como accesorios contiene apatito, rutilo, biotita, circón y opacos. El apatito aparece en pequeñas inclusiones en los cristales de plagioclasa. Como producto de alteración, se encuentra sericita en la plagioclasa. La textura es panxenomórfica de grano medio a fino.

En general, la facies leucocrática está intensamente deformada, asociada a la estructuración del borde occidental del Macizo. Así, se observa, una orientación textural generalizada, y una recrystalización intensa del cuarzo y de gran parte de los feldespatos. Se originan cristales granoblásticos finos, con bordes con tendencia rectilínea, y en algunos casos, intensamente

poligonizados. El resultado final es una roca blastomilonítica, formada por un mosaico de cuarzo y feldespatos fundamentalmente, finogranoblástico orientado.

En el Noroeste la estructuración se pone de manifiesto por una serie de apófisis intensamente deformadas que corresponden a cuñas tectónicas de la zona de fractura de la falla de Azuaga. Asimismo, en el borde occidental se presenta una banda de deformación dúctil-frágil que le confiere un aspecto gneísico con desarrollo de planos S-C y que puede relacionarse con la falla que representada en la cartografía, acentuando su carácter sinistro.

Por último, hay una importante actividad hidrotermal con rellenos filonianos de fracturas tardivariscas que da lugar a filones hidrotermales de baja T, con fluorita y baritina (explotados en Minas Gloria).

Los contactos con las rocas encajantes son netos, verticalizados y en general indican intrusión relativamente fría. La esquistosidad regional choca contra el granito, no obstante hay diferencias. El borde occidental presenta mayor metamorfismo de contacto, facies marginales y mayor extensión de la zona de contacto; en detalle las corneanas se adaptan (so visible) al contacto. El borde oriental, especialmente su mitad Norte, está afectado mecánicamente ya que no hay facies de borde, apenas metamorfismo de contacto y sobre todo se observa que parte de los diques que atraviesan el granito están cortados cerca del contacto. En general el metamorfismo es de grado bajo a medio, alcanzando el alto grado en las corneanas que quedan como restos no erosionados dentro del cuerpo granítico.

Su relación con la roca de caja, su forma sigmoidal y su estructuración indican que se trataría de un granito sincinemático, con la fase de fracturación carbonífera tardía, en concreto con la Falla de Azuaga que hace cabalgar la Unidad de Portalegre-Azuaga sobre la ZOM, con una evidente componente de desgarre sinistro.

3.2.2 Granito de Los Arenales (11)

Aflora en el borde sur-sureste de la Hoja y se extiende también por la Hoja de Córdoba (923). Intruye sobre todo en rocas proterozoicas sobre las que produce una pequeña aureola de metamorfismo de contacto.

Está formado por una facies principal de leucogranito biotítico de grano medio con algunos términos granodioríticos muy subordinados. La facies principal es una roca con textura hipidiomorfa heterogranular, formada por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y biotita, con apatito, circón, fluorita y opacos como accesorios. La facies granodiorítica es de grano fino y está compuesta por plagioclasa, anfíbol, biotita, feldespatos potásicos y cuarzo.

Deloche y Simon, 1979) dataron este granito por el método K-Ar sobre roca total en 316 ± 16 Ma (Viseense Superior-Namuriense) y Bellon *et al.* (1979), por el mismo método, obtuvieron 332 ± 17 Ma. Es importante subrayar que aunque en esta Hoja sólo aflora parcialmente, en su cartografía completa este granito fosiliza la estructuración principal de las Unidades Alóctonas, así como el límite de las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena

3.2.3 Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada

Esta unidad está integrada fundamentalmente por un grupo de cuerpos intrusivos de diversa naturaleza que aparecen distribuidos en dirección N140°E, ligeramente oblicua a las directrices variscas predominantes, entre las localidades de La Coronada y Santa María de Trassierra (Pascual y Pérez Lorente; 1975, 1987; Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Gabaldón *et al.*, 1983; Delgado-Quesada *et al.*, 1985; Garrote *et al.*, 1979). Se trata de una amplia cuenca carbonífera, oblicua a las directrices variscas (NNO-SSE), situada en la terminación suroriental de la Unidad Portalegre-Azuaga o Unidad Central.

La actividad ígnea que ha dado origen a la Alineación ha sido agrupada por Delgado-Quesada *et al.* (*op. cit.*) en cuatro etapas o ciclos principales, los cuales se han desarrollado durante el Viseense y el Namuriense, y probablemente lleguen hasta el Wesfaliense:

- I. Ciclo volcánico (al que corresponden las vulcanitas del Complejo de La Campana-Erillas-El Paredón).
- II. Ciclo de plutonismo básico (al que corresponden los gabros que componen el Complejo de Los Ojuelos).
- III. Ciclo de granitos de tendencia alcalina (Granitos de Cañada del Gamo y Peñas Pardas, y diques ácidos asociados).
- IV. Ciclo de subvolcanismo básico (en el que intruyen principalmente diques de doleritas).

Las vulcanitas del Complejo de La Campana-Erillas-El Paredón forman parte del mismo magmatismo, según la opinión de Pascual y Pérez Lorente, (1987), no deberían considerarse como parte de la Alineación, puesto que los elementos característicos de ésta son más bien cuerpos plutónicos y subvolcánicos (los que se incluyen en los ciclos II, III y IV); estos cuerpos intrusivos tienen como encajante a diversas rocas, de la Unidad Portalegre-Azuaga así como de la ZOM, ya que fosiliza este contacto (Serie Negra, Gneises de Azuaga, Anfíbolitas de Las Mesas, Ortogneis de Las Minillas Grupo Malcocinado y Fm de Azuaga), y del propio Complejo de La Campana-Erillas-El Paredón.

A continuación, se describirán las distintas unidades plutónicas pertenecientes a la Alineación que se han diferenciado en la cartografía.

3.2.3.1 Complejo de Los Ojuelos – La Coronada (12)

Esta unidad comprende una serie de cuerpos intrusivos de rocas básicas (gabros principalmente) que, como se ha dicho, constituyen el Ciclo II de la actividad ígnea en la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, cuya edad más probable es Namuriense inferior según Delgado-Quesada *et al.* (1985).

La masa de gabros de mayores dimensiones se sitúa en torno a las poblaciones de Ojuelos Altos, Navalcuervo y Posadilla. Otros cuerpos de cierta entidad se encuentran al sur de La Coronada y en el sector de Villaviciosa de Córdoba. Aparte de éstos, y más o menos próximos a ellos, hay diversos cuerpos de menor tamaño.

Las masas de mayor tamaño no constituyen macizos totalmente homogéneos, sino que están integradas por múltiples cuerpos intrusivos de diverso tamaño y geometría. En general, parecen existir cuerpos mayores de gabros de grano fino a medio, e intrusiones en forma de diques de gabros porfídicos y microgabros. En algunos afloramientos se observan reducidos retazos de las rocas encajantes que quedan englobados, a modo de enclaves, entre una serie de diques muy próximos entre sí y a veces coalescentes.

Apalategui *et al.* (1985b) han diferenciado varias facies litológicas, siendo la más común la de gabros con clinopiroxeno y anfíbol, aunque dentro de este complejo también se incluyen gabros olivínicos, gabrodioritas, cuarzomonzodioritas y granodioritas. Estos gabros están intruidos por granitoides asociados al macizo de Peñas Pardas, que localmente pueden producir una intensa brechificación magmática.

Aunque la separación en campo es difícil por el nivel de alteración, siguiendo el criterio de la litología dominante, se han diferenciado dos cuerpos, Complejo de Los Ojuelos-La Coronada (12) y Diabasas del Alcornocal (15a) (Apalategui *et al.*, 1985c, Delgado-Quesada *et al.*, 1985; Insúa *et al.*, 2007).

A nivel de afloramiento, las rocas básicas e intermedias son de color verdoso, granudas de grano medio y en ellas destacan algunos fenocristales de feldespato que les confieren aspecto porfídico.

Estas rocas suelen presentar texturas intergranulares y ofíticas a subofíticas, y un grado variable de retrogradación o alteración.

Están compuestas fundamentalmente por plagioclasa y clinopiroxeno augítico, a veces con cantidades importantes de opacos. En algunos gabros de grano medio aparecen ortopiroxeno y

olivino accesorios. Los componentes secundarios más frecuentes son anfíbol, clorita, esfena, albita y epidota.

Al SE del cuerpo principal hay hasta 10 pequeños cuerpos entre los que destacan los de los alrededores de Villaviciosa de Córdoba. Estando el mayor al N de Villaviciosa, descrito por Burgos y Pascual (1976). Todos ellos están intruidos por rocas graníticas (Granito de Peñas Pardas), desde venillas a cuerpos de centenares de metros, desarrollando una brechificación intensa de las rocas gábricas.

Se han diferenciado diversas facies, la más común es gabro con clinopiroxeno y/o anfíbol; otras facies son gabros olivínicos, gabros dioríticos y/o granodioríticos y granodioritas.

Petrográficamente se trata de rocas holocristalinas, equigranulares, con orientación de flujo magmático, formadas por prismas de plagioclasa cálcica junto con olivino, siendo el piroxeno intercumular, a veces hay clino y ortopiroxeno.

En general los minerales se conservan inalterados, el olivino presenta coronas de reacción con plagioclasas y piroxenos y está parcialmente idingsitizado los piroxenos se alteran a anfíbol marrón-verde. Otros minerales de alteración son, biotita, clorita, epidota, óxidos sausruta etc.

Las rocas de composición gábrica representan la mayor parte de estos afloramientos básicos. Están compuestos por plagioclasa cálcica subidiomorfa, hornblenda marrón, clinopiroxeno (augita), biotita muy escasa y algo de cuarzo.

Las rocas de composición diorítica derivan del metasomatismo de los gabros, produciendo en las zonas de mezcla, fracturación del gabro, y cristalización del cuarzo y feldespato potásico en venas e intersticios de la roca.

En los alrededores del Embalse de Guadalnuño, estas intrusiones están compuestas por rocas granudas cuyas composiciones varían entre cuarzo-monzodioritas y gabros. Su mineralogía principal consta de: plagioclasa, anfíbol hornbléndico y biotita, con cantidades variables pero subordinadas o accesorias de cuarzo y feldespato potásico. Las texturas son hipidiomórficas heterogranulares. Estas rocas suelen presentar una alteración bastante intensa que se traduce en la formación de anfíbol actinolítico-tremolítico, cloritización de la biotita y saussuritización de la plagioclasa. (Apalategui *et al.*, 1985a, en la Hoja de Adamuz).

Existe un cuerpo de gabros con geometría alargada que aflora al NO de Argallón en el que aparecen algunas rocas que poseen también como componente principal ortopiroxeno, clasificándose como gabronoritas.

Los cuerpos plutónicos corresponden a intrusiones epizonales, pueden estar zonados, con las rocas más básicas en las partes centrales y en ellos se encuentran diferenciaciones tardías, ricas en volátiles que pueden constituir bolsadas y venas pegmatoides (Burgos y Pascual, 1976).

Además de los cuerpos principales se han cartografiado unas intrusiones de tipo sill que se localizan en la hoja N° 902 (Adamuz) del MTN a escala 1:50.000, que siempre están

emplazados en los materiales carboníferos del Serpukhoviense. Los afloramientos de estas intrusiones son muy alargados y estrechos, y el mayor de ellos, que se sitúa en el embalse del Guadalmellato, tiene una longitud de unos 2 km. Se definen como Gabros Uralíticos (Apalategui *et al.*, 1985a)

Se trata de rocas de grano medio a medio grueso que tienen texturas hipidiomórficas a subofíticas. Su mineralogía principal consta de: plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol uralítico y biotita marrón-rojiza. Como minerales accesorios son relativamente frecuentes los opacos (magnetita-ilmenita). Entre los minerales secundarios se encuentran: anfíbol uralítico, clorita, sericita y epidota. El emplazamiento de estos gabros está relacionado con el desarrollo de las cuencas carboníferas sinorogénicas.

Una muestra procedente de la zona del embalse del Guadalmellato (16-36 IG-JM 2003), corresponde a un cuarzogabro que tiene una mineralogía principal compuesta por: plagioclasa, clinopiroxeno y posiblemente ortopiroxeno. Como minerales accesorios se encuentran: Cuarzo, ilmenita, anfíbol y apatito. Los minerales secundarios son: Clorita, serpentina, anfíbol, sericita y calcita.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos, grandes, con maclado complejo y de aspecto turbio.

El clinopiroxeno se encuentra como cristales subidiomorfos-alotriomorfos, alterados en grado variable y con exoluciones de opacos.

Se encuentran posibles cristales idiomorfos de ortopiroxeno, con hábitos alargados y totalmente sustituidos por serpentina y anfíboles fibrosos. Hay restos semialterados, de color pardo-rojizo.

El cuarzo es escaso y aparece como cristales alotriomorfos intersticiales.

Hay algo de anfíbol primario, alotriomorfo-intersticial y de color verde castaño, sustituido parcialmente por anfíboles secundarios.

El apatito se encuentra como cristales aciculares-esqueléticos, incluidos en la plagioclasa o en los agregados cuarzofeldespáticos intersticiales.

La ilmenita se encuentra como cristales con secciones alargadas, esqueléticas.

Hay agregados policristalinos intersticiales de cuarzo y plagioclasa parcialmente alterada en las que pueden observarse crecimientos microgranofíricos.

La textura es hipidiomórfica, de grano medio.

En conjunto la edad de estas rocas es la de la Alineación Magmática (Carbonífero Inferior), aunque en este grupo las hay del inicio del ciclo magmático (gabros) y otras más modernas probable Pennsilvaniense.

3.2.3.2 Granodioritas. Granodiorita de la Buenagua (13)

Estas rocas afloran en dos macizos situados al sur y al ONO de Villaviciosa de Córdoba, ambos con morfología ligeramente alargada en dirección NO-SE.

Se trata de granodioritas biotíticas, de color gris-rosáceo, compuestas esencialmente por feldespatos, cuarzo y máficos (biotita y hornblenda). La facies más frecuente tiene textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y máficos de 2-5 mm, y mesostasis cuarzofeldespática de grano fino. Localmente también se observa una facies equigranular de grano medio, algo más rica en cuarzo y feldespato potásico.

El cuarzo aparece como fase intersticial, presentando en ocasiones intercrecimientos gráficos con el feldespato potásico.

La plagioclasa (oligoclasa) suele ser idiomórfica a subidiomórfica, presentando alteraciones a sericita, epidota y clorita.

El feldespato potásico es xenomorfo y suele englobar a otras fases (biotita, hornblenda, plagioclasa).

La biotita aparece parcialmente cloritizada, y la hornblenda se puede encontrar también alterada a biotita, clorita, epidota, esfena y actinolita. El porcentaje medio de biotita y hornblenda es de 15-20%. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito, circón y opacos.

Aunque estas rocas fueron inicialmente relacionadas con las vulcanitas del Ciclo I (Delgado-Quesada *et al.*, 1985), en realidad presentan localmente relaciones intrusivas en gabros del Complejo de Los Ojuelos (Pascual, 1981, Pascual y Pérez Lorente, 1987) por lo que más bien habría que situarlas en el Ciclo III.

3.2.3.3 Granitos de Cañada del Gamo y Peñas Pardas (14)

Dentro del Ciclo III de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, Delgado-Quesada *et al.* (1985), incluían diversos macizos graníticos: Los Arenales, La Cardenchosa, Cañada del Gamo y Peñas Pardas. En la presente memoria se ha optado por describir aparte los dos primeros, al no encontrarse éstos estrechamente vinculados espacialmente con el resto de las rocas de la Alineación. Por tanto, se hará ahora referencia a los dos últimos: los granitos de Cañada del Gamo y Peñas Pardas.

Cuando se hace referencia al **Granito de Cañada del Gamo** en realidad es una facies granítica que aparece en una serie de cuerpos con características más o menos semejantes. El más importante se localiza en el sector situado entre las poblaciones de Cañada del Gamo y Argallón. Otros tres se encuentran al N y NO de La Coronada, al N y NE de Ojuelos Bajos, y al

S de Doña Rama. Por último, hay otras dos pequeñas intrusiones que aparecen en el centro de la masa principal de gabros del Complejo de Los Ojuelos, junto a la localidad de El Alcornocal y en torno a Ojuelos Altos.

La facies más frecuente es un granito de grano medio de color rosado, equigranular, compuesto por cuarzo, feldespato potásico (ortosa perítica), plagioclasa (albita-oligoclasa) y algo de biotita. Como minerales accesorios presenta circón, apatito, esfena, allanita y opacos. Son frecuentes los intercrecimientos cuarzo-feldespato (textura granofírica). No presenta deformación apreciable a escala microscópica.

Estas rocas presentan contactos intrusivos en la Unidad Portalegre-Azuaga, en el Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón y en los gabros del Complejo de Los Ojuelos.

En los bordes de algunos de estos *stocks* se observan en ocasiones aplitas y pórfidos riolíticos, los cuales se encuentran relacionados con estas intrusiones de emplazamiento superficial, y serán descritos en apartados subsiguientes. También se observa localmente en algunas de las zonas de borde una facies con mayor contenido en biotita, la cual presenta una orientación preferente planar bastante acentuada, subparalela al contacto.

El **Granito de Peñas Pardas** se localiza en el sector de Villaviciosa de Córdoba, y constituye un dique con geometría aproximadamente anular, elongada en dirección NO-SE, con una anchura máxima de unos 2.000 m.

Sus afloramientos dan lugar a relieves positivos que resaltan respecto al resto de las rocas circundantes.

La facies más común que presenta es un granito de grano fino, de color rojizo, con texturas microporfídicas y granofíricas. Está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa albitica, y escasa biotita. Localmente aparece una facies de borde, de grano medio, que suele tener anfíbol accesorio.

3.2.3.4 Masas y diques de Pórfidos ácidos y riolitas (15, 26)

Incluyen dos tipos de diques, denominados diques de Pórfidos riolíticos y riolitas, y diques de riolitas y dacitas., agrupados en el mapa con los pórfidos graníticos de Los Pedroches, como Diques de pórfidos graníticos y/o riolíticas (26).

En este sector, bajo la denominación de **Pórfidos riolíticos y riolitas** se han agrupado dos tipos de afloramientos que se sitúan unos en el ámbito de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, y otros en la Cuenca carbonífera del Guadiato, entre Fuente Obejuna y Peñarroya-Pueblonuevo.

Los pórfidos riolíticos y riolitas de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada aparecen en cuerpos de diverso tamaño, con geometría generalmente alargada, orientándose paralelamente a varias de las direcciones de fracturación predominantes en la zona. Su emplazamiento parece ser más o menos contemporáneo con el del Granito de Cañada del Gamo, por lo que han sido asignados por Delgado-Quesada *et al.* (1985), también al Ciclo III.

Son rocas de color marrón claro o crema, a veces con pequeños fenocristales de cuarzo y feldespatos, englobados en una pasta vítrea o microcristalina. Sus componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y, ocasionalmente, hornblenda. Como accesorios presentan circón, apatito, espinela y opacos.

En algunos afloramientos presentan un bandeo composicional o *layering*, subparalelo a los contactos o a la orientación del cuerpo intrusivo, en el que ocasionalmente se observan pliegues de flujo.

Hay otros pórfidos riolíticos que se encuentran intruidos en las rocas de las bandas Intermedia y Meridional de la Cuenca del Guadiato. Dan lugar a relieves positivos que resaltan sobre la llanura del valle del Guadiato, en las proximidades de la carretera N-432, entre Fuente Obejuna y Peñarroya-Pueblonuevo.

Presentan fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, y mesostasis microcristalina cuarzofeldespática. En ocasiones poseen enclaves de las rocas encajantes.

Los diques **de riolitas y dacitas**, correspondientes también al Ciclo III de Delgado-Quesada *et al.* (1985), aparecen distribuidos por toda la Alineación, con orientaciones coincidentes con las de las principales direcciones de fracturación. Son relativamente abundantes, pero en su mayor parte no son representables a escala 1:200.000, por lo que sólo se han señalado en el mapa los de mayor entidad.

Algunos de estos diques están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita, con texturas esferulíticas y, a veces, fluidales.

Otros son asimilables, en cuanto a facies y texturas, al Granito de Peñas Pardas.

3.2.3.5 Las Diabasas del Alcornocal (15a)

Están formadas por una gran densidad de diques entre los que se preservan pequeñas masas del encajante. Constituyen un haz de diques muy denso, en el que hay varias generaciones, los más modernos de cristalinidad más fina cortan a los anteriores. La textura es porfídica con los bordes orientados por laminación de flujo, se observan fenocristales milimétricos de plagioclasa y piroxeno, a veces es ofítica, holocristalina y homométrica.

Al microscopio las diabasas están formadas por plagioclasa y clinopiroxeno. La plagioclasa es tabular, cálcica casi siempre zonada. El clinopiroxeno es augita o diópsido, y a veces está alterado a anfíbol. Como accesorios abundan los opacos y como secundarios calcita, mica blanca, epidota y clorita.

Este segundo grupo de diques, Delgado-Quesada *et al.* (*op. cit.*), lo sitúan dentro de la Etapa o Ciclo IV de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, el cual parece, en parte, solaparse temporalmente con el Ciclo III.

3.2.4 Batolito de Los Pedroches

El Batolito de Los Pedroches es un cuerpo magmático alargado en dirección NO-SE, subparalelo a las estructuras regionales. Se extiende desde el Valle del Guadalquivir, en la zona de Bailén y Linares, hasta Castuera, a lo largo de más de 200 km y con una anchura que oscila entre 5 y 30 km con una superficie próxima a los 3.500 km². En su extremo noroccidental se encuentra aparentemente cortado por el Plutón de Quintana que, no obstante, es un macizo perteneciente al mismo Batolito. En esta Hoja afloran los dos tercios occidentales de esta megaunderunidad ígnea. Forma parte de la gran alineación magmática Alburquerque-Mérida-Los Pedroches considerada por Julivert *et al.* (1974) como el límite de las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena, si bien actualmente se considera que intruye en la Unidad Paraautóctona dle DOV en la ZCI.

El Batolito es el resultado de dos pulsos magmáticos principales. El primero de ellos produce la intrusión de los precursores básicos y de la Unidad Granodiorítica, que incluye la facies granodiorítica mayoritaria (18) y las facies de monzogranitos (19), micromonzogranitos (19a) y leucogranitos y microgranitos (20) con ella relacionados (Carracedo, 1991). En el extremo noroccidental también hay unos pequeños *stocks* de rocas básicas precursoras: gabros, dioritas y granodioritas con ortopiroxeno. El segundo, produce la intrusión de una serie de plutones graníticos (Unidad Granítica) alineados según una dirección ligeramente oblicua a la de la granodiorita, que se denominan, de SE a NO, Arquillos, Linares, Cardaña-Virgen de la Cabeza (estos fuera de la Hoja), Cerro Mogábar, El Guijo y Santa Eufemia, y que se continúan en otros plutones hasta Mérida. El Plutón de Quintana pertenece a la Unidad Granodiorítica y parece ser ligeramente más tardío que la masa principal. En relación espacial a este último cuerpo pero cronológicamente anterior a él, existe en el área entre Zalamea y Esparragosa una sucesión vulcanoclástica (Vulcanitas de Esparragosa), formada por tobas epiclastitas andesíticas, y cineritas, tobas y aglomerados riolíticos, que Sánchez Carretero *et al.* (1990) interpretan como un volcanismo precursor de la intrusión de los grandes cuerpos plutónicos que conformarían el

Batolito de Los Pedroches. También debe considerarse el Complejo de Diques que alcanza un desarrollo espectacular en la parte central del Batolito.

Este Batolito ha sido estudiado por numerosos autores, si bien por zonas o aspectos parciales. Se pueden citar: Martín Ramos y Rodríguez Gallego, 1975; Prost-Dame, 1980; Hertrich, 1980; Pascual, 1984; Eraso y Garrote, 1984; Arriola *et al.*, 1985; Garrote *et al.*, 1985; García Casco *et al.*, 1987; Sánchez Pérez, 1986; Fernández Ruiz, 1987; Larrea, 1987; Carracedo, 1991; Larrea *et al.*, 1996a y b y Aranguren *et al.*, 1997.

Está encajado en los metasedimentos de muy bajo grado del Culm Carbonífero de la Cuenca de Los Pedroches, excepto en su límite noroccidental, en el que también intruye a materiales Ordovícicos y Devónicos y a las Vulcanitas de Esparragosa.

Las rocas que lo componen tienen una relación isotópica más primitiva respecto a los localizados en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Bea, 2004), lo que sugiere un protolito relacionado con la Serie Negra y el G. Malcocinado, que contienen abundantes rocas metaígneas de origen mantélico, es necesario recordar que los materiales precámbricos del DOV son los de la ZOM (Serie Negra y G.Malcocinado).

Los contactos entre los cuerpos que forman este batolito son intrusivos, teniendo en cuenta que en su límite suroriental, entre Cardeña-Virgen de la Cabeza y la unidad granodiorítica, en donde se observan tránsitos graduales los monzogranitos y micromonzogranitos situados al S (**19 y 19a**) no formarían parte de Cardeña-Virgen de la Cabeza, sino de la Unidad Granodiorítica. Y en los metasedimentos provoca una aureola de contacto de 500 a 2.000 m de anchura, que llega a alcanzar localmente la facies de corneanas piroxénicas. Las condiciones de emplazamiento se han estimado en más de 650°C y menos de 1 kbar (Sánchez Pérez, 1986; García Casco y Pascual, 1987; Donaire y Pascual, 1991)

Las edades radiométricas (K-Ar y Rb-Sr) obtenidas para el Batolito de Los Pedroches representan un intervalo de tiempo relativamente amplio, desde 350 Ma hasta 215 Ma (Penha y Arribas, 1974; Bellon *et al.*, 1979; Lalieux, 1983; Fernández *et al.*, 1990; Cueto *et al.*, 1991; Defalque *et al.*, 1992, Donaire, 1995, García de Madinabeitia *et al.*, 2001, García de Madinabeitia, 2003, Carracedo *et al.*, 2009). Para el conjunto del Batolito se puede asumir una edad de 290-315 Ma (Pensilvanico medio-Pérmico inferior), siendo los granitos algo posteriores a la granodiorita. Las isocronas con el método Rb-Sr sobre roca total dan edades de 307 ± 2 Ma y 308 ± 6.5 Ma (Cueto *et al.*, 1991 y Défalque *et al.*, 1992) y recientemente mediante U/Pb, Carracedo *et al.* (2009) obtiene 307 Ma (Pensilvanico medio-superior) para la granodiorita. En cuanto a la Unidad Granítica, Fernández *et al.* (1990) obtienen 300 ± 6 Ma para el plutón granítico de El Guijo y Carracedo *et al.* (2008) 304 ± 2 Ma en el macizo de Mogábar (Pensilvánico superior).

3.2.4.1 Precursores Básicos. Vulcanitas de Esparragosa (**16**, **17**, **17a**)

Ligadas a las facies granodioríticas hay pequeños cuerpos, plutónicos y volcánicos, de naturaleza básica. El más extenso es el de las Vulcanitas de Esparragosa (**16**).

Estas rocas forman un macizo irregular, casi totalmente incluido en el plutón de Quintana, formado esencialmente por coladas lávicas y vulcanoclásticas de composición dacítica y, minoritariamente, andesítica. Están claramente intruidas por la granodiorita de Quintana que presenta bolsadas e inyecciones dentro de las vulcanitas y numerosos contactos de *stopping* y que, además, produce un metamorfismo de contacto conocido desde hace tiempo (Arriola *et al.*, 1985). Afloramientos pequeños de estas rocas aparecen también en el río Zújar, hoja de Monterrubio (832)

Son rocas microporfídicas de color negro en fresco o verdoso cuando están alteradas, de gran dureza. Están compuestas por microfenocristales de plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita en una matriz criptocristalina formada por plagioclasa, cuarzo y clorita. Microscópicamente contienen fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda. La matriz es criptocristalina y está formada por plagioclasa, anfíbol y en menor proporción, feldespato potásico, biotita, cuarzo, apatito, esfena y opacos.

Sánchez Carretero *et al.* (1990) interpretan estas rocas como un vulcanismo precursor de la intrusión de los grandes cuerpos plutónicos que conformarían posteriormente el Batolito de los Pedroches, y lo correlacionan con el vulcanismo de la Alineación Magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. No existen en la actualidad dataciones radiométricas de estas rocas, aunque Bellon *et al.* (1979) dataron la Granodiorita de Quintana en 301 ± 15 Ma, que es una acotación superior de su edad (pre-Estefaniense).

En el extremo NO del Batolito de los Pedroches, en el borde SO del macizo granodiorítico de Quintana de la Serena (hoja de Zalamea de la Serena, 831), afloran una facies de granodiorita piroxénica (**17**), cuya mayor extensión se encuentra al N de esta Hoja 1:200.000, así como una facies de tonalitas (**17a**) que se pueden relacionar con estos precursores. Por otra parte, en las orillas del Zújar en la hoja de Monterrubio (832), aparece un pequeño afloramiento (no representable en cartografía a esta escala) de granodiorita ortopiroxénica, atribuida también a estos precursores. La granodiorita piroxénica es una roca de color gris oscuro, de gran dureza, porfídica, de grano fino y matriz microcristalina, con fenocristales milimétricos de plagioclasa, biotita, cuarzo, clino y ortopiroxeno, englobados en una matriz criptocristalina a microgranular formada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los fenocristales en ocasiones llegan a definir una fábrica primaria, llegando en el afloramiento del macizo de Quintana a mostrar una marcada foliación magmática (Alonso Olazábal *et al.*, 1999).

Microscópicamente se clasifica como granodiorita-cuarzomonzodiorita orto y clinopiroxénica, de textura porfídica, con matriz microcristalina orientada, en la que los fenocristales representan el 60% de la roca. En el afloramiento del Plutón de Quintana contiene enclaves microgranulares diorítico piroxénicos, diorítico anfibólicos y/o biotíticos y xenolíticos, con plagioclasa, cuarzo, biotita y espinela (Alonso Olazábal *et al.*, 1999).

La plagioclasa es An_{35-52} en los fenocristales y An_{24-39} en la matriz (Alonso Olazábal *et al.*, 1999), subidiomorfa, con zonado oscilatorio. El cuarzo es xenomorfo y presenta inclusiones de biotita y plagioclasa. La biotita es pardo rojiza con inclusiones de apatito y circón. El clinopiroxeno es xenomorfo con ligero pleocroismo de incoloro a verde muy claro. El ortopiroxeno es xenomorfo con pleocroismo de rosa salmón a verde. Como accesorios contiene apatito, calcita, circón y opacos.

Alonso Olazábal *et al.* (1999) caracterizan esta facies desde el punto de vista geoquímico, como rocas ácidas ($SiO_2=65.21\%$), ligeramente metaluminosas a moderadamente peraluminosas ($A/CNK=0.98$) y ricas en ferromagnesianos ($B_{(Fe+Mg+Ti)}=142.141$) y K_2O ($K_2O=3.43$). Según el diagrama PQ de Debon y Le Fort (1983) y el Ab-An-Or (O'Connor, 1965) estas rocas se sitúan en el campo de las granodioritas.

3.2.4.2 Unidad Granodiorítica. Granodiorita de Los Pedroches (18)

Esta Unidad constituye la mayor parte de la masa del Batolito y está formada casi exclusivamente por una roca granuda de color blanco-grisáceo en corte fresco, de grano fino a medio, aunque variable y de tendencia porfídica, denominada Granodiorita de Los Pedroches. Presenta una extraordinaria homogeneidad textural y composicional en toda la masa plutónica.

Está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y, ocasionalmente, anfíbol. Son rocas homogéneas sin fábrica planar neta, aunque se pueden observar orientaciones estadísticas de biotitas y feldespatos, que determinan direcciones primarias de flujo. Son frecuentes los enclaves.

Al microscopio, las texturas que se pueden observar son: holocristalina, inequigranular, grano medio, hipidiomorfa, mirmequítica.

Los minerales principales son plagioclasa (andesina-oligoclasa), cuarzo, biotita y feldespato potásico. Los minerales accesorios son: anfíbol (hornblenda), apatito, circón esfena, opacos, allanita y turmalina. Como minerales secundarios hay sericita, moscovita, epidota, carbonatos, clorita, feldespato potásico, rutilo, leucoxeno y esfena.

La plagioclasa es el componente mayoritario de la roca, destacan los cristales o fenocristales idiomorfos-subidiomorfos maclados; su característica principal es la presencia de zonados complejos con zonación oscilatoria directa.

El cuarzo en su mayor parte es intersticial y xenomorfo, se dispone, al igual que el feldespato potásico, entre los cristales de plagioclasa y biotita, y forma intercrecimientos gráficos con los bordes sódicos en algunos de los cristales zonados de la plagioclasa.

La biotita es el máfico más abundante de la roca y en la mayoría de las ocasiones el único; se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos aislados o formando glomérulos, con fuerte pleocroismo pardo rojizo y con frecuentes inclusiones de circón y apatito.

El feldespato potásico es un mineral tardío en la secuencia de cristalización, en su mayor parte es intersticial entre plagioclasa y biotita, y perítico; en las zonas atravesadas por un enjambre de pórfidos ácidos sustituye a las plagioclasas definiendo procesos tardíos de microclinización.

El anfíbol monoclinico (hornblenda) está irregularmente distribuido, como componente de la roca no supera el 5%; se presenta en cristales aislados con formas esqueléticas o en nódulos junto a los cristales de biotita, tiene hábito prismático con el núcleo color marrón y bordes verdosos.

Son muy abundantes y característicos los enclaves microgranudos de composición tonalítica a cuarzodiorítica, que se encuentran prácticamente en toda la masa granodiorítica, aunque son más frecuentes en el Plutón de Quintana. También se encuentran xenolitos metasedimentarios, procedentes del encajante, que sólo son abundantes en las inmediaciones del contacto.

Los *enclaves microgranodioríticos* son los más abundantes, apareciendo con tamaño variable (desde megaenclaves métricos a microenclaves centimétricos), aislados o constituyendo enjambres. Se caracterizan por los siguientes rasgos texturales y estructurales: Textura microgranuda, con tamaño de grano entre 0,5 y 2 mm, tendencia porfídica con fenocristales de plagioclasa y biotita de hasta 5 mm. Muestran fenocristales de plagioclasa con acusados zonados oscilatorios y superficies de reabsorción, que cortan a los zonados preexistentes, desarrollando un borde sódico. Son muy frecuentes las inclusiones de apatito acicular, biotita y cristales pequeños de plagioclasa. La hornblenda es esporádica y siempre en cantidades accesorias; se presenta en agregados policristalinos y/o en cristales subidiomórficos junto a biotita. Se observan también enclaves compuestos de composición tonalítica y/o diorítica en la microgranodiorita, con contactos graduales. Poseen una mesostasis intersticial y muy poiquilítica constituida por cuarzo y feldespato potásico cristalizados en una etapa tardía, que incluyen a las plagioclasas y la biotita.

Los *enclaves xenolíticos* de materiales sedimentarios, presentan formas angulosas, con tamaños que varían entre centi y decimétricos; suelen concentrarse en los bordes del batolito y su contacto con la roca que los engloba es neto. Tienen texturas granoblásticas o granolepidoblásticas definidas por un mosaico equi a inequigranular de cuarzo, biotita y

plagioclasa, con la presencia casi constante de cordierita y/o andalucita y, ocasionalmente, espinela verde, corindón y diásporo.

Los **enclaves de tipo básico** corresponden a litologías ígneas gabroideas y dioríticas. Suelen ser redondeados con formas subelípticas y generalmente tienen tamaños centimétricos a decimétricos. Los contactos de estos enclaves con su encajante local pueden ser tanto difusos como netos, en este último caso a veces se observa un borde de enfriamiento en el enclave. Petrográficamente se caracterizan por su textura intergranular con tendencia subofítica, por la presencia masiva de agregados nodulares de biotita, biotita-anfíbol o anfíbol, por las formas esqueléticas de los anfíboles y por la presencia de piroxenos, parcialmente sustituidos por anfíbol. Ocasionalmente contienen también cristales globulares monocristalinos de cuarzo, de hasta 0,5 cm de diámetro, rodeados por una corona de cristalitos de hornblenda y/o biotita (xenocristales).

Son rocas ácidas (SiO_2 : 66.85%), de ligeramente metaluminosas a moderadamente peraluminosas (A/CNK: 1.03), y ricas en elementos ferromagnesianos ($B_{(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti})}$: 97.85) y potasio (K_2O : 3.81%) (Carracedo, 1991, valores medios). Las granodioritas forman una asociación calcoalcalina alumino-cafémica (Debon y Lefort, 1983), perteneciente a la serie calcoalcalina con alto K de Peccerillo y Taylor, (1976). Tipológicamente son muy parecidas a los granitoides calcoalcalinos ricos en K (alto K- bajo Ca, o tipo HLO de Barbarin, 1990).

Excepto en la zona de Conquista, al este de esta Hoja, donde una modesta zona de cizalla normal afecta al contacto norte, la granodiorita no se encuentra deformada, por lo que se trata claramente de una intrusión tardivarisca.

En cuanto a la edad de la Unidad Granodiorítica, los primeros datos geocronológicos existentes, son los obtenidos mediante el método K-Ar por Bellon *et al.* (1979), aportando edades comprendidas entre 295 ± 15 y 342 ± 17 Ma. Lalieux (1983) obtuvo una edad de 350 ± 17 Ma mediante el método de Rb-Sr; mediante este mismo método, Cueto *et al.* (1991) y Dèfalque *et al.*, (1992) y Donaire (1995), han datado radiométricamente la granodiorita por el método Rb-Sr sobre roca total, en 307 ± 2 , 320 ± 12 y 349 ± 34 Ma, respectivamente, para el plutón granodiorítico. García de Madinabeitia *et al.* (2001) y García de Madinabeitia (2003), mediante el método de Pb-Pb en circones obtienen edades de $339,1\pm4.6$ y 329 ± 13 Ma, respectivamente. Finalmente, Carracedo *et al.* (2009) mediante U/Pb en circones por el método ID-TIMS obtienen 307.7 ± 0.4 Ma en el extremo NO del Batolito (Quintana de la Serena) y 307.8 ± 1.2 Ma en el sector de Venta de Azuel (en la vecina hoja de Linares).

Teniendo en cuenta que esta unidad granodiorítica intruye en materiales del Culm que alcanzan al menos al Serpukhoviense (Namuriense inferior, 323 a 330 Ma), las edades en torno a los 307 Ma (Westfaliense Medio-Superior) parecen las más razonables.

Las condiciones de emplazamiento han sido estimadas por Donaire y Pascual, (1991) en unos 800° y una presión de 1-2 kbar, a partir de xenolitos de la parte interna del batolito, equivalentes a la facies de las corneanas piroxénicas.

3.2.4.3 Monzogranito y Micromonzogranito (19, 19a)

Los monzogranitos (19) afloran en la parte oriental del batolito y en pequeños cuerpos aislados de reducidas dimensiones, sólo se han podido representar los de las proximidades del Zújar (hoja de Monterrubio, 832). Representan una facies evolucionada de la granodiorita común, observándose una transición entre ambas, así como contactos transicionales entre estas facies y los leucogranitos y microgranitos. El afloramiento más extenso se encuentra en una banda de más de 40 km de largo y unos 3 km de ancho en torno al granito de Cardeña.

El cambio litológico se desarrolla gradualmente a partir de la granodiorita común por un aumento progresivo del tamaño de grano, acompañado del desarrollo de megacrystales de feldespato potásico y cuarzo y una disminución de la cantidad de plagioclasa y biotita. Se llega así a rocas de grano medio-grueso con megacrystales de feldespato y fenocrystales de cuarzo, de composición modal monzogranítica.

Se diferencian dos facies, básicamente por su textura, una facies común holocrystalina, inequigranular grano medio a grueso, alotriomorfa algo hipidiomorfa. Y la microporfídica holocrystalina, inequigranular, grano medio a fino, alotriomorfa algo hipidiomorfa, microporfídica.

Los minerales principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; los accesorios: opacos, apatito, circón, turmalina y rutilo granular; como minerales secundarios aparecen clorita, sericita, esfena, zoisita, epidota moscovita. (Muestra 16-35 IG FB-8811).

El cuarzo se presenta anhedral a subhedral y en subgranos con límites y formas irregulares; la plagioclasa (oligoclasa a andesina) de subhedral a anhedral con maclas sintéticas y zonación concéntrica (Figura 3.1) el feldespato potásico anhedral con macla Microclina-Carlsbal o intersticial; y la biotita en cristales anhedrales a subhedrales, de tamaño variable, pleocroica y con inclusiones de opacos, apatito y circón. La turmalina, que en campo aparece en cavidades miarolíticas, al microscopio es un conjunto de agregados con textura radial sobre núcleos de turmalina y cuarzo.

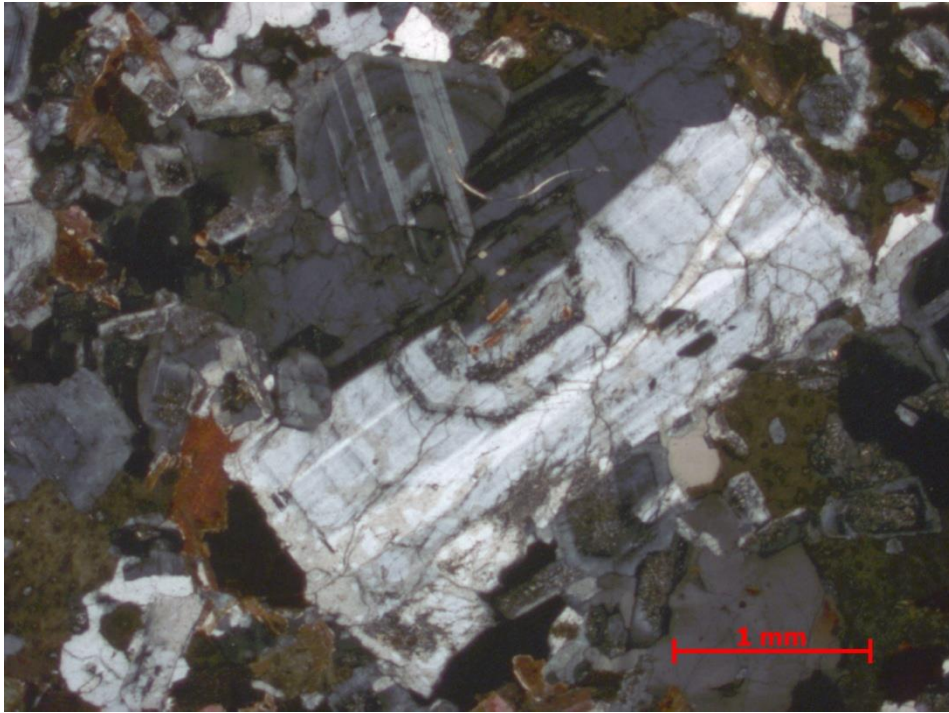


Figura 3.1.- Microfenocrystal de plagioclasa con zonado concéntrico en micromonzogranitos del Batolito de Los Pedroches (muestra 16-35 IG FB-8811).

3.2.4.4 Leucogranitos y Microgranitos (20)

Afloran en cuerpos de pequeñas dimensiones ligados a las facies anteriores, en ambos extremos de la parte cartografiada. En los occidentales se observa una transición del monzogranito microporfídico que pasa hacia techo a un leucogranito fino biotítico bandeado con nidos de turmalina. Representan la facies más evolucionada dentro del plutón. Son rocas de color gris, gris-blanquecino y rosado amarillento, de tamaño de grano fino a medio; irregularmente repartidas se observan cavidades miarolíticas dispersas rellenas a veces de placas de moscovita y cuarzo, y otras de turmalina y cuarzo.

La textura es holocristalina, inequigranular, alotriomorfa, en algunos casos débilmente porfídica. Sus componentes mayoritarios son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y dependiendo de las localidades biotita; como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón y cordierita. El cuarzo es xenomorfo y en general constituye la fase de mayor tamaño de grano. El feldespato potásico, a excepción de los escasos fenocristales, es intersticial; la plagioclasa es de composición albitica, observándose algunos fenocristales zonados de albita-oligoclasa. La moscovita es secundaria proviniendo de la sustitución de feldespato potásico, plagioclasa y biotita; la cordierita se encuentra en cristales aislados completamente retrogradados a agregados de micas, tienen hábito anhedral a subhedral.

3.2.4.5 Unidad Granítica (21, 22, 23)

La Unidad Granítica se encuentra constituida por una serie de plutones circunscritos alineados oblicuamente a la dirección general de la masa granodiorítica, de los cuales los de Santa Eufemia, El Guijo y Mogábar están representados en el Mapa 200.000 de Pozoblanco (García Casco, 1986; García Casco y Pascual, 1987; Fernández Ruiz, 1987; Fernández *et al.*, 1990; Carracedo *et al.*, 1995, Carracedo, 1991). En conjunto definen una orientación N120°E, formando un ángulo de 10°-15°, en sentido dextro con respecto a la dirección de la granodiorita. Tienen contactos netamente intrusivos sobre la granodiorita.

Son plutones de geometría generalmente ovoidal, con una cierta zonación centripeta marcada por facies de diferente tamaño de grano. El tipo de roca más común es un granito biotítico porfídico de grano grueso de color claro, en donde destaca la presencia de minerales aluminicos como cordierita y andalucita, además de turmalina (21). Los megacristales de feldespato potásico tienden a estar orientados, dando lugar al desarrollo de fábricas lineares y planolineares, generadas en estado submagmático. Dentro de los plutones graníticos se diferencian monzogranitos porfídicos de grano fino a grueso (22) y leucogranitos (23).

La facies común presenta una textura porfídica, determinada por la presencia de megacristales de feldespato potásico poiquilíticos y pertíticos, con frecuentes texturas *frasl*, en una matriz alotriomorfa inequigranular de grano medio a grueso, con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa y una masa intersticial de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo con escasas biotitas automorfas dispersas.

La mineralogía principal de estos granitoides consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, que en buena parte es de carácter más tardío. Como minerales accesorios se encuentran cordierita, andalucita, sillimanita, apatito, circón, turmalina, opacos, y en el Macizo de Santa Eufemia andalucita y sillimanita.

El cuarzo se encuentra principalmente como cristales alotriomorfos intersticiales, como fenocristales redondeados o algo subidiomorfos, o como agregados globosos, que pueden alcanzar tamaños de hasta 1 cm.

La plagioclasa es oligoclasa y suele presentarse como cristales subidiomorfos o xenomorfos, maclados y con zonación continua u oscilatoria, con alteración preferente en los núcleos. También puede aparecer como fenocristales subidiomorfos o idiomorfos de mayor tamaño, que pueden alcanzar hasta 2.5 cm. Estos fenocristales tienen maclado polisintético y zonación normal, continua o discontinua, aunque en ocasiones se encuentran cristales con zonados oscilatorios complejos, o con núcleos corroídos. Su composición varía entre An₂₅ y An₁₃. Tiene bordes albiticos y mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico. Puede contener inclusiones de biotita y de cuarzo.

El feldespato potásico puede formar megacrystales idiomorfos o subidiomorfos, cuyo tamaño oscila entre 2 y 12 cm, predominando los comprendidos entre 3 a 5 cm. Su idiomorfismo está desdibujado por recrecimientos, que hacen que se indenten con el resto de los minerales de la mesostasis y engloben componentes de ella. Son muy pertíticos y suelen tener maclas de Carlsbad. Contienen numerosas inclusiones, sobre todo de plagioclasa y biotita, y menos de cuarzo, formando a veces estructuras *frasl*. En general, los megacrystales de menor tamaño son menos idiomorfos y tienen hábitos poiquilíticos. También el feldespato potásico se encuentra en notable proporción como cristales de menor tamaño que forman parte de la matriz y tienen hábitos intersticiales.

La biotita aparece como cristales pequeños idiomorfos o xenomorfos, de color marrón rojizo, que pueden estar corroídos por el feldespato potásico, la plagioclasa y el cuarzo. Pueden formar pequeños grupos policristalinos. Tiene inclusiones de apatito, circón y minerales opacos. Presenta transformación parcial a moscovita, generándose en este proceso minerales opacos que quedan como inclusiones en las micas.

La cordierita es casi un mineral accesorio, pero se encuentra de manera generalizada y tiene características magmáticas (Fernández *et al.*, 1990), formando cristales prismáticos, subidiomorfos o xenomorfos que están muy alterados y transformados a clorita y moscovita. Con frecuencia está asociada a biotita; ocasionalmente puede aparecer andalucita como restos de cristales idiomorfos rodeados de pajuelas de moscovita o incluidos en placas de moscovita junto con cuarzo (Macizos de Santa Eufemia y El Guijo).

En el Macizo de Santa Eufemia se encuentra sillimanita como cristales aciculares incluidos en alguna biotita. También se encuentran algunas pequeñas madejas de fibrolita moscovitizada.

La moscovita es siempre secundaria, procedente de la desestabilización de biotita, feldespato, cordierita y andalucita. El resto de los minerales son accesorios, como apatito, esfena, rutilo, circón y opacos.

La facies de grano fino es, petrográficamente, muy similar a la facies común, también con megacrystales pero con la matriz más equigranular. La composición de la plagioclasa varía entre An₂₈-An₃₈ en los núcleos y An₁₅-An₂₅ en los bordes. Otra variedad de plagioclasa, es la que forma megacrystales idiomorfos o hipidiomorfos de hasta 5 o 6 cm de longitud, que presentan reemplazamientos parciales por cuarzo y feldespato potásico intersticial.

Los leucogranitos son de tendencia aplítica, débilmente porfídicos, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, abundante moscovita, que en su mayor parte es de alteración, y cordierita y andalucita accesorias.

El cuarzo más abundante es el que forma cristales xenomorfos o intersticiales de pequeño tamaño. El feldespato potásico se encuentra en su mayor parte en forma de cristales pequeños o medianos, pertíticos, y con hábitos xenomorfos o poiquilíticos. La plagioclasa cuantitativamente

más importante aparece como cristales hipidiomorfos o xenomorfos, maclados pero sin zonación. Es de composición albítica y puede tener inclusiones de cuarzo, biotita y minerales accesorios (Carracedo, 1991).

García Casco *et al.* (1987) y Fernández *et al.* (1990) proponen que el emplazamiento de los plutones de Santa Eufemia y El Guijo se produjo a una temperatura mínima de 700°-750° C y a presiones entre 0.5 y 2 kbar, alcanzándose la saturación en H₂O con posterioridad a la intrusión.

El Plutón de El Guijo fue datado por el método Rb-Sr sobre roca total por Fernández *et al.* (*op. cit.*) en 300±6 Ma, algo más joven que la granodiorita. Posteriormente García de Madinabeitia (2003) obtiene mediante el método Pb/Pb sobre circones una edad de 300±3 Ma para este mismo plutón y de 293±6 Ma para el Plutón de Santa Eufemia.

Carracedo *et al.* (2009) mediante U/Pb en circones por el método ID-TIMS obtienen una edad de 304,3±1,8 Ma para el Plutón de Mogábar.

3.3 ROCAS FILONIANAS

A esta escala las rocas filonianas no tienen representación, no obstante se han cartografiado, exagerando su espesor, los haces de diques que tienen un significado petrológico o estructural. Básicamente los asociados a los dos grandes ejes magmáticos variscos.

Por toda la Hoja, al igual que en toda la región, intruyen de espesor decimétrico y longitudes métricas de diabasas tardivariscas. Este de diques está integrado por rocas de composición gabroidea, con texturas intergranulares y ofíticas, cuyos minerales principales son plagioclasa y clinopiroxeno. Entre los accesorios predominan los minerales opacos. También aparecen epidota, clorita y calcita como minerales secundarios.

Los de la Alineación Magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada se han descrito asociados a las etapas magmáticas, a continuación se describen los asociados al Batolito de Los Pedroches.

3.3.1 Complejo de Diques del Batolito de Los Pedroches (24, 25, 26, 28)

Una característica esencial del Batolito de los Pedroches es el importante y variado Complejo de Diques que lo corta (Carracedo *et al.*, 1997). Está compuesto principalmente por diques de aplopegmatitas con turmalina, diques de pórfidos de composición intermedia diques de pórfidos graníticos y algunos grandes diques de cuarzo. Dentro de cada familia hay variaciones composicionales, incluso dentro de un mismo dique. Pero hay unas pautas de emplazamiento que permiten su clasificación. Aranguren *et al.*, (1997) Carracedo *et al.*, (1995) dan un modelo de emplazamiento de los diques, en un régimen transtensivo de carácter dextro, activo durante el

emplazamiento de todo el Batolito de Los Pedroches: los diques traquiandesíticos y dacíticos se emplazarían a favor de fracturas, de tipo Riedel, R', mientras que los magmas riolíticos se emplazarían por las fracturas tipo R. Para estos autores los diques traquiandesíticos y dacíticos intruyen durante el enfriamiento del magma y después de la solidificación de las rocas granodioríticas en el actual nivel de emplazamiento de los plutones graníticos. Los diques riolíticos se emplazan con posterioridad a la solidificación del plutón granítico de Cardeña-Virgen de la Cabeza (al Este de la Hoja), pero de forma casi sincrónica, aunque ligeramente posterior a la intrusión del resto de los plutones graníticos.

En un estudio realizado en el área de Belalcázar por Martín Parra *et al.* (2000) se establece que inmediatamente después del emplazamiento de las granodioritas se produce una sucesión de etapas de fracturación caracterizadas por el emplazamiento de las familias de diques. Esta fracturación obedece a un modelo de cizalla frágil dextra con componente extensional. El primer sistema son filones de aplopegmatitas con turmalina. El siguiente es la intrusión de diques de composición intermedia de dirección NNE-SSO, que dibujan sigmoides por la evolución de las fracturas tensionales. La siguiente son los diques graníticos de dirección N140° E, relacionados con la intrusión de los plutones y que cortan a los haces de diques. Por último se produce una etapa de fracturación en régimen frágil con relleno hidrotermal de baja temperatura, cuarzo, barita, carbonato cálcico y menas metálicas.

3.3.1.1 Diques Aplopegmatíticos (24)

Los diques relacionados con esta etapa se consideran como relacionados con una fase de extensión radial, probablemente ligada al enfriamiento del Batolito; su distribución es bastante homogénea, intruyendo tanto en la granodiorita como en los metasedimentos y en las zonas centrales de cúpula. Los diques suelen tener geometría irregular con espesores que van de milimétricos a pluridecimétricos, y longitudes de decenas de metros. Pueden aparecer en cualquier dirección así como sus buzamientos. Cortan a todos los contactos tanto intrusivos como graduales entre facies y a su vez están cortados por los diques de pórfidos granodioríticos, riolíticos y las estructuras con rellenos de cuarzo asociados.

Son rocas de colores claros, grano fino y con fenocristales dispersos de feldespato y cuarzo; son frecuentes los parches de turmalina, también hay geodas con turmalina, cuarzo y feldespato. Tienen textura holocristalina, grano medio afino, alotriomorfa, microporfídica y micrográfica. Los minerales principales son, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita; los accesorios, opacos, apatito, circón, cordierita, rutilo, esfena, moscovita y biotita. Las alteraciones de tono rosado, son cloritización, sericitización y retrogradación de la cordierita a agregados micáceos.

3.3.1.2 Diques de Pórfidos Granodioríticos (25)

A esta etapa se asocia la intrusión de los diques de los conjuntos de pórfidos monzodioríticos a dioríticos y monzograníticos a granodioríticos, tienen tendencia a agruparse en haces.

Este tipo es intrusivo en la granodiorita y en los metasedimentos encajantes y están cortados por el resto de los diques. No aparecen en relación con los granitos porfídicos. Tienen en general una dirección nortada (de N160°E a N10°E) excepto en la parte suroriental, cuando encajan en metasedimentos, que tienen dirección N130°E, debido a su geometría sigmoidal. Su espesor oscila entre 0.5 y 15 m y su longitud entre 0.4 y 8 km.

Los estudios petrográficos ponen de manifiesto que es una serie continua que va desde dioritas y monzogabros a diques monzograníticos. Las variaciones petrográficas aparecen en diques separados, pero también en diques de un mismo haz, e incluso dentro de un mismo dique.

Son rocas de color oscuro, en las que los fenocristales milimétricos de plagioclasa, anfíboles, biotita y algunos de cuarzo, destacan sobre una matriz microgranuda de color gris-verdoso oscura y rosada por alteración. Tienen generalmente una estructura masiva y una fábrica isótropa y sólo localmente se reconoce cerca de las paredes del dique una estructura fluidal definida por la alineación de los fenocristales de plagioclasa. Los enclaves son de la propia granodiorita y de rocas microgranudas, semejantes a las que aparecen en la masa principal.

Los pórfidos granodioríticos son rocas con fenocristales de plagioclasa (An₄₀₋₃₂), cuarzo, biotita idiomorfa y, esporádicamente, anfíbol idiomorfo (hornblenda actinolítica a actinolita-tremolita), en una matriz afanítica o microcristalina con textura hipidiomorfa equigranular. Los accesorios más frecuentes son circón, apatito, ilmenita, magnetita, esfena y allanita. Los fenocristales de cuarzo pueden estar corroídos y/o rodeados por semicoronas de anfíbol o biotita. Ocasionalmente se encuentran agregados policristalinos de anfíbol, biotita, clorita, serpentina y opacos, que seguramente representan retrogradaciones de fases ferromagnesianas como el piroxeno, que raramente puede aparecer relicto. En muchos casos se reconocen bordes de enfriamiento de los diques, caracterizados tener una textura porfídica con matriz afanítica, mientras que el centro de los mismos es porfídico con matriz granuda de grano fino a medio (Palero y *Delgado-Quesada*, 2008). Este hecho que indica que su emplazamiento se produjo una vez que las rocas granodioríticas encajantes estaban totalmente cristalizadas y relativamente frías. Así pues, los pórfidos granodioríticos son netamente posteriores a las rocas plutónicas de igual composición, representando los últimos estadios evolutivos de este tipo de magmatismo en el sector que nos ocupa (*Quesada et al.*, 2013).

Al microscopio muestran una marcada textura porfídica definida por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (andesina) y biotita de diferente tamaño que pueden alcanzar varios centímetros (sobre todo los de plagioclasa) y raramente anfíbol (hornblenda actinolítica a actinolita-tremolita) o feldespato potásico en una matriz microgranular en ocasiones granofídica, constituida por los mismos componentes (Palero y *Delgado-Quesada*, 2008; *Quesada et al.*, 2013).

Los accesorios más frecuentes son circón, apatito, ilmenita, magnetita, titanita y allanita. Son frecuentes los golfos de corrosión en los fenocristales de cuarzo, la zonación en las plagioclasas es similar a la descrita en las rocas granodioríticas así como las corrosiones que afectan a algunos cristales de biotita (*Quesada et al.*, 2013).

A este grupo de diques Carracedo *et al.* (1995) los denominan diques traquiandesíticos y su composición es la de una traquiandesita potásica (latitas en el sentido de la IUGS). Son metaluminosas (A/CNK: 0.82), con contenidos en sílice intermedios (SiO₂: 57.9%) y ricas en elementos ferromagnesianos (B_(Fe+Mg+Ti): 226) y en potasio (K₂O: 4.0%). Forman una asociación cafémica subalcalina.

3.3.1.3 Diques de Pórfidos Graníticos (26)

Se describen aquí únicamente los diques de esta unidad (26) pertenecientes a la red filoniana asociada al Batolito de Los Pedroches, habiendo sido descritos los relacionados con la Alineación magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada en el capítulo correspondiente (3.2.3.4).

Los diques asociados a esta etapa de fracturación están muy bien caracterizados, aparecen haces de diques de decenas de kilómetros de longitud y varios kilómetros de anchura, con direcciones en torno a N140° E. Se introducen en el encajante y se pueden encontrar a medio centenar de kilómetros de distancia.

Se trata de una roca porfídica, con cristales de cuarzo y feldespatos en una matriz microcristalina de igual composición. El color es claro, blanquecino-grisáceo y rojizo por alteración.

Los diques presentan frecuentemente una estructura zonada con bordes porfídicos de matriz afanítica y zonas centrales en donde la matriz es microgranuda. Composicionalmente existen dos tipos: uno de composición granítica (riolítica), y otro monzogranítico; localmente se cortan entre ellos, pero con frecuencia se pasa en una misma fractura de uno a otro tipo composicional.

En el tipo monzogranítico, los fenocristales son de plagioclasa (An₂₃₋₄₅), cuarzo bipiramidal, biotita y, en su caso, anfíbol (hornblenda actinolítica o tremolita-actinolita). La matriz está formada por los mismos minerales, además de apatito, circón, ilmenita y esfena como accesorios.

Para Carracedo *et al.* (1995), este grupo son los diques dacíticos; son rocas ácidas ($\text{SiO}_2 > 66\%$), de ligeramente metaluminosas a moderadamente peraluminosas (A/CNK cercana a 1) y con contenido moderado en elementos ferromagnesianos ($B_{(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti})}$ entre 92 y 99). Constituyen una asociación aluminó-caféica con alto K.

Los filones más abundantes son los riolíticos que, además, son los de mayor tamaño, con espesores que pueden alcanzar los 150 m y longitudes de más de 25 km. Se encuentran encajados en las granodioritas y son interrumpidos por los granitos porfídicos, y cortan a todos los diques anteriores. Son también rocas porfídicas, compuestas por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa albitica y biotita, en una matriz, de afanítica a fanerítica, de composición granítica y con moscovita secundaria. En ocasiones presentan megacristales de feldespato potásico y cuarzo. Los accesorios habituales son circón, apatito e ilmenita.

Textualmente pueden distinguirse varios tipos: pórfidos graníticos con texturas micrográficas y mirmequíticas; pórfidos riolíticos, con matriz afanítica y, en ocasiones, sin fenocristales, formando verdaderas felsitas; y pórfidos granofídicos, con matriz fanerítica con abundantes texturas mirmequíticas, micrográficas y granofídicas.

Las diferencias texturales antes mencionadas no tienen reflejo en la composición química. En todos los casos (Carracedo *et al.*, 1995) son rocas ácidas (SiO_2 ca. 72%), peraluminicas ($A/\text{CNK} > 1$), pobres en elementos ferromagnesianos ($B_{(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti})}$ ca. 50) y ricas en potasio (K_2O : 5%). Forman el extremo aluminó de la asociación calcoalcalina aluminó-caféica de alto K.

Bellon *et al.* (1979) obtuvieron una edad de 297 ± 15 Ma para un dique dacítico N-S, y 315 ± 16 Ma para un dique riolítico (K/Ar en roca total), ambos intrusivos en la granodiorita. Defalque *et al.* (1992) dataron el emplazamiento de los diques ácidos de dirección N120-130E, mediante Rb/Sr en roca total, en 295 ± 18 Ma, mientras que Jiménez San Pedro (2004) obtuvieron una edad de 289 ± 6 Ma por el mismo método.

3.3.1.4 Diques de Cuarzo (28)

Estos diques son frecuentes en todo el Batolito y cortan a todos los materiales ígneos y los metasedimentos, en donde suelen estrecharse y con frecuencia se resuelven en una red de filoncillos centimétricos. Los diques y filones de cuarzo corresponden a las últimas etapas de fracturación, ya hidrotermales de baja temperatura, ligadas a la evolución del Batolito. Cortan tanto a las granodioritas y granitos como a los diques de pórfidos granodioríticos y graníticos. Presentan direcciones N110° E, N140° E, N170° E, NS y N20° E, según segmentos de un mismo dique, con longitudes kilométricas y buzamientos subverticales.

Normalmente están zonados, con bordes de cuarzo amorfo o criptocristalino, una zona intermedia brechoide y jaspeada y una zona interna con rellenos de óxidos de hierro y carbonatos. A veces los rellenos de cuarzo, barita, carbonatos y depósitos de sulfuros. A menudo, representan brechas de colapso en venas tensionales, con cuarzo, calcita y barita, todo ello silicificado en los últimos procesos (Martín Parra *et al.*, 2000).

Algunos de ellos llevan asociadas mineralizaciones y han llegado a ser explotados. En general tienen mineralizaciones de Fe y Cu en el interior del batolito, y de Pb, Bi, Sn y Ag en las zonas externas o en la aureola de contacto. Los hastiales de estos diques suelen mostrar una zona de alteración con espesor métrico en la que se encuentra silicificación y hematización.

3.3.2 Diques de diabasas y doleritas (27)

Se han incluido en este grupo los diques de composición más básica (microdiorita-tonalita a diabasa) que son tardíos en las intrusiones variscas que están presentes en todas las zonas incluido el Batolito de Los Pedroches llevan direcciones variadas predominando las norteadas N-S y cortan a todos los anteriores.

Los diques de microdiorita a tonalita, tienen una menor proporción de cuarzo y feldespato potásico (que puede estar ausente) y al microscopio muestran una textura microgranuda constituida por un entramado de plagioclasa y biotita con algo de cuarzo.

Los de diabasa muestran una textura intergranular a subofítica constituida por un entramado de plagioclasa (andesina) con piroxeno, anfíbol y biotita intersticiales.

3.4 ROCAS ÍGNEAS POSTVARISCAS (29)

En el extremo nororiental de la Hoja se encuentra un pequeño aparato volcánico parcialmente desmantelado, que pertenece al conjunto volcánico del Campo de Calatrava.

Aunque aquí estas rocas están intruidas en los metasedimentos proterozoicos del Anticlinal de Alcudia, más al noreste se encuentran atravesando depósitos Terciarios continentales, oscilando su edad entre el Mioceno superior y el Cuaternario inferior.

Se trata de un pitón que constituye el resto de una chimenea volcánica, formado por rocas básicas de carácter lávico y quimismo alcalino.

Estas rocas están formadas por fenocristales de olivino magnésico y titanoaugita en una mesostasis microcristalina de opacos, titanoaugita y nefelina, pudiendo clasificarse como nefelinitas olivínicas puesto que no existen plagioclasas.

Parecen mostrar una zonación con una parte inferior más rica en fenocristales que la zona de cúpula.

Son materiales procedentes de emisiones volcánicas y están representados por bloques, coladas o escorias que constituyen afloramientos dispersos y recubiertos por suelos, que se extienden por el N de la Hoja, en la hoja 1:200.000 de Linares y todo el Campo de Calatrava.

Son muy numerosos en la región los edificios volcánicos, siendo la composición de los productos emitidos melilititas y nefelinitas olivínicas, limburgitas y basaltos olivínicos. Las rocas que forman estos edificios forman pitones, coladas lávicas y depósitos piroclásticos, freato-magmáticos y vulcano-sedimentarios. Estas rocas son en general ricas en olivino, mineral que aparece como pequeños fenocristales. Más raramente se encuentra algún cristal de augita. Estos fenocristales están inmersos en una matriz muy fina constituida esencialmente por piroxenos, plagioclasa y opacos. Como minerales secundarios, aparecen iddingsita, cloritas, ceolitas y calcita (Ramírez *et al.*, en prensa a, b; Monteserín *et al.*, en prensa).

Estos basaltos representan un vulcanismo básico de origen profundo, emplazado sobre la superficie terrestre con gran rapidez, como ha sido puesto de manifiesto por Humphreys *et al.* (2010) basándose en los indicios de actividad carbonatítica en el manto debajo del Campo de Calatrava, como son la presencia de inclusiones de aragonito, junto con calcita y dolomita en olivino, en xenolitos de origen mantélico. La presencia de aragonito incluido en olivino en estos xenolitos, lleva a Humphreys *et al.* (2010) a estimar una profundidad mínima para su origen de entre 100 y 120 km.

Un estudio detallado de estas manifestaciones volcánicas ha sido realizado por Ancochea (1982), quien observa una cierta lineación NE-SO de los focos magmáticos y posteriormente se precisa el modelo petrogenético. Más recientemente, 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.

La actividad volcánica en el Campo de Calatrava comenzó en el Mioceno Superior (8,6-6,4 Ma; Ancochea, 1982). Posteriormente la actividad se reanuda, desarrollándose esencialmente en el Plioceno y Cuaternario Inferior (4,7 a 0,7 Ma.; Ancochea, 1982; Monteserín *et al.*, en prensa).

4 GEOQUÍMICA

4.1 ROCAS PLUTÓNICAS DEL GRUPO MALCOCINADO

El Grupo Malcocinado, se encuentra intruido por pequeños cuerpos plutónicos (La Bomba, Ahillones, Mosquil y Sierra Pedrosa), de nivel de emplazamiento somero que, según Sánchez Carretero *et al.* (1989), estarían relacionados genéticamente con las volcanitas.

Volcanitas y granitos están afectados por una alteración hidrotermal importante, que se manifiesta en modificaciones texturales y mineralógicas, que restringen el uso de parámetros geoquímicos para la caracterización geoquímica y geotectónica (Casquet y Galindo, 2004).

Geoquímicamente, tanto las volcanitas como las rocas intrusivas, son meta-peraluminosas, y constituyen en conjunto una asociación ígnea calcoalcalina pobre en K (Sánchez Carretero *et al.*, 1989).

El Plutón granítico de Ahillones (Schäfer, 1990), presenta un valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{552 \text{ Ma}} = 0,7054$ y una $\epsilon\text{Nd}_{552 \text{ Ma}} = 0,0$, características de una fuente primitiva, con una edad modelo TDM calculada por el método de Borg *et al.* (1990) de 1,25 Ga.

Los datos isotópicos sugieren, según Casquet y Galindo (2004) magmas generados en un ambiente de subducción y con poca a moderada asimilación de corteza continental.

4.2 GRANITO DE LA CARDENCHOSA

Garrote y Sánchez Carretero (1979), realizaron un estudio geoquímico de este plutón. Según estos autores la facies rosa es bastante homogénea, con un contenido en SiO_2 del 69-70% y un 14% de Al; el Fe total (como Fe_2O_3) es del 3.5-4%, el CaO no alcanza el 0.5% y el contenido en K_2O es siempre superior al Na_2O y relativamente alto, 4.5%. La facies de borde es netamente más silíceas (71-75%) y muestra una disminución notable de Fe_2O_3 (0.5-2.1%). Insúa *et al.* (2007), corroboran estos datos, matizando que las dos facies parecen presentar patrones de evolución distintos.

4.3 GRANITO DE LOS ARENALES

El granito de Los Arenales es, desde el punto de vista petrológico y geoquímico, similar a otros granitos en su entorno, tales como Peñas Pardas, Cañada del Gamo y La Cardenchosa (Roldán *et al.*, en prensa). Muestra un quimismo de tendencia alcalina. El macizo de Peñas Pardas muestra altos contenidos en álcalis (9%) y sílice (73,6%) y bajos en calcio (<1%), hierro

(<5 %) y magnesio (<1%). Sus características le asemejan a un granito de Tipo A, o granitos alcalinos anorogénicos (Sánchez Carretero *et al.*, 1989 b).

4.4 ALINEACIÓN MAGMÁTICA DE VILLAVICIOSA DE CÓRDOBA-LA CORONADA

El magmatismo del Complejo Villaviciosa de Córdoba-La Coronada está constituido por un amplio espectro composicional de rocas plutónicas y volcánicas, variando SiO₂ entre 47,3 y 77,1% (Chaumerail, 1975). La mayor parte de estas rocas se proyectan en el campo subalcalino conformando una serie de tipo calcoalcalino con términos ácidos con alto contenido en K₂O (Chaumerail, 1975). Los términos más básicos (SiO₂ < 54%) muestran alto contenido de Al₂O₃ (14-22%; exceptuados algunos términos extremos con hasta 28%, probablemente acumulados de plagioclasa (Casquet y Galindo, 2004).

4.5 VULCANITAS BÁSICAS. CULM VARAS-GUADALBARBO

Armendáriz Dufur *et al.* (2008), analiza muestras de vulcanitas básicas del Culm de Varas-Guadalbarbo, obteniendo los siguientes resultados.

En cuanto a la composición de elementos mayores, la representación en el Diagrama TAS de SiO₂ vs. Na₂O+K₂O (Le Maitre, 1984) indica que son basaltos y andesitas basálticas submarinas. Por otra parte, su representación en el Diagrama AFM (Tilley, 1960; Irvine y Baragar, 1971) muestra un carácter toleítico a toleítico transicional para las mismas. En el diagrama de variación SiO₂ vs. Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977), los basaltos del Guadalbarbo muestran un carácter entre los campos subalcalino y alcalino, mientras que las andesitas basálticas muestran un carácter andesítico. Teniendo en cuenta estas características, esta autora atribuye una afinidad MORB a los basaltos del Culm de Varas-Guadalbarbo.

En cuanto a la composición de elementos traza, la distribución de elementos incompatibles (Ti, Zr, Y, Nb y Sr) representada en los diagramas de Pearce y Cann (1973) para la caracterización tectónica de magmas basálticos, así como en el Diagrama de Pearce y Norry (1979) muestra que los basaltos del Culm de Varas-Guadalbarbo se proyectan en el campo MORB y según el Diagrama Zr-Nb-Y de Meschede (1986) en el campo de basaltos N-MORB. Por otra parte, en el Diagrama de P₂O₅ vs. Zr de Winchester y Floyd (1977) los basaltos del Guadalbarbo muestran un carácter toleítico. Las relaciones Y/Nb y Zr/Nb para los basaltos del Guadalbarbo indican, según Armendáriz Dufur *et al.* (2008) una fuente mantélica muy empobrecida.

Respecto a las tierras raras (REE), la configuración de su espectro normalizada a la composición del condrito, en los basaltos del Guadalbarbo, muestra patrones planos, empobrecidos en LREE y sin fraccionamiento en HREE y con anomalías negativas en Eu muy bajas o inexistentes (Eu/Eu^{*}=0,83-0,99), característicos de basaltos N-MORB. Los diagramas

spider normalizados a N-MORB muestran que estos basaltos tienen configuraciones bastante planas de las HREE y HFSE, similares a las de los N-MORB. Por otra parte, están enriquecidos en LILE (Rb, Ba, K y U), lo que para Armendáriz Dufur *et al.* (2008) reflejaría procesos de alteración post-ígneos o bien su derivación de un manto enriquecido.

Todos estos datos son interpretados por la citada autora, como característicos de asociaciones de *rifting* continental, ocupando los basaltos del Guadalbarbo la zona axial, más evolucionada del *rift*.

4.6 VULCANITAS BÁSICAS DEL CULM DEL GUADIATO

Se trata de vulcanitas básicas intercaladas en la mitad inferior de la sucesión. Una muestra de las mismas fue estudiada por Armendáriz Dufur (2008), obteniendo los siguientes resultados.

En cuanto a la composición de elementos mayores, la representación en el Diagrama TAS de SiO₂ vs. Na₂O+K₂O (Le Maitre, 1984) indica que son traquiandesitas basálticas. Por otra parte, su representación en el Diagrama AFM (Tilley, 1960; Irvine y Baragar, 1971) muestra una afinidad alcalina o calcoalcalina. En el diagrama de variación SiO₂ vs. Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977), estas vulcanitas muestran una afinidad con términos alcalinos evolucionados, posiblemente de un magma alcalino diferenciado enriquecido en Zr y K₂O, según la citada autora.

En cuanto a la composición de elementos traza, el diagrama de variación Zr/Y-Zr de Pearce y Norry (1979), muestra que las vulcanitas del Guadiato se sitúan en el campo continental intraplaca. Por otra parte, en el Diagrama de P₂O₅ vs. Zr de Winchester y Floyd (1977) las vulcanitas del Guadiato se proyectan en el campo alcalino. Están enriquecidas en elementos incompatibles y muestran relaciones Th/Sc más altas e Y/Nb más bajas que los basaltos del Guadalbarbo.

Respecto a las tierras raras (REE), estas vulcanitas presentan un enriquecimiento en LREE y fraccionamiento de HREE, con una anomalía negativa de Eu muy pequeña ($Eu/Eu^*=0,92$), y podrían derivar, según Armendáriz Dufur (2008), de la evolución del fundido de un manto enriquecido similar al que da lugar a los E-MORB. Los diagramas *spider* normalizados a N-MORB muestran un espectro con una configuración parecida a la de rocas volcánicas de asociaciones alcalinas con una fuerte pendiente y una anomalía negativa de Nb muy marcada.

Todos estos datos son interpretados por la citada autora, como característicos de asociaciones de *rifting* continental.

4.7 BATOLITO DE LOS PEDROCHES

Las rocas pertenecientes al Batolito de los Pedroches que afloran en la Hoja presentan contenidos en SiO_2 que varían entre el 67-77%, a excepción de algunos enclaves y diques básicos, que presentan valores menores (56-60%).

Parte de las litologías que constituyen la **Unidad Granodiorítica**: granodiorita, y enclaves, presentan valores de sílice comprendidos entre 66 y 68.5% (algún enclave micromonzogranítico tiene valores mayores), sus contenidos en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) raras veces superan el 8%; encontrándose enriquecidos en CaO ($> 2\%$) y elementos ferromagnesianos (parámetro B ($\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$) > 75). Se trata en general de rocas débilmente peraluminosas, con contenidos en corindón normativo bajos (normalmente inferiores a 2.0), aunque también se encuentran tipos algo metaluminosos, con dióxido en la Norma CIPW (Quesada *et al.*, 2013; Larrea *et al.*, 2013 a, b).

El resto de los litotipos pertenecientes a la Unidad Granodiorítica, así como los pertenecientes a la Unidad Granítica, tienen contenidos superiores al 68,5% en SiO_2 , valores más elevados en álcalis y se encuentran más empobrecidos en CaO y elementos ferromagnesianos ($b < 70$). Son rocas algo más peraluminosas, presentando corindón normativo con contenidos ligeramente más elevados (superiores a 2) (Quesada *et al.*, 2013; Larrea *et al.*, 2013 a).

En cuanto a la **Unidad Granítica**, el Plutón de Mogábar está constituido por rocas ácidas (SiO_2 : 73.12%), generalmente peraluminicas (A/CNK: 1.13), de riqueza baja a moderada en elementos ferromagnesianos ($B_{(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti})}$: 38.4) y ricas en potasio (K_2O : 5.02%) (Carracedo, 1991, valores medios). Tipológicamente son muy similares a los granitoides peraluminicos intrusivos de origen cortical (tipo CCI de Barbarin, 1990).

El Plutón de El Guijo, según Fernández Ruiz (1987) y Fernández *et al.* (1990), muestra también un carácter ácido ($\text{SiO}_2 > 71\%$), peraluminico. Los términos micromonzograníticos muestran un empobrecimiento en MgO , FeO_t , TiO_2 y CaO , que es más acusado en los leucogranitos. Las facies porfídicas muestran un empobrecimiento en Al_2O_3 . Según estos autores, los granitos porfídicos y el micromonzogranito serían miembros evolucionados de una asociación alumino-caféica (Debon y Le Fort, 1983), o granitos de tipo S, derivados de fusión cortical (Chappel y White, 1974).

Donaire *et al.* (1999), muestran para el conjunto del Batolito de los Pedroches, en diagramas de variación de elementos mayores de Harker, un claro salto composicional entre monzogranitos y micromonzogranitos, por un lado y, los granitos biotíticos por otro, que cifran en alrededor del 70% de SiO_2 , la evolución composicional está caracterizada por el descenso paulatino del contenido en Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$, MgO , MnO , CaO y P_2O_5 , y el incremento en el contenido en K_2O . el comportamiento del Na_2O y MnO no describe pautas de variación muy concretas, si bien estos autores muestran también dos tendencias distintas de incremento del Na_2O con el

incremento de SiO₂, produciéndose un salto claro entre los monzogranitos y micromonzogranitos que se agrupan con las granodioritas, por una parte y, por otra los granitos biotíticos y los leucogranitos.

Los elementos traza marcan un comportamiento claramente compatible del V y Zr y un comportamiento incompatible del Rb y Pb, Ba y Sr también muestran un comportamiento compatible aunque con alguna dispersión en el extremo más básico (Quesada *et al.*, 2013).

El Ba muestra un comportamiento muy ligeramente incompatible en los términos granodioríticos, pasando a comportarse como compatible, a niveles de SiO₂ del orden del 68.5%, es decir a partir de los monzogranitos (Quesada *et al.*, 2013). El Sr presenta un espectro de variación parecido al del Ba, con cambio del comportamiento a los mismos niveles de SiO₂ y a partir de las mismas litologías (Quesada *et al.*, 2013).

Los leucogranitos en muchos casos se desvían de las pautas evolutivas definidas para el conjunto estudiado.

Las litologías más básicas (algunos enclaves y diques) no se adaptan bien a las pautas evolutivas señaladas por el resto de las rocas de la asociación magmática.

Donaire *et al.* (1999), encuentran también una clara discontinuidad entre las dos series mostrada anteriormente, mediante diagramas de variación de Harker para el Zr, Hf, Sr y ΣREE, así como mediante diagramas de SiO₂ frente a Fet/(Fet+Mg)₂, TiO₂/Zr, Rb/Sr, Sr/Ba, o Eu/Eu*.

El conjunto litológico define una asociación aluminico-caféica de carácter calco-alcalino, compuesta casi totalmente por términos peraluminosos que conforman un *trend* de variación, con pendiente negativa, que evoluciona desde rocas moderadamente metalumínicas a rocas claramente aluminicas. Los leucogranitos se apartan de esta tendencia definiendo una asociación de tipo aluminoso (de tendencia vertical), que se proyecta enteramente en el campo de los leucogranitos (Quesada *et al.*, 2013; Larrea *et al.*, 2013 a).

4.8 ROCAS ÍGNEAS POSTVARISCAS (CAMPO DE CALATRAVA)

En general, en todo el Campo de Calatrava, se trata siempre de rocas claramente subsaturadas, con olivino y nefelina normativos.

Desde el punto de vista geoquímico, este afloramiento está constituido por rocas de tipos básicos alcalinos.

En este grupo de rocas, muy extendido en el Campo de Calatrava (fuera de la Hoja), el paso de unos tipos a otros (basalto-basanita-nefelinita olivínica-melitita olivínica) se produce con disminución de SiO₂ y Al₂O₃ en los tipos más básicos y con aumento de Mg, Ca, P, Mn y la mayoría de los elementos menores incompatibles (Ba, Ce, La, Nb, Rb, Sr, Y, Zr) (Ancochea e

Ibarrola, 1982; Ancochea, 1999). Na y Ti presentan un máximo en los términos intermedios y Fe_{Total} y Rb permanecen constantes (Ancochea, 1999).

El contenido en elementos traza de todas las rocas de este segundo grupo es típico de magmas intraplaca alcalinos, enriquecidos en elementos incompatibles con respecto al manto (Ancochea, 2004).

En el Campo de Calatrava son frecuentes los enclaves de carácter ultramáfico, incluidos en melilitas olivínicas, nefelinitas olivínicas y leucititas olivínicas, distinguiéndose enclaves sin fases hidratadas (wehrlitas con clinopiroxeno augítico y olivino, y lherzolitas con espinela) y con una o más fases hidratadas (wehrlitas anfibólicas, lherzolitas con anfíbol o con mica y glimmeritas con mica y clinopiroxeno \pm anfíbol (Ancochea, 1983).

Según este mismo autor, la presencia de enclaves ultramáficos y las características geoquímicas de estas rocas (elevado contenido en Ni, alto valor de Mg) indica que estos magmas son claramente de origen mantélico y en muchos casos primarios.

Ancochea (1999) calcula para estas rocas unas condiciones de formación de 27 a 30 kbar de presión y 1.150-1.250° C con contenidos elevados de H₂O en el manto.

5 TECTÓNICA

5.1 INTRODUCCIÓN

La Hoja de Pozoblanco cubre una de las regiones de estructuración más compleja de todo el Macizo Ibérico. Con la excepción de los sedimentos de la Cobertera, que no se encuentran deformados, todas las rocas han sufrido varias etapas de deformación y metamorfismo en la época Varisca, y además, algunas rocas Proterozoicas también durante la Orogenia Cadomiense; asociado a ambas Orogenias se ha producido un importante magmatismo.

En esta Hoja se encuentra el límite de las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena, y aún está en controversia su naturaleza y su trazado; esto ha provocado que esta zona haya sido objetivo de varias tesis, numerosas publicaciones y la ejecución de dos perfiles profundos de sismica de reflexión (IBERSEIS y ALCUDIA; Simancas *et al.*, 2003; Tejero *et al.*, 2008). Los resultados de estos trabajos permiten avanzar en el conocimiento de este sector del Macizo Ibérico (Ver apartado 7.1).

En líneas generales, de Nordeste a Suroeste, se diferencian tres grandes unidades con características tectonometamórficas propias. La Zona Centroibérica, la Unidad Portalegre-Azuaga y la Zona de Ossa-Morena. Esta división obedece a la estructuración varisca, que es el origen de las estructuras mayores.

La Zona Centroibérica tiene dos dominios, el septentrional que corresponde tectónicamente al Dominio de Pliegues Verticales de Diez Balda *et al.* (1990) o Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico de Martínez Catalán *et al.* (2004), cuyo límite meridional es la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2004, 2006). Y el dominio meridional, Dominio de Obejo-Valsequillo, que se extiende desde entre el accidente citado hasta la Falla de Matachel.

La Unidad Portalegre-Azuaga coincide con la Unidad Central de Azor (1994), y en parte con el Corredor Blastomilonítico (Bladier y Laurent, 1974; Burg *et al.*, 1981; Ábalos 1990; Ábalos y Eguiluz, 1991), y la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Burg *et al.*, 1981); estas dos últimas denominaciones son más amplias ya que incluyen todos los materiales con una deformación principal de cizalla, y parte de ellos pertenecen al Dominio de Obejo-Valsequillo (Unidad Alóctona).

La Zona de Ossa-Morena se extiende al Sur de la Falla de Azuaga, y comprende los dominios de Sierra Albarrana y Córdoba-Alanís, de Delgado-Quesada (1971), en el que están representadas las cubetas de Córdoba y Alconera (Perejón *et al.*, 2004).

El Dominio de los Pliegues Verticales de Díez Balda *et al.*, (*op.cit.*) se caracteriza por grandes pliegues de dirección NO-SE de plano axial vertical o ligeramente vergentes al SO. Se produjeron durante la fase principal de deformación varisca y llevan asociado un clivaje, de plano axial, que se desarrolla principalmente en los niveles pizarrosos. El metamorfismo regional asociado a esta deformación es de presiones intermedias, y de grado muy bajo a bajo. El mecanismo de deformación puede ser un acortamiento horizontal perpendicular a la dirección de las estructuras, aunque se citan esquistosidades transectas en los flancos que indican componentes locales de cizalla simple (Aller *et al.*, 1986; Dias y Ribeiro, 1991). En la parte septentrional se superponen otras dos etapas de deformación, una de cizallas dúctiles subhorizontales, y otra de pliegues de gran longitud de onda y dirección NO-SE. En la parte meridional, al Sur de Toledo, los pliegues principales están afectados por una deformación posterior, que produce cambios en su orientación y morfología, que han sido interpretados por superposición de plegamiento o por cizallas dúctiles verticales, N130°E y salto en dirección sinistro (Ortega, 1986; Matas *et al.*, 2005)

La estructura del sector comprendido entre el Valle de Alcudia y la Zona de Cizalla Extensional Puente Génave-Castelo de Vide ha sido estudiada por varios autores, en el sector de Almadén-Guadalmez destacando Almela *et al.* (1962), Saupé (1973) y Martínez Ríos (en Julivert *et al.*, 1983); y las hojas geológicas del plan MAGNA (Mira *et al.*, 1987). Así como los trabajos realizados hacia el Oeste, hasta Sierra Morena oriental. Redlin (1955), Richter (1967), Tamain (1972), Ríos Argües (1977); Márquez Triguero (1961) y Sánchez Cela y Gabaldón (1977) describieron los afloramientos del Carbonífero que rodea al Batolito de Los Pedroches, y, por último, la tesis de Martínez Poyatos (2002), que da una visión de conjunto de esta región.

Los pliegues de primer orden, de NE a SO son: Anticlinal de Alcudia, Sinclinal de Guadalmez, Anticlinal de Santa Eufemia y Sinclinal, o Sinforme según Martínez Poyatos (1997), del Jándula.

Dentro aún de la ZCI, al Sur del Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico se diferencia el Dominio de Obejo-Valsequillo, cuya característica estructural más relevante es que existe una conjunto de unidades alóctonas, con pliegues tumbados vergentes al NE y con un metamorfismo asociado de grado mayor que el regional del Sur de la ZCI. Se separan en este dominio dos grupos de unidades, las alóctonas citadas y una paraautóctona sobre la que se superpone.

En la unidad paraautóctona existe una fase de plegamiento principal que afecta a las rocas del Carbonífero Inferior y que da lugar a pliegues de plano axial vertical. Posteriormente están afectados por otro plegamiento de gran radio y dirección subparalela. El Batolito de los Pedroches está intruido a favor de un pliegue anticlinal de este mismo orden que puede denominarse Anticlinal de los Pedroches.

En las Unidades Alóctonas se reconocen dos fases de plegamiento, una principal que no afecta a los materiales del Carbonífero Inferior, en la que se generan grandes pliegues tumbados vergentes al NE con un cizallamiento dúctil asociado; y otra que afecta al Carbonífero inferior y medio y que da lugar a pliegues de plano axial vertical, crenulación en los materiales precarboníferos y esquistosidad principal en los restantes.

El cabalgamiento que separa ambas unidades corta a los pliegues tumbados y está plegado por los pliegues de primera fase de la unidad paraautóctona.

Este sector, al Sur del Batolito de Los Pedroches, en la mayoría de los trabajos realizados ha sido dividido en dominios (Chacón *et al.*, 1979; Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Apalategui *et al.*, 1985d y 1990), que están separados por fallas. Esta división ha sido mantenida durante la realización de las hojas del plan MAGNA (Apalategui *et al.*, 1983; 1985; a; b; c; d; e; f; g; Contreras Vázquez *et al.*, 2007). El dominio de Obejo-Valsequillo propuesto en esta Hoja, coincide a grandes rasgos con el antiguo dominio de Obejo-Valsequillo (Delgado-Quesada *et al.*, 1977), pero los criterios de diferenciación son distintos y por tanto sus límites. Castro (1988) y Bandrés *et al.* (1999), han descrito la estructura del Valle de la Serena y la explican como una estructura formada en una zona transcurrente producida por cizalla simple.

En la tesis de Martínez Poyatos (2002), el DOV ha sido incluido junto al Dominio Lusitano-Alcúdicico (DCEG), y en ella se propone un modelo tectónico para este sector meridional de la ZCI.

La Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central, Azor 1994) forma parte de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba o Corredor Blastomilonítico. Esta se ha considerado el límite de las Zonas ZCI y ZOM, aunque no existe una aceptación unánime sobre su geometría. Unos modelos interpretan la interpretan como una estructura en flor que determina vergencias opuestas en las zonas adyacentes (Chacón, 1974; y 1979; Chacón *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1990) y que es el resultado de una deformación transpresiva producida durante los tiempos Variscos (Ábalos y Eguiluz, 1991). Burg *et al.* (1981) la describen como un accidente de desgarre puro. Para otros autores (Azor *et al.*, 1993; Azor, 1994), la Zona de Cizalla o Corredor Blastomilonítico constituye un accidente transtensivo, producido por el colapso gravitatorio de una corteza previamente engrosada por el cabalgamiento de la Zona Centroibérica sobre la de Ossa-Morena.

Las diversas interpretaciones se basan en cortes muy diferentes de la estructura interna del propio Corredor. Para Burg *et al.* (1981) se trata de una única fábrica milonítica subvertical. Según Chacón *et al.* (1983) se trata de una fábrica subvertical afectada por pliegues poco apretados vergentes al SO. Apalategui *et al.* (1990) suponen que existen estructuras prevariscas que no describen y proponen una única fábrica varisca subvertical que, hacia el SE, pasa a tener escaso buzamiento. Ábalos (1990) y Ábalos *et al.* (1991) describen una foliación finiproterozoica, que originalmente buzará al NE, un cizallamiento dúctil subvertical varisco

que daría lugar a la transposición local de la foliación anterior, y un plegamiento vertical posterior. Finalmente, Azor (1994) describe una fase principal Varisca, que daría lugar a una foliación milonítica, originalmente con bajo buzamiento al NE, posteriormente plegada por un sistema de pliegues NO-SE y planos axiales de bajo buzamiento al SO, con lo que producirían una verticalización de la foliación milonítica, y un replegamiento tardío subvertical, también de dirección NO-SE.

La Unidad Portalegre-Azuaga o Unidad Central, se caracteriza por una banda de anchura kilométrica, en la que afloran rocas metamórficas de alto grado. Esta banda es una zona de alta deformación y metamorfismo que forma parte de un accidente mayor, la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, la cual separa dos Zonas con estructuras de vergencia opuesta. La unidad se termina en el centro de la Hoja, coincidiendo con la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.

Aunque, como ya se ha visto, la interpretación geodinámica de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Corredor Blastomilonítico) es aún objeto de fuerte controversia, su estructuración interna es bastante sencilla, estando caracterizada por una foliación milonítica o ultramilonítica generalizada, a la que están paralelizados todos los contactos litológicos. La disposición de esta fábrica milonítica es subparalela a los bordes de la Zona de Cizalla y, en general, muestra fuertes buzamientos tanto al NE como al SO o es subvertical. A pequeña escala, la foliación milonítica está afectada por dos sistemas de pliegues tardíos: el primero de ellos con los planos axiales subhorizontales o con bajos buzamientos al SO, y el segundo, de dirección NO-SE y con las superficies axiales subverticales. Por otro lado, la Zona de Cizalla está limitada al norte y al sur por dos importantes fallas con componente de desgarre de (Falla del Matachel al norte, y Falla de Azuaga al sur) que forman parte de una amplia banda de cizalla frágil tardía, que supone la continuación en el tiempo de la deformación dúctil transcurrente.

La Zona de Ossa-Morena presenta una estructuración determinada por una fase de deformación principal que produce un tren de pliegues con el plano axial subvertical o ligeramente vergente al SO y de escala plurikilométrica. También se observan numerosas fallas longitudinales que, aunque han rejugado como desgarres, debieron generarse como cabalgamientos vergentes hacia el SO. Localmente también se observa una fase de plegamiento posterior, homoaxial con la primera, que produce esencialmente cambios en la inclinación de la esquistosidad primaria y pliegues menores sobre los flancos de los pliegues de la fase principal.

A continuación se describen las deformaciones que se reconocen en esta Hoja, ordenadas según su edad.

5.2 DEFORMACIONES PREVARISCAS

En el ámbito de esta Hoja se reconocen varios episodios de deformación Proterozoicos. El más antiguo de ellos es de edad Cadomiense y afecta exclusivamente a las rocas de la Serie Negra, produciendo esquistosidad y metamorfismo. El Grupo Malcocinado se dispone discordante sobre la Serie Negra (Gonçalves, 1971; Santos y Casas, 1980; Azor, 1994) y seguramente fosiliza la esquistosidad Cadomiense. En la parte norte de la Zona Centroibérica, las rocas del Esquisto-Grauváquico del Alcudiense Inferior registran un plegamiento sin esquistosidad ni metamorfismo que está fosilizado por las Series del Alcudiense Superior (Bouyx, 1970; Ortega y González Lodeiro, 1983; Palero, 1991). Además hay que considerar las discordancias intrapaleozoicas de las que la más importante es la del Ordovícico Inferior.

Por otra parte, no se puede descartar que en la Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central) parte de los materiales estén afectados por orogenias prevariscas, pero la intensidad de las deformaciones variscas ha obliterado las estructuras previas, por lo que se describe como un conjunto único (ap. 5.3.2)

5.2.1 Deformación Cadomiense

En el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico en la Hoja de Pozoblanco, los materiales más antiguos aflorantes son los correspondientes al Alcudiense. En él se han diferenciado dos tramos (Tamain, 1972); Alcudiense Inferior y el Alcudiense Superior (no representado en esta Hoja), separados por una discordancia (Redlin, 1955; Bouyx, 1970; Crespo y Rey, 1971; Ortega y González Lodeiro, 1986; Peláez *et al.*, 1986; Palero, 1993; Martínez Poyatos, 2002), habiendo sido el Alcudiense Inferior suavemente plegado, sin esquistosidad ni metamorfismo asociados, antes del depósito del Alcudiense Superior.

Regionalmente se ha descrito que en el DCEG, las rocas del Alcudiense Inferior, de edad Vendiense Inferior, están recubiertas en discordancia angular por la serie del Alcudiense Superior, cuyos términos más bajos son de edad Vendiense Superior (Álvarez Nava *et al.*, 1988), y muestran un plegamiento, no acompañado ni de esquistosidad ni de metamorfismo, pre-Vendiense Superior (Ortega y González Lodeiro, 1983). Las características de estos pliegues son, por el momento, desconocidas, aunque se han descrito interferencias con los pliegues variscos en forma de domos y cubetas (Palero, 1991), por lo que estos pliegues deberían ser aproximadamente ortogonales a los pliegues variscos, es decir, de dirección NNE-SSO.

En el Dominio de Obejo-Valsequillo en esta Hoja, se puede observar que el G. Malcocinado (Ediacárico-Cámbrico inferior) se apoya discordantemente sobre la Serie Negra (Neoproterozoico-Ediacárico) que muestra foliación y metamorfismo Cadomiense que alcanza la facies de los esquistos verdes (Blatrix y Burg, 1981), en Hornachos esta discordancia es angular (Azor *et al.*, 1992).

Por otra parte, existe una discordancia erosiva entre la Fm Torreárboles (Cámbrico inferior) y el G. Malcocinado.

En la Unidad Parautoctona del Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV) (Fig. 1.3), al igual que en todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica (Martínez Poyatos, 1997), los datos obtenidos en esta Hoja y la mayoría de los autores, reconocen la existencia de una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico medio (Groth, 1911; Márquez Triguero, 1961; Puschman, 1967; Pardo y García Alcalde, 1984), poniéndose en contacto mediante una paraconformidad, el devónico inferior, de edad Praguense-Emsiense, con un devónico tardío de edad Frasnense.

En los casos en los que la deformación Varisca ha sido de escasa intensidad, puede reconocerse en las rocas de la Serie Negra una deformación Cadomiense. Así, en el núcleo del Anticlinal de Peraleda, en la Unidad Parautoctona, se observa en estos materiales una esquistosidad y un metamorfismo que no afecta a las rocas Ordovícicas. Esta discordancia ha sido descrita ya por Llopis *et al.* (1970), Capdevila *et al.* (1971), y por Martínez Poyatos (2002). Se caracteriza por una discordancia angular de los conglomerados del Paleozoico con cantos de cuarcitas negras. En la Serie Negra se observa una foliación de tipo esquistosidad que, en los esquistos, es un bandeo tectónico Sc_2 , y en las cuarcitas una fábrica protomilonítica que lleva asociada una lineación de estiramiento. En los esquistos, puede reconocerse en microcharnelas una esquistosidad anterior Sc_1 , formada en condiciones metamórficas de mayor temperatura. Además, esta foliación Sc_2 se encuentra intensamente plegada por un sistema de dirección aproximada N-S que tampoco afecta a las rocas Ordovícicas y muestra claras evidencias de recrystalización estática. Esta recrystalización apoya la interpretación de la edad de esta foliación, obtenida por el método $40Ar/39Ar$ sobre un concentrado de moscovitas, de 550 ± 10 Ma (Blatrix y Burg, 1981) como una edad de enfriamiento posterior a este evento de recrystalización, al que se relaciona con la intrusión del granito de Valsequillo, datado en $587 \pm 2,5$ Ma mediante U-Pb ID-TIMS (Valverde Vaquero *et al.*, en prensa). Parece pues, que, en esta zona, la deformación Cadomiense tuvo un carácter polifásico y se desarrolló, en los niveles actualmente aflorantes, en condiciones de la facies de los esquistos verdes.

Para Quesada *et al.* (1990), el Grupo Malcocinado constituye un complejo vulcanosedimentario sinorogénico, discordante sobre la Serie Negra, y afectado por los eventos tardicadomienses, aunque postdata una deformación sinesquistosa de la Serie Negra (Eguiluz, 1987). En opinión de Quesada (1990), estos eventos tardicadomienses consistirían en esta zona en pliegues verticales de dirección NO-SE que, raramente, irían acompañados de esquistosidad de plano axial. Sin embargo, los pliegues Cadomienses tardíos de dirección aproximadamente NS que afectan en el Anticlinal de Peraleda a la esquistosidad Cadomiense y que no llevan asociada esquistosidad de crenulación, también podrían corresponder a esta etapa.

En la Sierra de Hornachos; al Este de la Hoja, Azor *et al.* (1992b) han demostrado el carácter angular de esta discordancia entre la Serie Negra y el Grupo Malcocinado. En la Unida Alóctona los criterios no están claros, ya que la deformación varisca es muy intensa, las relaciones observadas en las microestructuras (foliación milonítica principal y foliación preservada en los microlitones), son iguales en la Serie Negra y en los afloramientos del G. Malcocinado en Granja de Torrehermosa (Martínez Poyatos (2002).

Por tanto, si la correlación establecida por algunos autores (Quesada *et al.*, 1990; Martínez Poyatos, 2002) entre el Grupo Malcocinado y el Alcudiense Inferior es válida, los pliegues reconocidos en el DCEG podrían ser los mismos que afectan al Grupo Malcocinado y estar relacionados con los últimos movimientos Cadomienses.

En conclusión, existen datos estructurales que confirman la existencia de una deformación cadomiense, acompañada de un magmatismo importante, representado en el Grupo Malcocinado, sus características no están definidas porque solo se conserva en donde las deformaciones variscas han sido de baja intensidad.

5.2.2 Discordancia del Cámbrico Inferior

En la Zona de Ossa-Morena, la Formación Torreárboles, que representa el Cámbrico Inferior más bajo, es discordante sobre los materiales vulcanosedimentarios del Grupo Malcocinado, cuya edad se supone Vendense, si bien regionalmente no se descarta que pueda llegar al Cámbrico basal. Esta discordancia, angular y erosiva, representa la transgresión subsiguiente a la Orogenia Cadomiense y fosiliza toda la deformación de esta edad y el paleorrelieve generado.

5.2.3 Rifting cámbrico

En la Zona de Ossa-Morena se establece un episodio de *rifting* durante el Cámbrico se inicia en la base del tramo carbonatado según Perejón *et al.*, (2004), este proceso varias cubetas tectosedimentarias cada una con una sucesión característica (Cubeta de Córdoba y Cubeta de Alconera).

Para Expósito *et al.* (2002), el metamorfismo de los núcleos de Valungo y Monesterio, no son cadomienses sino relacionados con el episodio de *rifting* de edad cámbrica, a pesar de discrepar con otros autores, para Expósito *et al.* (*op.cit.*) ambos núcleos están relacionados por una zona de cizalla extensional, que desarrolla una deformación milonítica con núcleos de alta T.

Además asociado a este proceso a comienzos del Ordovícico hay en la ZOM un episodio extensional con magmatismo asociado.

El modelo evolutivo propuesto por Azor *et al.* (2004b) (Figura 7.7) para esta región del Macizo Ibérico propone una etapa de *rifting* en el Cámbrico, que da lugar a una compartimentación de la plataforma carbonatada cámbrica, con una intensa emisión de rocas ígneas e intensa subsidencia con depocentros locales. Este proceso extensional pudo llegar a generar zonas restringidas de corteza oceánica en las etapas tardías (Silúrico). Estas rocas de afinidad oceánica aparecen en los límites meridional y septentrional de la ZOM. Por lo tanto para estos autores, durante parte del Paleozoico la ZOM funciona como un fragmento continental separado de la ZSP por el Océano Rheico y de la ZCI (Gondwana) por otro océano diferente. Durante este periodo de *rifting* también intruirían los numerosos granitoides de edad cambro-ordovícica que aparecen en todas las zonas del Macizo Ibérico meridional.

5.2.4 Discordancias del Ordovícico

En toda la Zona Centroibérica el Ordovícico Inferior es discordante sobre su sustrato. Esta discordancia, impropriamente denominada “Sárdica”, es en realidad una doble discordancia, una situada bajo la Cuarcita Armoricana (Ibérica) y la otra bajo el Tremadoc (Toledánica) (Lotze, 1956).

En esta Hoja se reconoce a escala general la discordancia Toledánica en la base de los niveles inferiores del Ordovícico, tanto en el Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico como en el de Obejo-Valsequillo. En el primero, la geometría de los pliegues ha sido descrita por varios autores (Oen Ing Soen, 1970; Ribeiro, 1974 y Roda, 1986). Se trata siempre de una discordancia angular de primer orden, que fosiliza toda la deformación, el metamorfismo y el magmatismo Cadomienses, y marca el límite entre dos hiperciclos tectonoestratigráficos: el Panafricano y el Varisco (San José *et al.*, 1992). Según algunos autores, esta discordancia es producto de una fracturación y un suave plegamiento asociado que tuvo carácter extensional, desarrollado discontinuamente y, posiblemente, en relación con reajustes de accidentes Proterozoicos.

La discordancia Ibérica tiene características variables en esta Hoja. Así, en el flanco sur del Anticlinal de Alcudia y en el Dúplex de Higuera, es una paraconformidad.

En el Anticlinal de Peraleda (Unidad Paraautóctona del DOV), sobre la Serie Negra se encuentra una secuencia azoica de arcosas, pizarras y microconglomerados. Esta secuencia se sigue discutiendo si es Cámbrica inferior o Tremadoc, estando probablemente el límite dentro de ella. En esta Hoja no se ha podido localizar dicho límite por lo que a la secuencia arcósica se le ha atribuido una edad Cambro-Ordovícica. No obstante, cartográficamente en el Anticlinal de

Peraleda, atendiendo a la geometría de las capas, se dibuja una posible discordancia angular, que fosilizaría una fracturación y un débil plegamiento que afectarían a los sedimentos del Cámbrico, probablemente causado por fallas extensionales previas al Ordovícico Inferior.

Regionalmente existe una discontinuidad entre la Caliza Urbana (Caradoc – Ashgill) y las Pizarras de Chavera suprayacentes, pertenecientes al Ashgill terminal (Hirnantense) que se ha relacionado con un evento erosivo glacioeustático (Robardet, 1981; Robardet y Doré, 1988), o bien con fenómenos de inestabilidad tectónica (Pineda, 1987, 1988).

5.2.5 Discordancia del Devónico Superior y Laguna Mesodevónica

En todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica (Martínez Poyatos, 1997), la mayoría de los autores reconocen la existencia de una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico medio (Groth, 1911; Márquez Triguero, 1961; Puschman, 1967; Pardo y García Alcalde, 1984), poniéndose en contacto mediante una paraconformidad, el Devónico inferior, de edad Praguense-Emsiense, con un Devónico tardío de edad Frasnense.

Aunque hay datos contrarios (ver capítulo de Estratigrafía) también en el dominio de Obejo-Valsequillo, al menos en la parte suroriental de la Unidad Paraautóctona, se ha comprobado su existencia. Las relaciones del Devónico superior y del inferior son de paraconformidad y la ausencia del Devónico medio no se debe a una fase de plegamiento.

En las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo y en la ZOM, en cambio, la principal etapa de plegamiento varisca afectó al Devónico inferior, depositándose posteriormente discordantemente el Devónico superior-Carbonífero inferior.

5.3 DEFORMACIONES PRINCIPALES VARISCAS

La Orogenia Varisca se resuelve de distinta manera en las Unidades diferenciadas. En el Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico únicamente se reconoce una fase de deformación principal. En el Dominio de Obejo-Valsequillo también hay diferencias entre la Unidad Paraautóctona y las Unidades Alóctonas; en la primera sólo parece haber una fase principal, mientras que en las segundas se encuentran tres fases. La Unidad Azuaga-Portalegre registra deformaciones que no se produjeron fuera de ella. En la mayor parte de la Zona de Ossa-Morena únicamente se observa una fase de plegamiento principal, aunque en el área de Sierra Albarrana se encuentra un bloque cabalgado que hace aflorar rocas más profundas que están afectadas por, al menos, tres fases de deformación penetrativas.

5.3.1 Zona Centroibérica

5.3.1.1 Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico

La **estructura varisca** del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se caracteriza por la existencia de pliegues de primera fase varisca posteriores al depósito del Carbonífero inferior, subverticales sin una vergencia bien definida, salvo en un sector situado entre el Anticlinal de Alcudia y el Batolito de los Pedroches (antiformes de Sierra Madrona y Santa Elena), donde muestran vergencia al sur (Capote y Hernández-Enrile, 1969, Charpentier, 1976, Ríos Aragües, 1977, Martín Parra *et al.*, 2004, 2006).

En esta área se reconoce una sola fase de deformación principal, que consiste en un plegamiento con planos axiales de dirección NO-SE subverticales, que produce estructuras de longitud de onda y amplitud kilométricas. Los ejes de estos pliegues son subhorizontales o exhiben inmersiones menores de 30°, tanto al NO como al SE. Esta fase se produjo en condiciones de metamorfismo inferiores al grado bajo, con un gradiente de presiones en el límite bajo-medio (Martínez Poyatos, 2002).

Los pliegues de esta fase principal afectan a las rocas del Carbonífero Inferior y son fosilizadas por los materiales del Estefaniense (Coullaut *et al.*, 1987),

Estructuras mayores. De Norte a Sur se reconocen dos estructuras. Anticlinal de Alcudia y Sinclinal de Guadalmez (Figura 5.1). Estos pliegues que tienen un desarrollo regional, en la Hoja sólo aparecen una parte de la terminación occidental del sinclinal y un sector del flanco meridional del anticlinal.

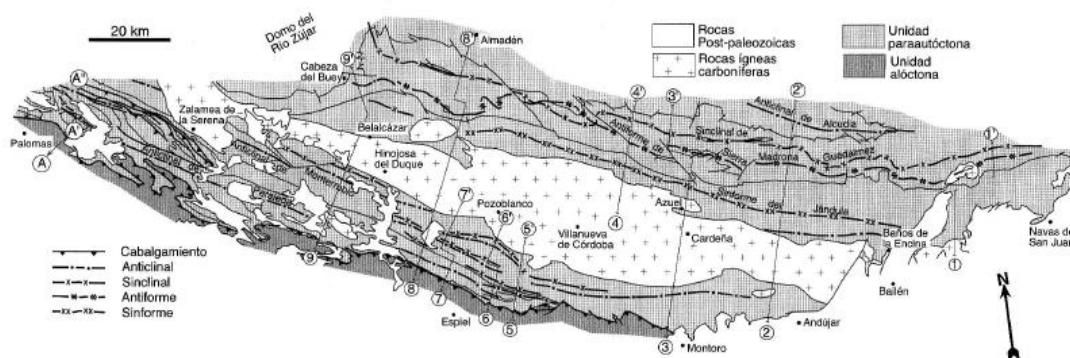


Figura 5.1.- Estructuras principales de la Unidad Parautoctona (Tomada de Martínez Poyatos, 1997)

El Anticlinal de Alcudia tiene una longitud de más de 160 km, en su núcleo afloran rocas del Complejo Esquisto-Grauváquico. Es un pliegue cilíndrico de dirección N110°E, con ligera vergencia hacia el Sur y eje subhorizontal o con una suave inclinación hacia el SE; el flanco

septentrional buza 40-60° hacia el Norte, mientras que el flanco meridional es vertical o ligeramente inverso (Oeste de Santa Eufemia).

El Sinclinal de Guadalmez se extiende por el Sur paralelo al anterior, de longitud similar, es un pliegue cilíndrico, con ligera vergencia al Sur, el plano axial buza 60-70° al Norte y su eje es subhorizontal con cabeceos.

Estructuras menores. Los pliegues menores asociados a esta fase de deformación son de escala decamétrica a métrica, paralelos a los pliegues mayores, varían desde pliegues abiertos a cerrados. Los pliegues en las capas competentes apenas presentan engrosamiento en las charnelas, y son de las clases 1B y 1C de Ramsay (1967).

Acompañando a estos pliegues, se desarrolla, en las litologías apropiadas, una foliación de plano axial que presenta direcciones subparalelas a los pliegues y se encuentra normalmente vertical. Esta foliación es siempre una microestructura tectónica primaria, y presenta distintas características según la litología. En general y dado su carácter anquimetamórfico, suele ser un clivaje grosero espaciado y poco continuo. Al microscopio, se observa que está definido por planos de acumulación de material insoluble y micas clásticas alineadas, evidenciando procesos de disolución por presión y rotación mecánica de las micas, que son mecanismos de formación del clivaje característicos del grado metamórfico más bajo. La foliación tiene una dirección media N90-140°E y buzamientos subverticales, si no está afectada por pliegues posteriores.

La intersección de la estratificación con la foliación da lugar a una lineación de intersección que es paralela a los ejes de los pliegues y, por tanto, muestra sus mismas direcciones y cabeceos (N90-140°E). No se ha observado lineación de estiramiento.

Según Martínez Poyatos (2002) el mecanismo de formación de la fase principal fue por aplastamiento.

Pliegues posteriores a la fase principal.

En el sector comprendido entre el Anticlinal de Alcudia y la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide (Figura 1.3), los pliegues de primera fase posteriores al Carbonífero inferior con vergencia al sur, están plegados por pliegues aproximadamente coaxiales, de gran amplitud, de superficie axial subvertical (Ríos Aragües, 1977; Martínez Poyatos, 1997, Martínez Poyatos, *et al.*, 2001, Martín Parra *et al.*, 2004, 2006), relacionados con el desarrollo de la Cizalla. Muestran ejes subhorizontales y ángulo entre flancos de 140-160°, cuyo efecto más visible es invertir ligeramente los flancos cortos de los pliegues previos que mostraban una pequeña vergencia suroeste.

Uno de estos pliegues afecta al flanco meridional del Sinclinal del Guadalmez, descrito por Martínez Poyatos (2002), como Antiforme de Sierra Madrona (Figura 5.1). Son pliegues que se extienden en decenas de km, tienen geometría cilíndrica, flancos de buzamiento medio y eje

subhorizontal. No desarrollan ningún tipo de foliación ni lineación de estiramiento, y pliegan la foliación principal.

5.3.1.2 Dominio de Obejo-Valsequillo

La **estructura varisca** del DOV comprende un estrecho conjunto de Unidades Alóctonas bordeando el contacto con la Zona de Ossa-Morena (Fig. 1.3), caracterizada por una intensa deformación de edad devónica y una Unidad Paraautóctona al NE (Martínez Poyatos, 1997; Martínez Poyatos *et al.*, 1998; Martínez Catalán *et al.*, 2004). Después de producirse la sedimentación del Culm las Unidades Alóctonas cabalgan hacia el NE sobre la Unidad Paraautóctona, siendo ambas unidades posteriormente deformadas por pliegues de orientación NO-SE, verticales a moderadamente vergentes al S. finalmente se producen, fallas de desgarre de dirección NO-SE.

5.3.1.2.1 Unidad Paraautóctona

Las características de la deformación Varisca en esta Unidad, son muy similares a las del Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico. Como en el caso anterior, sólo se reconoce a escala general una única fase de plegamiento subvertical y de dirección NO-SE, que también produce estructuras de orden kilométrico.

La diferencia más importante es la presencia de una serie de cabalgamientos dirigidos hacia el NNE que estructuran toda esta Unidad en escamas o láminas imbricadas y que, seguramente, tienen que ver con el desarrollo del cabalgamiento de las Unidades Alóctonas.

Estructuras mayores. Los pliegues mayores son, el Anticlinal de Monterrubio, el Anticlinal de Peraleda, el dúplex de Higuera de la Serena, el Anticlinal de Los Pedroches y el Sinclinal del Jándula (Figura 5.1).

El Anticlinal de Monterrubio está situado al Sur del Batolito de Los Pedroches y se extiende a lo largo de 60 km, estando cortado en ambos extremos por intrusiones plutónicas; es cilíndrico, de plano axial subvertical o ligeramente vergente al NE y el eje es subhorizontal. El flanco meridional buza 40-50° hacia el SO, y el septentrional llega a estar vertical.

El Anticlinal de Peraleda, es una estructura más compleja, ya que se le superpone un anticlinal de segunda fase y tiene los flancos fallados. Se extiende en más de 140 km con una dirección N120°E, en su núcleo llega a aflorar la Serie Negra, en Peraleda de Zaucejo y el Grupo Malcocinado, representado por el Conglomerado de Valsequillo. Aparece también en el sector de Oliva de Mérida (NO de la Hoja). En el cierre periclinal noroccidental del Anticlinal, se observan pliegues a escala hectométrica plegados, sin estructuras menores.

El pliegue de primera fase (Anticlinal del Calatraveño) que se observa en la terminación suroriental, es un pliegue cilíndrico con el plano axial subvertical, y el eje, por su longitud probablemente subhorizontal, aunque en La Canaleja (cierre periclinal del A. Calatraveño, buza 30° al SE). El Dúplex del Valle de La Serena ha sido interpretado por Castro (1988) y Bandrés *et al.* (1999) como un sistema imbricado de cabalgamientos causados por un sistema transpresivo dentro de una zona de cizalla sinistra de gran escala, en un medio dúctil-frágil. Se reconocen hasta siete *horses* separados por cabalgamientos, que desarrollan bandas de cizalla de longitudes kilométricas, de potencias métricas a decamétricas, con morfologías sinusoidales; presentan criterios cinemáticos de falla inversa vergente al NE y salto en dirección izquierda. Desarrollan una fábrica planolinear, con una foliación gneísica a protomilonítica, que en las zonas de máxima deformación da lugar a milonitas, ultramilonitas y filonitas. La lineación de estiramiento mineral definida por fenoclastos de cuarzo y feldespato fracturados y orientados. En el contexto de esta Hoja esta zona de cizalla sinistra está relacionada con la primera fase varisca. Para Martínez Poyatos (2002) este Duplex formaría parte de las Unidades Alóctonas que aflora aquí como un klippe en el labio hundido de la tardía Falla de La Calera.

El Culm de Los Pedroches presenta al Norte del Batolito pliegues de vergencia estructural hacia el SO, y al Sur del Batolito con vergencia al NE (Martínez Poyatos 2002). El más definido es el Sinforme del Jándula. Son pliegues de longitudes kilométricas, con plano axial subvertical. Por tanto, según este autor, el Batolito intruye en una gran estructura anticlinal formada durante la primera fase de deformación.

Al S del Batolito (SE de Alcaracejos), aflora una estrecha banda de gneises cuarzofeldespáticos, de dirección NO-SE, cuya posición entre los materiales carboníferos del Culm, únicamente se explica por una fractura de gran desplazamiento. Este accidente podría ser un cabalgamiento hacia el NE que exhumase rocas del muro de la cuenca. Sería accidentes del mismo modelo que el Duplex de La Serena, difíciles de localizar en la monótona serie del Culm, y que ayudarían a explicar el espesor del Culm en el flanco meridional del antiforame.

Estructuras menores. Las estructuras menores son similares a las del Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico; el clivaje de plano axial de los pliegues tiene aquí un desarrollo más generalizado y más penetrativo, en general hay un incremento de la deformación, y por tanto del desarrollo del clivaje, de SE a NO. En la parte noroccidental también se encuentra un aumento de la deformación de NE a SO. En las áreas de baja deformación el clivaje sólo se encuentra bien desarrollado en las litologías pelíticas, donde tiene las características de un clivaje pizarroso aunque algo espaciado; en las areniscas es un clivaje grosero muy poco penetrativo, espaciado y discontinuo. En las áreas más deformadas del NO, el clivaje tiene un desarrollo generalizado y se encuentra incluso en rocas relativamente competentes como las calizas y algunas vulcanitas; en las rocas pelíticas tiene las características de un clivaje pizarroso continuo,

en las areniscas, un clivaje espaciado continuo y en las calizas una foliación definida por el aplastamiento de los granos de carbonato. Las condiciones de formación de este clivaje varían de la anchura en la parte suroriental, con la fábrica definida por orientación de micas clásticas y planos de acumulación de óxidos, al grado bajo en el extremo noroccidental, donde el clivaje está definido por microlepidoblastos de mica blanca y clorita que evidencian ya procesos de recrystalización. Al igual que en el Dominio anterior, la intersección del clivaje y la estratificación produce una lineación que es sensiblemente paralela a los ejes de los pliegues. En sectores limitados al N del Batolito (Belalcázar) se ha observado que el clivaje de plano axial transecta los ejes de los pliegues menores, lo que apunta a una componente transcurrente de la fase principal.

Por otro lado, en gran parte de los materiales del Culm adyacentes al contacto norte del Batolito de los Pedroches, existe un clivaje de crenulación de bajo buzamiento, a veces asociado a pliegues centimétricos que afectan al clivaje principal. La dirección de este clivaje es paralela al contacto del batolito y el buzamiento es siempre pequeño ($<40^\circ$) tanto al norte como al sur. Las relaciones entre la blastesis de los minerales de la aureola de contacto del batolito y esta crenulación, es compleja. Según Carracedo (1991) la crenulación es posterior a la aureola de las granodioritas y según este mismo autor y Mira *et al.* (1987) es sin-postcinemática a la blastesis producida durante la intrusión de los plutones graníticos posteriores a la granodiorita. Estas relaciones blastesis-deformación, unidas a la relación espacial existente entre la banda de crenulación y el borde norte del batolito, permiten establecer que la intrusión del mismo es posterior a la fase principal y que la crenulación estaría relacionada con la intrusión forzada de los granitos tardíos.

Los pliegues de esta fase principal afectan a las rocas del Carbonífero Inferior y son fosilizadas por los materiales del Estefaniense, lo que coincide con el dato de que la blastesis de las corneanas que rodean al Batolito de Los Pedroches es posterior a la foliación principal (Carracedo, 1991).

Estructuras posteriores a la fase principal. Estas estructuras no tienen una repartición homogénea, y son de naturaleza variable, lo que le confiere a este dominio unas características propias, las estructuras más destacables son las siguientes.

Pliegues de segunda fase, son pliegues aproximadamente coaxiales a los de la primera, de gran amplitud, de superficie axial subvertical y que acentúan las estructuras de primera fase. Sólo se aprecia la excepción en la terminación periclinal noroccidental del Anticlinal de Peraleda, en donde se invierte la serie y aparecen los materiales ordovícicos en el núcleo de los sinformes, cuyos ejes adoptan un trazado sigmoidal. Deduciéndose que el Anticlinal de Peraleda es una superposición de anticlinales con ejes ligeramente oblicuos y los primeros con vergencia NE.

Banda de crenulación de Monterrubio de La Serena, que se extiende desde el Anticlinal de Monterrubio y el Batolito de Los Pedroches, se trata de un clivaje de crenulación con lineación de intersección asociada y pliegues de pequeña escala. Tiene una dirección N110-125°E y buza 70-80°N, en las areniscas es plano axial de pliegues abiertos vergentes al Sur con longitud de onda decimétrica a métrica; en las pizarras es un clivaje de crenulación grosero con microplegamiento de longitud de onda milimétrica a centimétrica.

Cabalgamientos del Valle de la Serena, en conjunto, los cabalgamientos parecen organizarse en un sistema imbricado que alcanza su mayor expresión en el Dúplex de Higuera de la Serena al NO de la Hoja. En el Dúplex de Higuera se encuentran potentes bandas miloníticas con lineación de estiramiento bien desarrollada, dispuesta con una inclinación de unos 45° hacia el NO, en las que abundan los indicadores cinemáticos (estructuras SC y colas asimétricas de feldespatos) que evidencian un sentido de movimiento inverso y sinistro.

Deformaciones asociadas al Batolito de Los Pedroches. El buzamiento del borde Norte buza al NE con valores medios, el meridional es subvertical o superior a 60° al SO, localmente al NE. Por otra parte en las rocas encajantes del Norte del Batolito existe un clivaje de crenulación de dirección y buzamiento paralelos al contacto, que desarrolla pliegues milimétricos en la foliación principal. Según Mira *et al.* (1987) y Carracedo (1991), la blastesis producida durante la intrusión de la granodiorita es posterior a la foliación principal y anterior a la crenulación, mientras que la blastesis producida en la intrusión de los plutones graníticos es sin-postcinemática respecto de la crenulación. Estas relaciones permiten establecer que el emplazamiento del Batolito es posttectónico respecto a la foliación principal, y que la crenulación está relacionada con la intrusión de los magmas graníticos tardíos.

Posteriormente, toda la Unidad Paraautoctona está cortada por accidentes de dirección NO-SE, con buzamientos más o menos fuertes al suroeste, aunque en algunos tramos se encuentran verticalizados. Los accidentes llevan asociada una banda de deformación de espesor métrico a decamétrico en la que se encuentran rocas miloníticas y filoníticas y brechas de falla. En general han rejugado posteriormente con carácter mucho más frágil, ya que también pueden encontrarse harinas de falla.

Algunas de las grandes fallas transcurrentes, como la de Zalamea-Canaleja o la de La Calera, tienen componente transcurrente, que pueden ser cabalgamientos rejugados. La relación entre los pliegues y fallas es compleja, porque las fallas omiten todos los pliegues sinclinales de primer orden, aunque son claramente posteriores ya que cortan claramente las estructuras mayores (pliegues y cabalgamientos), como es el caso del Anticlinal de la Sierra del Oro y Dúplex de Higuera de la Serena al NO de la Hoja, y son posteriores a las estructuras menores asociadas. Esto puede explicarse si los pliegues y los cabalgamientos iniciales están relacionados, y los primeros comenzaran a generarse como pliegues de propagación de falla

siendo posteriormente cortados por los cabalgamientos en la zona que deberían ocupar los sinclinales. En conjunto formarían una megaestructura de transporte tectónico hacia el NE que, posteriormente, vería bloqueado el movimiento tangencial y el acortamiento continuaría por reaplastamiento de la estructura conjunta de pliegues y escamas, con verticalización y rejuegos transcurrentes de los cabalgamientos.

Deformaciones asociadas al Batolito de Los Pedroches. El Batolito de Los Pedroches está constituido por dos conjuntos plutónicos mayores. El primero y más extendido a la escala del Batolito es principalmente granodiorítico (Unidad Granodiorítica de Los Pedroches) y el segundo es granítico (Unidad Granítica de los Pedroches) (Lalieux, 1983; Larrea, 1987; Carracedo, 1991; Defalque *et al.*, 1992; Fernández *et al.*, en prensa; Larrea, 1998; Larrea *et al.*, 2004). Asociados a estos conjuntos plutónicos hay varios haces de diques de composición intermedia y ácida (Carracedo *et al.*, 1997, Martín Parra *et al.*, 2000).

En primer lugar se produce una importante intrusión de un sistema de diques de composición intermedia con direcciones NNE-SSO a NNO-SSE que dibujan sigmoides por la evolución de las fracturas tensionales que rellenan, con buzamientos próximos a 90° y espesor métrico a decamétrico. Este sistema solo corta a la Unidad Granodiorítica (Martín Parra *et al.*, 2000), correspondiendo sus hastiales a fracturas frágiles muy netas, hecho que sugiere que la fracturación de su encajante y su inyección tuvo lugar cuando aquel estaba ya completamente cristalizado y relativamente frío, esto último también indicado por la existencia de bordes de enfriamiento en algunos de los diques (Quesada *et al.*, 2013).

Están muy representados a escala del batolito donde llegan a definir un denso haz con una anchura máxima de 5 km y una extensión total del sector en que se inyectaron del orden de 10-15% en dirección ortogonal a su alargamiento (Quesada *et al.*, 2013).

Posteriormente, se emplaza un sistema de diques de pórfidos graníticos, que es uno de los rasgos estructurales más importantes del Batolito de Los Pedroches. Está constituido por dos haces principales de diques de más de 120 km de longitud y 10 km de anchura, y algún haz menor, que cortan al sistema de diques anterior. Tienen una dirección principal NO-SE, buzando unos 90° y un espesor de varios metros, representando una extensión total del sector en que se inyectaron del orden de 20-50% en dirección ortogonal a su alargamiento (Quesada *et al.*, en 2013, Larrea *et al.*, 2013 b).

Su dirección forma un ángulo de 15 a 20° en el sentido horario con el eje de la Unidad Granodiorítica y tiene la misma dirección que los plutones de la Unidad Granítica (Martín Parra *et al.*, 2000). Su intrusión está relacionada con la intrusión de los plutones de la Unidad Granítica.

En el contacto norte del batolito, en el límite de esta Hoja con la de Linares, se observa una fábrica orientada aproximadamente en dirección ONO-ESE buzando unos 50° al NE, denominada Zona de Cizalla de Conquista (Carracedo *et al.*, 1994; Aranguren *et al.*, 1997), que afecta a las

granodioritas, pero no a los plutones de la Unidad Granítica. Se trata de una fábrica planar, milonítica, variablemente intensa, desarrollada en condiciones de alta temperatura, con posterioridad a la cristalización de la roca (Larrea *et al.*, 2013 a). La anchura visible de esta banda de deformación dúctil es de unos 100 metros (Palero y Delgado-Quesada, 2008), y su cinemática corresponde a la de un desgarre transtensional dextro.

Larrea *et al.* (1996 b, 1999 b) y Carracedo *et al.* (1994, 1997) caracterizan el régimen tectónico regional como transtensivo dextro gobernado por desgarres maestros subverticales, de orientación ONO-ESE. Aranguren *et al.* (1997) proponen también un modelo de emplazamiento de estos dos sistemas de diques, en un régimen transtensivo de carácter dextro, activo durante el emplazamiento de todo el Batolito de Los Pedroches, de modo que los diques de composición intermedia se emplazarían a favor de fracturas, de tipo Riedel, R', mientras que los diques graníticos se emplazarían por las fracturas tipo R. En esta Hoja, se propone que el sistema de diques de composición intermedia que corta a la Unidad Granodiorítica responde a fracturas tensionales de un régimen transtensivo de carácter dextro con dirección paralela a la del Batolito, mientras que el sistema de diques de pórfidos graníticos, que corta tanto a la Unidad Granodiorítica como al sistema de diques de composición intermedia, produce un desplazamiento en estos últimos coherente con un régimen extensional de dirección de extensión NE-SO.

En las rocas encajantes del Norte del Batolito existe un clivaje de crenulación muy tendido, de dirección y buzamiento paralelos al contacto, que desarrolla pliegues milimétricos en la foliación principal, así como dos sistemas conjugados de *kink bands* que indican un acortamiento próximo a la vertical y extensión próxima a la dirección N-S (Palero y Delgado-Quesada, 2008).

Según Mira *et al.* (1987) y Carracedo (1991), la blastesis producida durante la intrusión de la granodiorita es posterior a la foliación principal y anterior a la crenulación, mientras que la blastesis producida en la intrusión de los plutones graníticos es sin-postcinemática respecto de la crenulación. Estas relaciones permiten establecer que el emplazamiento del batolito es posttectónico respecto a la foliación principal, y que la crenulación está relacionada con la intrusión de los magmas graníticos tardíos en un régimen regional extensional (Larrea *et al.*, 2013 b).

Posteriormente al emplazamiento de los sistemas de diques descritos, la mitad occidental del Batolito de Los Pedroches fue fracturado en un régimen frágil con cizalla dextra, desarrollándose venas tensionales de direcciones comprendidas entre NNO-SSE y NNE-SSO de longitud kilométrica y 0,5 a 20 m de espesor, rellenas de brechas de colapso de cuarzo y barita, subsecuentemente silicificadas y en algunas ocasiones de carbonato cálcico o sulfuros de Pb y Zn (Martín Parra *et al.*, 2000).

El relleno de carácter hidrotermal de estas fracturas, tiene su desarrollo más importante cuando éstas transcurren a través, o en la inmediata vecindad, del Batolito de Los Pedroches, lo que

probablemente significa que la fracturación debió comenzar a generarse cuando el Batolito todavía representaba una anomalía térmica positiva respecto de su encajante metasedimentario, existiendo una importante circulación hidrotermal que se habría visto favorecida por la propagación de estas fracturas (Quesada *et al.*, 2013). La mayor parte de los numerosos indicios mineros que existen en el batolito y su entorno, aparecen en relación con el relleno hidrotermal de las fracturas de esta etapa tardía de deformación varisca.

5.3.1.2.2 Unidades Alóctonas

Este conjunto de Unidades muestra una evolución estructural y metamórfica mucho más compleja que su autóctono, lo que da una idea del desplazamiento que ha sufrido. Aflora en todo el borde SO del dominio de Obejo-Valsequillo. En la parte occidental de la Hoja (Oeste de La Coronada) está separada de la Unidad Portalegre-Azuaga mediante la falla normal izquierda de Machel; al Este de La Coronada La Unidad Portalegre-Azuaga se interrumpe, y su terminación suroriental está oculta bajo el complejo ígneo carbonífero de la Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada. Más al SE, las fallas tardías ponen en contacto directamente las Unidades Alóctonas con materiales de la Zona de Ossa-Morena (Cuña de Villaviciosa). El límite NE de las Unidades Alóctonas es un cabalgamiento que las superpone sobre la Unidad Paraautóctona.

En estas Unidades se han reconocido varias fases de deformación sucesivas, la primera y principal da lugar a pliegues tumbados con vergencia NE y cizallamiento simple dúctil; le sigue una fase de cabalgamientos con vergencia NE; un plegamiento de plano axial subvertical y un sistema de fallas tardías de dirección NO-SE. Excepto la primera, todas las demás afectan al Carbonífero. Este esquema se acepta en los trabajos realizados, sólo permanece una discrepancia, mientras que para algunos autores (Pérez Lorente, 1979; Apalategui *et al.*, 1985), la fase de cizalla que da lugar a la foliación milonítica es una fase de crenulación sobre otra anterior; para Azor (1994) y Martínez Poyatos (2002) la foliación milonítica está relacionada con la primera fase y principal.

-Fase de deformación principal. En esta fase se formaron grandes pliegues isoclinales tumbados, sinquistosos de dirección NO-SE y vergentes hacia el NE, cuyos ejes están subhorizontales. Para algunos autores (*op. cit.*) asociado a estos pliegues, existe un cizallamiento simple dúctil de dirección NO-SE. Asociado a esta deformación hay un metamorfismo de grado medio o en el límite bajo-medio, en el sector del Embalse de Puentenuevo y Cerro Muriano se alcanza el mayor grado con andalucita y sillimanita.

-Fase de cabalgamientos. Todas las unidades están cabalgadas hacia el NE por un sistema de cabalgamientos imbricados, si bien la mayoría de las superficies de cabalgamientos han rejugado por el sistema tardío de fallas NO-SE. Se conserva bien el cabalgamiento basal de las Unidades

Alóctonas, plegado y con desarrollo de estructuras menores en la unidad cabalgante. Parte de este sistema también se observa al NE de Villaharta.

La edad de la deformación principal está comprendida entre el Devónico inferior y el Carbonífero inferior. La falla de Matachel es posterior a los pliegues tumbados y sincinemática con las facies Culm. Y la fase de cabalgamientos se ha podido datar como Serpukhoviense, ya que genera la Cuenca del Kilva de esa edad.

Estructuras mayores. Obviando posibles estructuras Cadomienses que no han quedado preservadas, la primera deformación que se encuentra es una fase de plegamiento recumbente con vergencia NE, que produce grandes pliegues tumbados de escala kilométrica, con flancos inversos que llegan a alcanzar longitudes de hasta 15 km (Azor, 1994, Martínez Poyatos, 2002). Debido a la superposición de otras fases y a la intensa fracturación tardía que afecta a las Unidades Alóctonas, los grandes pliegues de esta fase no se reconocen directamente en la cartografía. En la prolongación hacia el oeste de estas unidades, en el sector de Hornachos, los autores anteriores han reconocido dos grandes pliegues: el Anticlinal de Puebla de la Reina y el Sinclinal de Hornachos (Figura 5.2). En la zona entre El Hoyo y Espiel también parece existir un pliegue anticlinal de segundo orden (Martínez Poyatos, 1997). Excepto cuando están reaplastados, los pliegues de la primera fase son relativamente abiertos, con ángulo entre flancos de 65 a 110°, con las charnelas redondeadas y con los ejes subhorizontales en dirección NE-SO.

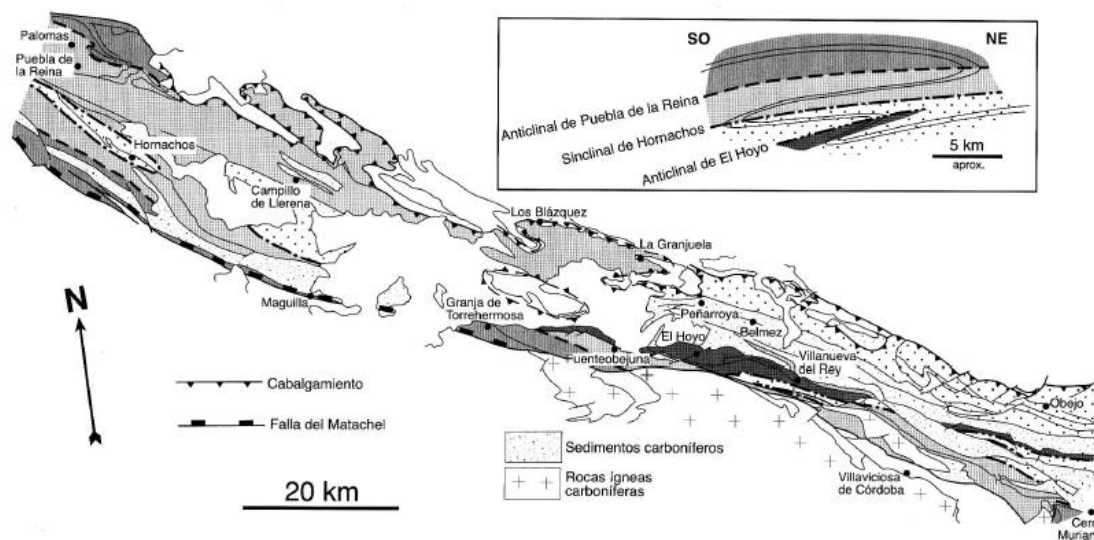


Figura 5.2.- Pliegues tumbados y cabalgamiento de las Unidades Alóctonas. Tomada de Martínez Poyatos (2002)

Pliegues menores. Los pliegues menores asociados a esta fase de deformación son de tamaño centimétrico a decamétrico paralelos a los pliegues mayores, son pliegues apretados o isoclinales, con ángulo entre flancos bajo; y con engrosamiento de la charnela, pertenecen a las clases 2 y 3 de Ramsay (1967), según Martínez Poyatos, *op. cit.* (Figura 5.3).



Figura 5.3.- Pliegue asociado a la fase de deformación principal, disruptado por deformaciones posteriores.

Foliaciones asociadas. La fase de deformación principal tiene asociada una fábrica planar o plano-linear, que es plano axial de los pliegues tumbados. La fábrica planar es un clivaje grosero o un clivaje pizarroso según la litología. Este clivaje parece estar más desarrollado y mejor definido en los flancos inversos de los pliegues que en los flancos normales. Las condiciones metamórficas en las que se forma se sitúan en la parte baja del grado bajo e incluso en la anquizona. Normalmente la S_1 está definida por planos de acumulación de óxidos y orientación preferente de microlepidoblastos de mica blanca, clorita y, en algún caso, pequeñas biotitas, con una recristalización de la roca más o menos completa.

En algunas zonas de estas unidades, se encuentra superpuesta a la fábrica S_1 una deformación que produce una fuerte esquistosidad de crenulación S_2 (según los autores citados), que muchas veces llega a borrar toda evidencia de la fábrica anterior, y que, en las rocas cuarcíticas tiene las características de una foliación milonítica y está acompañada por una lineación de estiramiento. Esta foliación tiene una disposición subhorizontal o con pequeños buzamientos en sentidos muy variados debido a los replegamientos posteriores. La lineación en cambio, presenta una distribución muy constante, en dirección NO-SE y con pequeñas inmersiones al SE, seguramente debido a que es coaxial con los pliegues posteriores y por tanto no llegan a plegarla significativamente. En muchas de las rocas afectadas por esta foliación las evidencias de deformación rotacional son frecuentes: estructuras SC, microcizallas, crenulaciones extensionales, colas asimétricas en porfiroclastos, etc., en todos los casos, estas estructuras indican un movimiento de bloque de techo hacia el Sureste, tal como ya pusieron de manifiesto Azor (1994) y Martínez Poyatos (1997), aunque estos autores atribuyeron esta deformación a la primera fase. Por tanto, parece que esta foliación constituye la fábrica de una

zona de cizalla subhorizontal, de espesor kilométrico y de la cual no aflora la base (Figura 5.2, representada por la trama más oscura meridional)).

La distribución areal de esta foliación está mal conocida. Durante la realización de este trabajo se ha encontrado en la zona de Campillo, afectando a las rocas Devónicas de la base de las Unidades Alóctonas; también se ha encontrado en la Sierra del Ducado, al NNE de Granja de Torrehermosa, para saltar a continuación al sur de la banda del Guadiato, afectando a los esquistos y cuarcitas del Hoyo y a gran parte de la Serie Negra, prolongándose sin solución de continuidad hasta el área de Cerro Muriano. Las fallas y los pliegues posteriores dificultan reconstruir la geometría de esta banda de deformación, no obstante, parece aflorar a favor de antiformes y hundirse en dirección SE, según Martínez Poyatos (2002)

Las condiciones metamórficas de desarrollo de esta fábrica S_2 varían mucho según los diversos sectores geográficos y también varían según el grado de desarrollo de la fábrica. En efecto, en el área considerada, el grado metamórfico crece de NO a SE, desde la parte baja de los esquistos verdes hasta la parte alta del grado medio, en condiciones de estabilidad, primero de andalucita y luego de sillimanita. Por otro lado, en muchas muestras se observa que durante el desarrollo de la foliación milonítica o filonítica se produce una retrogradación de las paragénesis sincinemáticas con la esquistosidad de crenulación y con las de estadios tempranos de la deformación milonítica.

Aunque los datos actuales son claramente insuficientes, el hecho de que el metamorfismo aumente de grado en la dirección del movimiento y de que, aparentemente, durante el desarrollo de la deformación se produzca una evolución desde condiciones de presión relativamente alta (paragénesis con granate-distena) a otras de presión baja (con andalucita-sillimanita), permite sugerir que esta zona de cizalla podría constituir un accidente de carácter distensivo, similar a los que se encuentran en otras regiones de la cadena (Diez Balda *et al.*, 1995; Escuder *et al.*, 1995).

Esta segunda fase de deformación afecta a las rocas del pre-Devónico Inferior y no a los depósitos del Carbonífero Inferior en facies Culm, por lo que su edad es Devónico Medio-Superior.

Otra posibilidad a tener en cuenta es que esta cizalla afecte a materiales con un metamorfismo previo de alta T, correlacionable con el de la Sierra Albarrana en la ZOM.

Fase de cabalgamientos. El Cabalgamiento Basal de las Unidades Alóctonas sobre la Paraa autóctona aflora desde Retamal, al oeste, hasta Adamuz, al sureste, de manera prácticamente continua excepto en la zona de la llanura de Maguilla, donde está cubierto por el Terciario. En algún segmento del área de Espiel parece estar rejugado como falla inversa de alto ángulo. En la mitad occidental, el cabalgamiento se sitúa sobre rocas Devónicas, mientras que hacia el SE pasa a apoyarse sobre el Carbonífero Inferior, por lo que parece que es ligeramente ascendente en este sentido respecto al bloque de muro. Respecto al bloque de techo la situación es inversa,

afectando a las rocas del Grupo Malcocinado en el extremo suroriental y, hacia el NO, mediante una rampa lateral en el sector de Espiel, asciende a los niveles Ordovícicos y, posteriormente, a los Devónicos. Toda la traza del cabalgamiento está jalonada de rocas de falla de carácter frágil, aunque muchos de los fragmentos de las brechas tectónicas son de rocas miloníticas y en las rocas más pelíticas se desarrollan filonitas de carácter dúctil-frágil. En la base tectónica de los Micasquistos y Cuarzoesquistos (unidad 43 de la cartografía) que aflora al SE el cabalgamiento Basal da lugar a unos 5-10 m de milonitas que desarrollan un bandeado tectónico, separado en la cartografía MAGNA como cuarcitas tableadas. Martínez Poyatos (2002) deduce a partir de estrías de falla y pseudoestructuras SC, una dirección de movimiento hacia el NE. La edad del cabalgamiento es Serpukhoviense, puesto que afecta a los materiales inferiores del Culm y da lugar a la Cuenca sintectónica del Kilva.

Segunda fase de plegamiento. Finalmente, se encuentra una tercera fase de deformación que produce el plegamiento de todas las estructuras anteriores según un sistema de grandes pliegues de dirección NO-SE y plano axial subvertical, con los ejes de inmersión variable en función del buzamiento de las estructuras anteriores pero, en general, subhorizontal. En el área noroccidental se encuentran grandes antiformes y sinformes relativamente abiertos, en cambio, hacia el SE, se encuentran suaves pliegues al norte del Guadiato, y pliegues de pequeña longitud de onda pero muy apretados al sur de la banda Carbonífera.

En algunos casos, con relación a estos pliegues, se produce una débil esquistosidad de crenulación, sobre todo cuando afectan a rocas con esquistosidad de segunda fase que presentan una fábrica muy penetrativa. Esta fábrica, se desarrolla siempre en condiciones de muy bajo grado metamórfico, produciendo una retrogradación generalizada de las asociaciones minerales anteriores.

Por otra parte, estos pliegues afectan a los sedimentos del Carbonífero Inferior, constituyendo la mayoría de sus afloramientos sinformes de esta fase (Maguilla, Campillo, Guadiato) y afectan también al Cabalgamiento basal de las Unidades Alóctonas, como lo demuestra la presencia de semiventanas de la Unidad Paraautóctona (Norte de Espiel y N de Peñarroya). Por tanto, su edad es post-Viseense y su desarrollo se prolongó al menos hasta el Westfaliense B-C, pues sedimentos de esta edad de la banda del Guadiato fueron también afectados.

Más aún, esta fase de deformación produce estructuras iguales, con la misma orientación y el mismo estilo, a las que se encuentran en la Unidad Paraautóctona (fase de plegamiento principal), por lo que puede deducirse que se trata de la misma fase de deformación producida después del emplazamiento de las Unidades Alóctonas sobre la Paraautóctona. Puesto que en la Unidad Paraautóctona la intrusión del Batolito de los Pedroches es posterior al clivaje que acompaña los pliegues principales, esta fase debe ser de edad Westfaliense Superior.

Por otra parte Eguiluz *et al.* (2005) describen la Zona de Cizalla de Campillo cuyas dimensiones cartográficas son de 1-3 km de anchura y más de 100 km de longitud. Esta Zona de Cizalla constituye, junto con el Corredor Blastomilonítico (Unidad Portalegre-Azuaga más el sector meridional de las Unidades Alóctonas), una banda de deformación intracontinental a escala regional que afectó a una porción considerable del SO del Macizo Ibérico. En esta Hoja, se han seguido los criterios estructurales de Martínez Poyatos (2002), que interpreta la estructuración por cizalla causada por los pliegues tumbados de la primera fase, ya en que la banda de cizalla de Campillo, sólo se recoge una parte de la deformación de cizalla del sector meridional de las Unidades Alóctonas. Para Eguiluz *et al.* (2005). Las rocas características de la banda de cizalla son de grano fino a muy fino, con texturas miloníticas y ultramiloníticas generalizadas variables según la litología. En las cuarcitas y lilitas la matriz muestra una orientación preferente definida por bandas de cuarzo recrystalizado en subgranos orientados oblicuos a las mismas, lo que proporciona criterios cinemáticos de cizalla sinistral. En las rocas cuarzofeldespáticas existe una matriz de grano fino en la que aparecen granates subhedrales milimétricos muy fracturados y parcialmente alterados a mica blanca, asociados a lechos de sillimanita fibrosa y moscovita. Los feldespatos, tanto la plagioclasa como la ortosa, constituyen porfiroclastos heterométricos fracturados y deformados y presentan sombras de presión asimétricas indicativas de una cinemática de salto en dirección izquierda. Las metavulcanitas dan lugar con frecuencia a ultramilonitas, aunque las condiciones de deformación predominantes corresponden a temperaturas relativamente bajas. Finalmente las metabasitas (dioritoides) aparecen milonitizadas, con anfíboles elongados y parcialmente alterados, aunque se conservan zonas sigmoidales alargadas preservadas de la deformación (Figura 5.4).

Según los autores citados, los accidentes como la Zona de Cizalla de Campillo permitieron la estructuración de la ZOM como un orógeno transcurrente con una gran proliferación de fallas de desgarre y la yuxtaposición de estructuras cartográficas sigmoidales. Asimismo habrían condicionado la sedimentación a lo largo del Paleozoico, en particular la de los sedimentos carboníferos, así como los rasgos cartográficos principales.

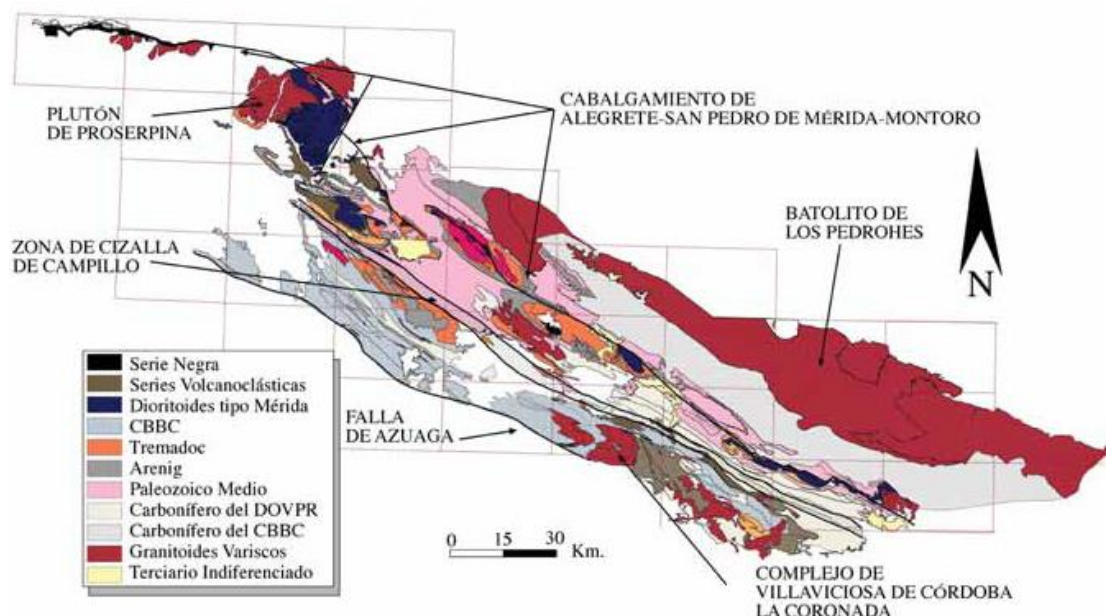


Figura 5.4.- Esquema cartográfico del Corredor Blastomilonítico (CBBC) y del DOV con el trazado de la Zona de Cizalla de Campillo (tomada de Eguluz *et al*, 2005)

5.3.1.3 Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide

Como ya se ha indicado anteriormente separa los dominios del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) y de Obejo-Valsequillo (DOV) de la Zona Centroibérica (Figura 1.3).

Fue identificada primeramente en el borde S del Plutón de Santa Elena (Larrea, 1987) y caracterizada en la hoja MAGNA de Venta de Los Santos (Matas *et al.*, 2009). Posteriormente ha sido cartografiada a lo largo del borde S de la Zona Centroibérica, a lo largo de 400 km, desde Puente Génave (al E de la Hoja de Linares y fuera de la misma) en su extremo SE, a Castelo de Vide (Portugal) en su extremo NO (Martín Parra *et al.*, 2004, 2006).

Esta zona de cizalla es en la mayor parte de su recorrido paralela a los pliegues de la primera etapa de deformación Varisca (D_1) en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica, con una dirección NO-SE que cambia progresivamente a E-O y OSO-ENE en su extremo oriental (Figura 1.3). Discurre por la parte septentrional de la vecina Hoja de Linares, con dirección E-O girando a NO-SE en su borde occidental y en la Hoja de Pozoblanco, por la que discurre en su esquina NE y por el borde septentrional, dejando tramos pequeños en la cartografía.

Se han reconocido solamente relaciones de corte entre la zona de cizalla y los pliegues previos, en unas pocas localidades (Martín Parra *et al.*, 2004, 2006).

En el área de la Hoja de Linares, la zona de cizalla llega a separar rocas ordovícicas en el muro de las del Devónico-Carbonífero inferior en el bloque de techo. En el sector oriental de la citada hoja, las rocas del muro están intruidas por el Plutón de Santa Elena. En este, se observa como aumenta la deformación de norte a sur, pasando de prácticamente sin deformación en su mitad septentrional, a ir teniendo una orientación deformativa que en general buza al norte, en su sector

central, y a la existencia de zonas de cizalla dúctil-frágil con desarrollo de foliación milonítica, tanto en los granitos como en los enclaves metasedimentarios en su borde meridional (Martín Parra *et al.*, 2004).

Los materiales situados inmediatamente bajo la zona de cizalla, no muestran en general más que un replegamiento con foliación de plano axial de primera fase, en grado muy bajo, recrystalizada por metamorfismo de contacto en las proximidades del plutón.

La zona de cizalla en su mayor parte, está marcada por una banda de pizarras carbonosas (ampelíticas) de edad Silúrico, las cuales al E de Santa Eufemia, y desde El Centenillo (en la Hoja de Linares) durante decenas de kilómetros, hasta Puente-Génave (fuera de la Hoja) contienen andalucita de contacto, y están filonitizadas (Martín Parra, *et al.*, 2004). Esta zona de cizalla buza hacia el S unos 30°. En este sector, el límite S de la aureola de contacto, relacionada con el Plutón de Santa Elena, coincide con el del trazado del techo de la zona de cizalla extensional.

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 silúrico-devónica y el Carbonífero inferior (Culm), llegando a apoyarse directamente los materiales del Culm sobre las pizarras ampelíticas andalucíticas filonitizadas del Silúrico.

La naturaleza de las rocas de falla y de los indicadores cinemáticos varían a lo largo de la zona de cizalla (Martín Parra *et al.*, 2006). Al O de Santa Eufemia un tramo de esta Cizalla ha sido cortado por una falla inversa tardía que corta un anticlinal vergente al SO, probablemente por rejuegos tardíos sobre la zona de cizalla.

Asociada a esta zona de cizalla, se observan milonitas y filonitas, que en la Hoja de Linares, afectan tanto al borde meridional del Plutón de Santa Elena (Figura 5.5), como 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, 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 rellenas de cuarzo y/o clorita, y colas de presión asimétricas (Figura 5.6), indican un criterio cinemático de carácter extensional con movimiento de bloque de techo hacia el sur (Martín Parra *et al.*, 2004, 2006).

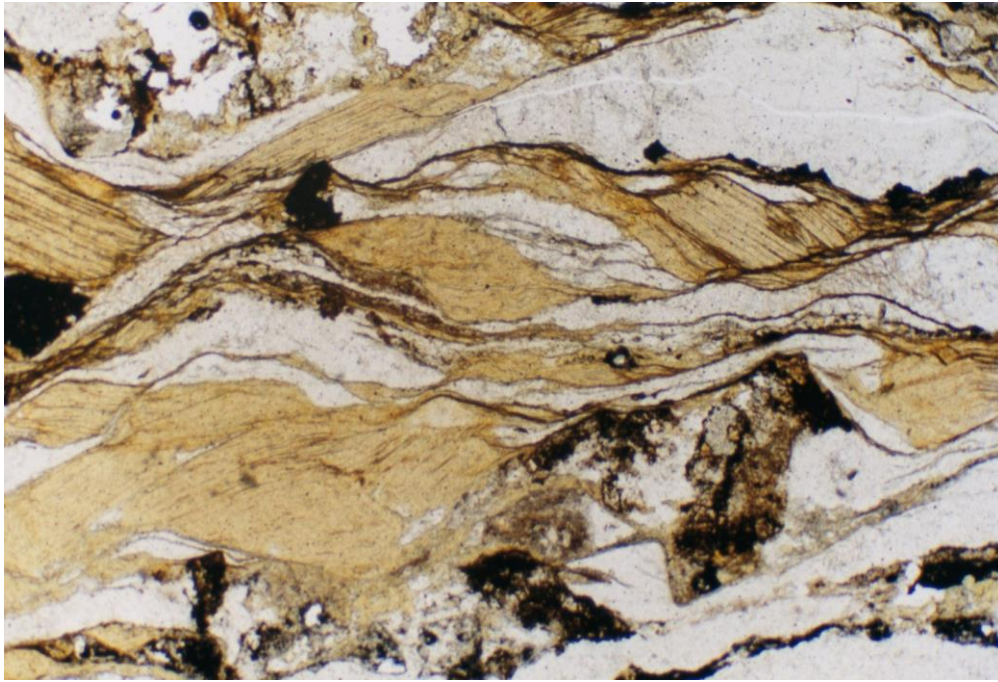


Figura 5.5.- Imagen al microscopio de la deformación de la Zona de Cizalla PG-CV afectando al borde S del Plutón de Santa Elena (Hoja de Linares).

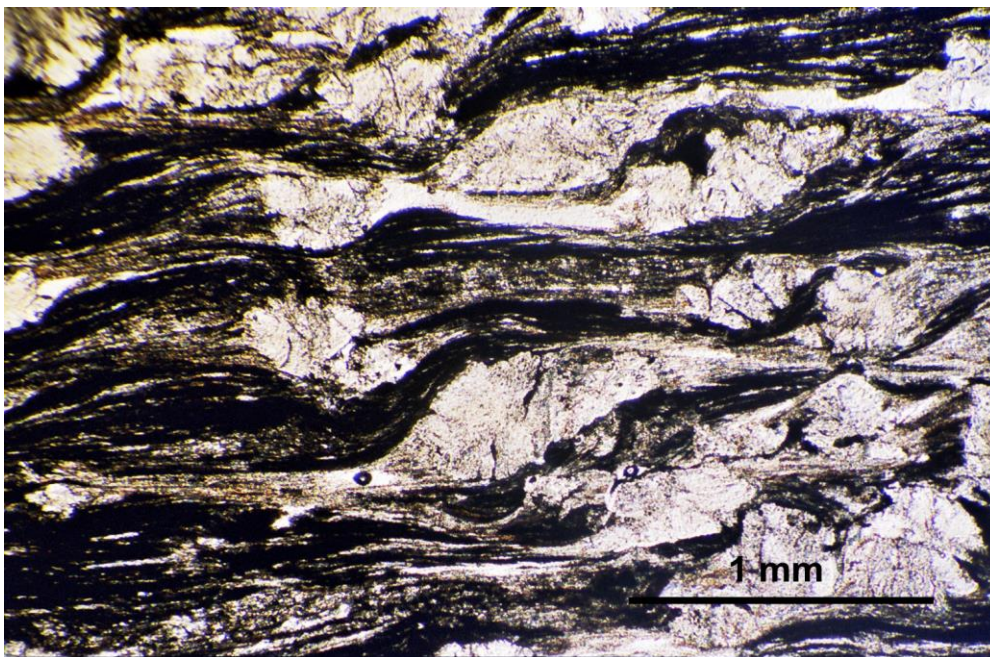


Figura 5.6.- Pizarras ampelíticas, andalucíticas filonitizadas, con la foliación de cizalla rodeando a las andalucitas (quiasmolitas) con desarrollo de colas de presión asimétricas (Hoja de Linares).

La deformación de esta zona de cizalla se atenúa hacia el NO, como se deduce de las estructuras menores asociadas que son muy variadas. Por ejemplo, el emplazamiento, en un sector

de la Hoja de Linares, de una red de diques de cuarzo en el bloque de muro y en la zona de cizalla, de direcciones entre E-O y N100°E unos y N-S a N30°E los otros, se interpreta como formados bajo el mismo campo de esfuerzos que generó la zona de cizalla, pero una vez que la cizalla hubo cesado. El primer sistema se correspondería con grietas tensionales de la dirección principal de extensión de la zona de cizalla, mientras que el segundo lo sería con una extensión menor en la dirección del eje intermedio de esfuerzos (Martín Parra *et al.*, 2006).

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, por Montero *et al.* (en prep.); 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).

5.3.2 Unidad Portalegre-Azuaga- (Unidad Central)

La estructura interna de esta unidad se caracteriza por la presencia generalizada de fábricas miloníticas producidas por un cizallamiento dúctil transcurrente con sentido sinistral. Esta deformación por cizalla tuvo lugar durante la Orogenia Varisca, y se desarrolló en condiciones desde mesozonales hasta epizonales, produciéndose una retrogradación progresiva en las rocas afectadas por ella.

Algunos autores han propuesto una evolución poliorogénica para esta unidad (también denominada Corredor Blastomilonítico), (Ábalos, 1990; Ábalos y Eguiluz, 1991; Ábalos *et al.*, 1991), que básicamente supondría la existencia de una estructura previa a la deformación varisca, generada en el Proterozoico terminal (Orogenia Cadomiense), y consistente en un apilamiento de láminas cabalgantes hacia el S, cada una de ellas con una historia tectonometamórfica diferente.

En el área estudiada, la intensidad de la deformación por cizalla varisca dificulta el reconocimiento de estructuras anteriores, que, de existir, habrían quedado casi totalmente obliteradas por la milonitización.

Para Azor (1994) la estructura de la Unidad Portalegre-Azuaga (UPA) o Unidad Central, es consecuencia fundamentalmente de un intenso cizallamiento dúctil, que ocurre en una fase principal, que generó una fábrica planolinear muy penetrativa en todas las rocas de la UPA. La fábrica planolinear está plegada por dos fases de crenulación tardías.

Los límites actuales de la UPA son sendas fallas situadas al SO (Falla de Azuaga) y al NE (Falla de Matachel) que cortan su estructura interna.

Como ya se ha indicado, la estructura más patente en todo la UPA es una fábrica milonítica, plano-linear, desarrollada en todo tipo de litologías. Ocasionalmente pueden observarse también fábricas puramente lineares.

Puesto que existen algunas diferencias en cuanto a las estructuras presentes en las rocas de la mitad meridional de la UPA (Ortogneis de Higuera de Llerena, Serie Negra, Gneises de Azuaga y Anfibolitas de Las Mesas) y en la mitad septentrional, los metasedimentos (Fm Atalaya de Chacón, 1979) y el Ortogneis de Las Minillas, se describirán ambos sectores por separado.

En el sector o subunidad meridional de la UPA, la foliación milonítica aparece a escala macroscópica como una anisotropía planar muy penetrativa, que en muchos casos va acompañada de un bandeo composicional. Sobre ella puede observarse una lineación mineral, más o menos marcada, que define la dirección de máximo estiramiento. Localmente se pueden apreciar también bandas de cizalla de tipo "C" (Berthè *et al.*, 1979) con sentido de desplazamiento sinistral.

Al microscopio, se pueden observar texturas desde protomiloníticas hasta ultramiloníticas. Generalmente la foliación presenta una geometría más o menos anastomosada, definida por cintas o *ribbons* de cuarzo, micas orientadas, o alternancias de bandas cuarzofeldespáticas y micáceas. A veces se encuentra afectada por las mencionadas bandas de cizalla "C". Suelen aparecer también, en proporción variable, porfiroclastos feldespáticos redondeados y “peces” de mica (Lister y Snoke, 1984).

En este sector meridional, la foliación presenta normalmente buzamientos entre 60° y 80° hacia el NE, y la lineación mineral tiende a disponerse en posición subhorizontal, con ligera inmersión hacia el NO.

No aparecen pliegues a escala cartográfica relacionados con el episodio de cizalla dúctil transcurrente, pero sí se observan con cierta frecuencia pliegues a pequeña escala, que suelen ser especialmente abundantes en la banda de ortogneises leucocráticos de grano fino. Se trata de pliegues apretados a isoclinales, con una orientación de los ejes variable desde casi horizontal hasta próxima a la vertical. Suelen ser pliegues asimétricos, que cuando tienen ejes de tendencia vertical presentan asimetría de tipo S. En ocasiones doblan a la foliación y desarrollan una nueva foliación de plano axial; otras veces son pliegues intrafoliares. Ambos tipos de pliegues pueden ser generados durante un mismo proceso de deformación por cizalla.

Entre los elementos estructurales que habitualmente son utilizados como criterios cinemáticos para determinar el sentido de cizalla (Hanmer y Passchier, 1991), pueden verse en este sector fábricas S/C, estructuras de rotación inversa, porfiroclastos alados de tipo σ , y pliegues con asimetría de tipo S. La lineación de estiramiento muestra una dirección media NO-SE y una inclinación media subhorizontal. El sentido de movimiento que se deduce es sinistro, cuando la foliación buza fuertemente; o de techo hacia el NO, cuando la foliación buza moderadamente hacia el NE. El sentido de desplazamiento sinistral, de acuerdo con la posición espacial de la foliación milonítica y la lineación de estiramiento, supondría un movimiento

esencialmente transcurrente, con ligera tendencia al hundimiento hacia el NO del bloque de techo nororiental.

En la parte N de la UPA, las dos litologías presentes (metasedimentos o Fm de La Atalaya y el Ortogneis de Las Minillas) poseen también foliaciones de tipo milonítico. En contraposición al anterior, en este sector la foliación se encuentra verticalizada o con fuerte buzamiento al SO. El Ortogneis de Las Minillas presenta una fábrica plano-linear semejante, en parte, a la de otros ortogneises de la mitad S de la UPA (o Corredor Blastomilonítico, con lineaciones subhorizontales. Sin embargo, en su encajante, las lineaciones poseen orientaciones y buzamientos variables.

Además, en las rocas metasedimentarias se puede reconocer al microscopio la existencia de una foliación anterior a la foliación milonítica, que en gran parte se encuentra obliterada por ésta.

En afloramientos de metasedimentos situados en la prolongación noroccidental de la UPA, dentro de la Hoja de Maguilla y al SO de dicha población, se pueden reconocer también con claridad al menos dos generaciones de pliegues a pequeña escala. Los más antiguos (más difícilmente observables) son de tendencia isoclinal, mientras que los segundos son apretados, con charnelas onduladas que buzando ligeramente al NO, y con la foliación principal milonítica en posición de plano axial. En algunos puntos se pueden ver también dos lineaciones superpuestas, una buzando al NO y otra al SE.

Se supone que la deformación registrada en el Ortogneis de Las Minillas se debe exclusivamente al cizallamiento transcurrente sinistral, como así lo evidencia la posición subhorizontal de la lineación y el sentido de cizalla indicado por las bandas de cizalla ("C"). Si se admite la edad Ordovícica calculada para este ortogneis (ver apartado de petrografía), hay que concluir que la deformación que posee debe ser exclusivamente varisca.

Las diferencias estructurales entre el Ortogneis de Las Minillas y su encajante, y, en particular, la fase de deformación registrada en éste, con anterioridad a la fábrica principal milonítica, podría ser explicada atribuyendo dicha fase previa a la Orogenia Cadomiense (anterior a la intrusión del ortogneis), aunque en el estudio aquí realizado no se han obtenido datos que permitan corroborar esta suposición.

Otro tipo de estructuras, más tardías, que se pueden observar en la Unidad de Portalegre-Azuaga son ligeras inflexiones o pliegues asimétricos que afectan a la fábrica principal, produciendo variaciones en su orientación o buzamiento, y dando lugar a la aparición local de clivajes de crenulación. En algunos casos llegan a ser estructuras de escala cartográfica, como ocurre con el pliegue abierto que se observa en la banda de ortogneises leucocráticos al NE de Berlanga. Azor (1994) ha indicado la presencia de dos generaciones de pliegues tardíos, la primera generación consiste en pliegues poco apretados con plano axial buzando al SO; la

segunda generación son pliegues algo más apretados y con plano axial subvertical. Son homooxiales entre sí y de eje paralelo a la lineación de estiramiento (NO-SE). Las estructuras menores relacionadas son pliegues menores y clivajes de crenulación escasamente penetrativos y con metamorfismo de bajo grado o muy bajo grado asociados

La evolución final de la deformación varisca en esta Unidad está ligada al desarrollo de un episodio de cizallamiento transcurrente en condiciones frágiles, también con sentido de desplazamiento sinistral, que será descrito en un apartado posterior.

Según Azor (1994) la estructura de la Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central) está producida principalmente por una fase de deformación, que se puede describir como una zona de cizalla dúctil de dirección NO-SE, buzamiento original hacia el NE, lineación de estiramiento subhorizontal y movimiento del bloque de techo hacia el NO. Los indicadores geométricos cinemáticos y metamórficos indican que esta zona de cizalla, fundamentalmente lateral izquierda, tiene una componente extensional, que provocó la exhumación de la UPA. La fábrica asociada al cizallamiento es plano-linear, aunque a veces es puramente linear. La foliación tiene una dirección muy constante, NO-SE y buzamientos muy variables debido al plegamiento posterior. Sin embargo, el perfil sísmico IBERSEIS ha mostrado que el buzamiento general de la foliación principal es hacia el NE, situándose la Unidad por debajo del borde meridional de ZCI (Simancas *et al.*, 2003).

5.3.3 Zona de Ossa-Morena

La estructura del sector de la Hoja que pertenece a la Zona de Ossa-Morena es, en líneas generales, bastante sencilla, y las únicas complicaciones o discontinuidades que aparecen en ella se deben a la compartimentación producida por una serie de fallas de desgarre y a las particularidades existentes en el área de Sierra Albarrana, lo que ha motivado que en numerosos trabajos este sector haya sido diferenciado como un dominio distinto del resto de la Zona de Ossa-Morena (Delgado-Quesada, 1977).

En efecto, la Unidad de Albarrana-Azuaga muestra una secuencia de fases de deformación distinta que en el resto de la Zona de Ossa-Morena, seguramente por estar afectado por una cizalla en el flanco suroccidental del núcleo de Albarrana (en consecuencia se describe aparte).

La estructura varisca de la Zona de Ossa-Morena ha sido establecida por Expósito (2000), consiste en grandes estructuras con una directriz general NO-SE y una vergencia hacia el SO. El metamorfismo es de bajo a muy bajo grado, excepto en tres bandas de orientación regional, en donde aparecen rocas de grado medio y alto, que de Sur a Norte son: banda metamórfica de

Aracena, núcleos metamórficos de Valungo, Monesterio y Lora del Río, y Unidad de Albarrana-Azuaga.

Las primeras estructuras variscas son grandes pliegues tumbados de orientación NO-SE, constituyen un tren de pliegues apretados vergentes al SO, con longitud de onda y amplitud de varios kilómetros, caracterizados por el adelgazamiento de los flancos y el engrosamiento de las charnelas. Este plegamiento se desarrolló en condiciones de grado bajo y lleva asociada una fábrica planar o débilmente plano-linear, consistente en un clivaje pizarroso de plano axial de los pliegues, sobre el que se desarrolla a veces una lineación mineral o de estiramiento poco marcada, que forma casi siempre un alto ángulo con los ejes de los pliegues (Expósito *et al.*, 2002). Los pliegues tumbados están cortados por un sistema de cabalgamientos que se generaron a continuación con la misma vergencia hacia el SO, en un régimen frágil-dúctil. Con los datos más recientes sobre la estructura cortical de la ZOM se pone de manifiesto que estas estructuras se enraízan en niveles medios de la corteza. Sólo en el borde SE están representados estos cabalgamientos, los otros probables como el meridional de la Unidad de Unidad de Albarrana-Azuaga, o el meridional de la Unidad Loma del Aire, están cortados por el sistema de fallas longitudinales post-Estefaniense NO-SE

El edificio estructural formado por los pliegues tumbados y los cabalgamientos sufre un colapso que queda reflejado por los depósitos olistostrómicos que aparecen en la base de las Grauvacas y pizarras de Terena Superior de edad carbonífera (flanco meridional del Anticlinorio de Monesterio). Este colapso afectó a todo el Macizo Ibérico meridional en el Carbonífero inferior (Munhá, 1983; Oliveira, 1990; Simancas *et al.*, 2003), detectado en la ZCI en la Falla de Matachel y la creación de la cuenca Culm (Azor, 1994; Martínez Poyatos, 2002). Las fallas asociadas a esta fase en la ZOM, muestran componentes en dirección lo que se puede integrar en una tectónica regional transtensiva cuya estructura más importante es el cizallamiento extensional oblicuo que tuvo lugar en el contacto entre la ZOM y ZCI en el Carbonífero inferior (Azor *et al.*, 1994; Simancas *et al.*, 2001).

Todas las estructuras anteriores y los depósitos sinorogénicos asociados están deformados por pliegues de dirección NO-SE, de plano axial subvertical, su forma varía desde abiertos a apretados, y producen una foliación de plano axial en las lutitas sinorogénicas y una crenulación en la foliación de plano axial de los pliegues tumbados. Esta fase coincide con la detectada en ZCI. Posteriormente tienen lugar las fallas tardivariscas, con dos familias relevantes, una de fallas inversas de bajo ángulo que pueden ser respuestas tardías a la etapa de acortamiento; y otra familia de dirección NO-SE de fallas subverticales de salto en dirección izquierdo, a la que pertenece la Falla de Azuaga que limita por el Norte a la ZOM.

Dentro de la Hoja, se reconoce una fase de deformación principal con desarrollo generalizado y una fase de crenulación posterior con mucha menor entidad.

Estructuras mayores. Todos los materiales atribuidos a la ZOM de la Hoja forman parte del flanco septentrional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio. Afloran en bandas estrechas separadas por las fallas tardías citadas, que presentan series estratigráficas diferentes. Aunque el salto de las fallas es importante, estas diferencias sólo se pueden explicar considerándolas como láminas tectónicas con vergencia SO, con importante desplazamiento, difícil de estimar por la fracturación tardi-varisca, estructuración que se confirma en el perfil de sismica IBERSEIS.

En consecuencia las estructuras que pueden observarse son pliegues de plano axial subvertical y ejes subhorizontales de dirección NO-SE, y una serie de fallas de desgarre que rejuegan cabalgamientos vergentes al SO. Hay que señalar que, hacia el NO, en la zona de Usagre y Llerena, Apalategui *et al.* (1983 a y b) y Azor (1994) encuentran pliegues atribuibles a la fase principal con el plano axial subhorizontal o con suave buzamiento hacia el NE, doblados por pliegues verticales de la fase de crenulación. Sin embargo, en todo el ámbito de esta Hoja, los pliegues de la fase principal tienen el plano axial subvertical o con fuerte buzamiento hacia el NE. Estos pliegues son de longitud de onda y amplitud kilométricas, con morfología de pliegues cerrados o apretados (ángulo entre flancos de 30 a 70°) y con las charnelas cilíndricas.

Estructuras menores. Con relación a los pliegues se encuentra una fábrica planar de dirección NO-SE y generalmente subvertical, aunque puede presentar orientaciones y buzamientos distintos debido a la interferencia con la fase de crenulación y al arrastre producido por las fallas tardías. Esta fábrica tiene las características de un clivaje pizarroso en los materiales pizarrosos, que está definido por la orientación de los materiales micáceos (mica blanca, clorita y, a veces, biotita). En los materiales más competentes como rocas volcánicas, areniscas, metagranitos y calizas, el clivaje es más grosero, con una disposición en dominios y microlitones y es, generalmente, espaciado y discontinuo. Las condiciones térmicas durante esta fase fueron de grado bajo o muy bajo. En ningún punto actualmente aflorante se llegó a las temperaturas de crecimiento del granate (excepto en la Unidad de Albarrana-Azuaga). Las condiciones de presión han sido estimadas por López Munguira *et al.* (1991) en unos 4 kbar a partir del contenido fengítico de las micas blancas.

La intersección entre la estratificación y la foliación principal es casi siempre visible debido a que los pliegues no son muy apretados, y presenta una dirección NO-SE y una inclinación subhorizontal o con pequeñas inmersiones tanto al NO como al SE, sensiblemente paralela a los ejes de los pliegues de esta fase.

La fase de deformación principal puede interpretarse como resultante de un acortamiento NE-SO, que da lugar a pliegues sinuosos verticales o ligeramente vergentes al SO (Azor, 1994); la componente tangencial de este acortamiento se incrementa hacia el NO, donde los pliegues son fuertemente vergentes, al igual que en otras áreas de la Zona de Ossa-Morena

situadas más al sur, donde la deformación principal también consiste en una tectónica tangencial compresiva con vergencia hacia el SO.

Segunda fase de plegamiento. La fase de crenulación sólo queda claramente explícita hacia el NO, donde los pliegues de la fase principal son vergentes o tumbados, y resultan doblados por pliegues abiertos de plano axial subvertical y dirección NO-SE. En el área de esta Hoja, se reconocen pocas estructuras atribuibles a esta fase debido a la disposición coaxial de los pliegues de la fase principal, que dificulta su replegamiento. No obstante, en zonas de flanco de los primeros pliegues, localmente se observan pliegues menores que doblan a la esquistosidad principal y que presentan el plano axial subvertical y los ejes subhorizontales. También puede atribuirse a esta fase la existencia local, en algunas zonas, de una esquistosidad de crenulación a escala microscópica que, en todo caso, no tiene un desarrollo generalizado. Por otro lado, también son atribuibles a esta fase los cambios en la dirección y buzamiento de la foliación principal que se encuentran en muchas áreas.

Al oeste de la Hoja (Valverde del Fresno), la superposición de los plegamientos da lugar a pliegues en gancho de longitud kilométrica, muy visibles a menores escalas. Más al S en el flanco meridional del Anticlinorio de Monesterio, hay evidencias cartográficas del plegamiento de las superficies de cabalgamiento.

Cuña de Villaviciosa de Córdoba. Fue citada en la hoja MAGNA (Apalategui *et al.*, 1985b), Se trata de una estrecha banda en cuña cuyo vértice está al S de Espiel, comprendida entre el sistema de fallas que son el límite entre la ZCI y la ZOM (prolongación al SE de la Falla de Matachel), y los materiales carboníferos de la Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada que la intruyen en parte. Estos últimos se depositan discordantemente, al S sobre la Unidad de Albarrana-Azuaga, y al N sobre los de la Cuña de Villaviciosa, fosilizando el contacto entre ambas. Está formada por el Grupo Malcocinado, Fm Torreárboles y la Secuencia Carbonatada (Fm Pedroche). Su deformación es la misma que la del resto de la ZOM. Su singularidad consiste en que sus rasgos estratigráficos son diferentes a las unidades que la rodean. Es decir, que su geometría y posición actual se deben al movimiento transcurrente del límite ZCI/ZOM, que se debió acabar (al menos en su principal actividad) antes del depósito de los materiales de la Cuenca de Benajárafe, de edad Tournaisiense-Viseense.

5.3.3.1 Unidad de Albarrana-Azuaga

En el área de Sierra Albarrana se encuentra un bloque compuesto por materiales con mayor metamorfismo que en el resto de la zona, y que además muestra una estructuración más compleja, hasta el punto de que la estructura de esta Sierra ha sido considerada como un anticlinal (Delgado-Quesada, 1971; Garrote *et al.*, 1980), como un sinclinal (Laurent, 1974; Apalategui *et al.*, 1985), o como un par sinclinal-anticlinal (Azor, 1994). El área está limitada al

norte por la Falla de Azuaga, al sur por la Falla del Onza (que es un segmento de la Falla de Malcocinado) y en su extremo NO está interrumpida por la Falla de la Casa del Café. Los trabajos más recientes proponen un esquema de dos o tres fases de deformación (González del Tánago, 1993; Insúa *et al.*, 2007; Azor, 1994).

Prácticamente todos los autores que han estudiado esta zona han encontrado una primera esquistosidad que sólo aparece relictas como microinclusiones orientadas en granates, andalucitas y estaurolitas y también como restos de una crenulación en charnelas de micropliegues y microlitones. Esta primera esquistosidad es para algunos una primera fase de deformación anterior a la foliación principal del área (Insúa *et al.*, 2007; González del Tánago, 1993) de la que no se reconocen estructuras mayores, mientras que para otros se trata de la misma fase principal que, debido a su componente de cizallamiento, produjo una fábrica inicial que fue plegada en estadios posteriores del mismo episodio deformativo (Azor, 1994).

La fase de deformación principal es la que genera la esquistosidad más evidente en el campo y los grandes pliegues que estructuran la zona, entre ellos el anticlinal y sinclinal que forman la Sierra Albarrana. Según Azor (1994) esta fase también da lugar a una importante zona de cizalla que se sitúa al SO de la Sierra Albarrana. La fábrica generada durante esta fase es de intensidad variable; máxima en la Fm Peñagrajera (36), en donde consiste en una fábrica planolinear, y disminuyendo tanto al NE como al SO, desapareciendo progresivamente la lineación de estiramiento y pasando la fábrica puramente planar.

Los pliegues mayores son de dirección NO-SE, subverticales o ligeramente vergentes al SO, con las charnelas subhorizontales o con ligeras inmersiones al SE, excepto en la terminación suroriental de Sierra Albarrana, donde el cierre periclinal de los pliegues está interferido por una zona de cizalla y otros pliegues más tardíos produciendo fuertes inmersiones de los ejes de los pliegues de esta fase. Las Cuarcitas de Sierra Albarrana están afectadas por dos pliegues sinesquistosos de dirección N140°-150°E y plano axial actualmente subvertical, un antiformal al NE y un sinforme al SO. La charnela de estos pliegues es subhorizontal, o con ligera inmersión hacia el SE. En el tramo de micasquistos se reconocen varios pliegues kilométricos verticales o ligeramente vergentes al SO de dirección N140°-150°E y ejes subhorizontales.

La zona de cizalla (Fm Peñagrajera) tiene un espesor algo mayor de 1000 m, con una dirección N150°E, y un buzamiento medio subvertical, algo oblicua a los pliegues, y en ella se desarrolla una intensa fábrica plano-linear. Los pliegues menores doblan a la estratificación y, frecuentemente, a una foliación previa y su geometría varía de apretada a isoclinal. Ha sido considerada como una zona de cizalla sinmetamórfica (Azor *et al.*, 1992a), la lineación de estiramiento es subhorizontal o con ligera inmersión hacia el SE. Esta zona de cizalla se ha interpretado como resultado de un cizallamiento dúctil que afecta a todas las rocas de este dominio y que es especialmente intenso en esta banda (Azor *et al.*, *op. cit.*). El desplazamiento

de esta cizalla es la superposición de rocas de alto grado metamórfico sobre otras de menor grado, lo que implica una cierta componente cabalgante hacia el SE, a pesar de que la lineación de estiramiento es subparalela a la directriz de las estructuras.

La fábrica principal muestra características variables a lo largo de toda la zona. En las áreas de menor grado metamórfico se trata de una fábrica planar, que suele mostrar las características de una esquistosidad de crenulación, mientras que en las áreas de mayor grado es una fábrica planolinear que deja pocos relictos de la fábrica previa. En general la fábrica está definida por la alternancia de dominios cuarzosos o cuarzofeldespáticos y dominios micáceos. En estos últimos se encuentra una fuerte orientación preferente de la biotita, la mica blanca y de la sillimanita. En los dominios cuarzofeldespáticos los minerales también pueden formar granos elongados paralelos al bandeo, aunque también se encuentran texturas equidimensionales. En algunos casos se encuentran en microlitones cuarzosos charnelas que revelan el carácter secundario de esta fábrica. Otros minerales presentes en estas rocas, como andalucita, granate y estauroлита, suelen presentar inclusiones orientadas que definen una esquistosidad interna, en continuidad o no con la esquistosidad externa, que generalmente aparece rotada respecto a ella. Incluso la esquistosidad interna puede estar microcrenulada, mostrando estadios precoces del proceso de formación de la esquistosidad de crenulación. La orientación media es NO-SE y buzamientos generalmente altos

La lineación de estiramiento es paralela a los ejes de los pliegues y alcanza un gran desarrollo en la zona de cizalla situada al SO de la Sierra. Se trata de una lineación mineral definida por la orientación preferente de la mayor parte de los minerales presentes en la roca. Las sombras de presión de los porfiroclastos también contribuyen a la definición de la lineación.

El análisis de las relaciones blastesis-deformación (Azor, 1994) indica que esta fábrica se formó en las condiciones metamórficas del pico térmico en cada punto, por lo que oscilaron desde la zona del granate al NE, hasta la zona de la sillimanita-feldespato potásico en el núcleo de Sierra Albarrana.

Azor (1994) encuentra abundantes indicadores cinemáticos (colas de presión asimétricas, porfiroblastos rotados, estructuras 'SC', etc.) en la zona de cizalla que indican un sentido de movimiento dextro, aunque también hay bandas de espesor decamétrico en las que los criterios de movimiento indican cizallamientos sinistros, que deben corresponder a sistemas conjugados.

Sobre la fase de deformación principal se reconoce otra fase posterior que produce localmente replegamientos de la foliación principal y, a escala más general, una verticalización de los pliegues y la fábrica de la fase principal. De alguna manera esta fase dobla también las isogradas metamórficas y produce el “anticlinal petrológico” o domo térmico de Sierra Albarrana. Consiste en un acortamiento de dirección NE-SO.

Esta fase es coaxial con la anterior y produce como estructuras mayores pliegues de longitud de onda hectométrica y de geometrías de abiertas a apretadas, tienen dirección N130°-140°E, planos axiales subverticales y ejes subhorizontales, normalmente localizados en bandas de dirección NO-SE. Su efecto más espectacular se produce en la terminación suroriental de las cuarcitas de Sierra Albarrana, donde un par de pliegues de esta fase con el eje subvertical producen una aparente terminación periclinal de estas cuarcitas. Localmente se reconocen pliegues menores verticales que afectan a la esquistosidad principal y que presentan los ejes subhorizontales o con suave inmersión al SE. Puntualmente se reconoce un clivaje de crenulación espaciado asociado con estos pliegues: este clivaje es subvertical y de dirección media NO-SE. Tanto los pliegues menores como la crenulación indican sistemáticamente flanco normal de esta fase, es decir, antiforme de crenulación al SO, esto implica que la foliación principal buzaba originalmente hacia el NE (Azor *op.cit.*) y que el efecto más importante de esta fase ha sido su verticalización. Las condiciones metamórficas de esta fase de crenulación fueron de grado bajo, de acuerdo con la escasa blastesis mineral asociada (biotita, mica blanca y clorita).

5.4 DEFORMACIÓN FRÁGIL

La configuración definitiva de la estructura varisca de esta región se debe fundamentalmente a las etapas más tardías de deformación varisca, en su mayor parte relacionadas con un cizallamiento transcurrente sinistral que existe en todo el límite de las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena. En el límite de las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa también se ha reconocido una evolución tardivarisca similar (Simancas, 1983). Estos dos límites constituyen dos suturas variscas, con deformación y metamorfismo importantes, que han dado lugar a sendas zonas de debilidad cortical donde se ha concentrado la fracturación tardivarisca frágil.

La concentración de fracturas en el límite de las Zonas ZCI y ZOM ha dado lugar a la definición de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Ábalos y Eguiluz, 1991), como un accidente transcurrente sinistro, considerado en muchos trabajos como el límite entre las dos Zonas. Estos autores han descrito para esta Zona de Cizalla una estructura general en flor positiva (*flower structure*, Harding y Lowel, 1979, Richard y Cobbald 1989), con fallas de desgarre con componente inversa, vergentes al NE en la mitad nororiental y al SO en la suroccidental. Por otro lado, durante el desarrollo de esta Zona de Cizalla se habrían generado cuencas de tipo *pull-apart* en las que se depositaron sedimentos Carboníferos que, posteriormente, habrían sufrido una deformación en régimen transpresivo. Ábalos y Eguiluz (*op. cit.*) han estimado un desplazamiento total a lo largo de esta Zona de Cizalla de entre 100 y 150 km.

En el esquema de estos autores, se mezclan varias etapas de deformación varisca y no todas pertenecen a la misma fase transcurrente. Sin embargo, como en otras muchas partes del Macizo Ibérico, en esta zona el sistema de fracturación frágil tardi-varisco viene condicionado en gran parte por los accidentes previos, que son rejugados y enmascarados, dando la impresión de que toda la estructuración obedece a la última fase frágil. Aunque esto es aparente, es cierto que las fallas se desarrollan en un marco tectónico determinado y en esta Hoja la mayoría encajan en un modelo de cizalla sinistro.

Los límites de la zona de cizalla no pueden definirse con precisión, sin embargo, la anchura del área, en la que se encuentran fallas que se pueden relacionar con este modelo, alcanza varias decenas de km y abarca, al menos, desde el Sur del Batolito de Los Pedroches, la Unidad Portalegre-Azuaga y la parte septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

Esta Zona de Cizalla da lugar a un conjunto de estructuras que forman un sistema Riedel y que pueden sistematizarse en varios grupos:

- Grandes fallas longitudinales de dirección N130°E, con recorridos superiores al centenar de km y que, aunque no pueden observarse desplazamientos a escala cartográfica, las micro y meso estructuras muestran criterios de movimiento sinistro. Son las fallas tipo 'Y' (Barlett *et al.*, 1981) y las más importantes que se encuentran en esta Hoja son las de Zalamea, La Calera, Matachel, Azuaga, Ahillones y Malcocinado.

- Fallas de dirección entre E-O y ENE-OSO con sentido de desplazamiento sinistro y recorridos kilométricos. Son fracturas de tipo 'R1', sintéticas respecto a las longitudinales y son las más frecuentes. Hay que destacar que esta familia suele agruparse geográficamente como al S de Fuente Obejuna o N de Villaharta-Obejo. Estas últimas son singulares ya que llevan asociadas serpentinitas y rocas ultrabásicas de dimensiones cartografiables a esta escala.

- Fallas de dirección NNO-SSE. Son relativamente escasas, tienen recorridos también kilométricos y presentan movimientos de desgarre dextro, antitéticos respecto a las anteriores. Corresponden a las fracturas de tipo 'X'.

- Fallas inversas de fuerte inclinación subparalelas a las grandes fracturas longitudinales. En la banda del Guadiato son muy abundantes y presentan grandes recorridos, de varias decenas de km.

- Cubetas sinformales y cuencas *pull-apart* que tienen una estrecha relación espacial con los principales accidentes de salto en dirección y están rellenas por sucesiones detríticas y vulcanosedimentarias carboníferas (Roldán-García y Rodríguez Fernández, 1986; Wagner, 1999).

Los grandes accidentes longitudinales aprovechan en muchas ocasiones zonas de debilidad preexistentes, como son los cabalgamientos asociados al emplazamiento de las unidades tectónicas durante las fases principales, o los principales contactos litológicos como los que

limitan las rocas metamórficas de alto grado de la Unidad de Portalegre-Azuaga, por lo que en la mayoría de los casos sus desplazamientos totales son complejos y no pueden establecerse claramente a partir de la cartografía. A continuación se describirán brevemente las características más destacables de las fallas principales.

5.4.1 Falla de Zalamea-Canaleja

Esta Falla tiene una dirección N120°E y un recorrido de varias decenas de km atravesando prácticamente toda la Hoja. En su extremo suroccidental, rejuega con componente de falla inversa, un cabalgamiento en la Unidad Paraautoctona, que individualiza una escama, situada por delante del Cabalgamiento basal de las Unidades Alóctonas. En el resto de su recorrido muestra una elevación del labio meridional respecto al norte, limitando por el S al Culm de Los Pedroches. También limita por el Suroeste el Plutón de Quintana de La Serena, por lo que su edad es posterior. La zona de falla tiene entre varios metros y escasas decenas de metros de espesor y está constituida por brechas y harinas de falla, como puede verse en la carretera de Obejo al cortijo de la Canaleja.

Según Martínez Poyatos (2002), quien encuentra un nivel guía a ambos lados de la falla, el salto en buzamiento es de casi 5 km.

5.4.2 Falla de La Calera

Esta falla tiene una dirección general N125°E y se extiende desde el ángulo noroccidental de la Hoja hasta el sector de Espiel, donde seguramente se prolonga por el Cabalgamiento basal de las Unidades Alóctonas al que debe rejugar. Limita por el sur el dúplex de Higuera de La Serena y lamina todo el flanco norte del Anticlinal de Peraleda, situándose siempre en este flanco del anticlinal, por lo que, seguramente, también rejuega un cabalgamiento menor previo.

Localmente, como por ejemplo en la pista que va de Higuera de la Serena a Hornachos o en la carretera de Zalamea a Peraleda, se ha observado una zona de falla de pocos metros de espesor en la que se encuentran abundantes harinas de falla que desarrollan pseudoestructuras 'SC' que indican un movimiento sinistral.

5.4.3 Sistema de fallas de Villaharta-Montoro

En el sector entre Villaharta y Obejo se encuentra un conjunto de fallas longitudinales que aparecen muy segmentadas por fracturas posteriores y que, por el sureste, se prolongan hasta Montoro, mientras que hacia el Oeste convergen en el sector de Espiel.

Son fallas aparentemente subverticales y llevan asociadas bandas de trituración que llegan a alcanzar más de un centenar de metros de espesor. A partir de falsas estructuras SC, almendras de falla y pliegues kink, Martínez Poyatos (2002) deduce saltos en dirección izquierdos, mientras que los saltos en buzamiento parecen ser variables: en unos casos hunden el labio sur y en otros el labio norte.

5.4.4 Falla de Fuente Obejuna

Esta falla tiene una dirección N115°E y una longitud de cerca de 40 km. Se encuentra desde el ONO de Fuente Obejuna, donde queda recubierta por el Terciario, hasta el área de Doña Rama, donde un complejo juego de fracturas separa un bloque de la Cizalla Badajoz-Córdoba (Corredor Blastomilonítico) de la banda principal, y parece converger con la Falla del Matachel.

Tiene un importante espesor de zona de falla, que da lugar a la cataclasis generalizada de los Ortogneises del Álamo, y su sentido de movimiento no ha sido claramente establecido. Para Martínez Poyatos (2002) se trata de una falla normal con el bloque sur hundido y con un salto en buzamiento en torno a 1 km.

5.4.5 Sistema de fallas inversas del Guadiato

Son varias fallas inversas vergentes al NE de gran recorrido y con una dirección media N115°E y buzamientos de 60-80° al sur.

Las zonas de falla tienen potencias de varias decenas de metros y están constituidas por harinas y brechas de falla con abundantes planos de cizalla estriados y foliación sigmoidal (pseudoestructuras 'SC') con buzamientos fuertes hacia el sur. La orientación de las estrías es próxima a la dirección de buzamiento y la foliación sigmoidal indica un levantamiento del bloque meridional con un movimiento lateral sinistro. A partir del desplazamiento de la discordancia basal del Carbonífero Martínez Poyatos (1997) estima un salto vertical de entre 1 y 2 km para cada una de las fallas, excepto la más meridional que según este autor llega a alcanzar los 5 km de salto vertical.

5.4.6 Falla del Matachel

La Falla del Matachel (Azor, 1994) es una de las más importantes estructuras frágiles que se encuentran en esta Hoja y cuyo trazado se extiende a lo largo de unos 150 km, desde el SE de Almendralejo hasta el norte de Córdoba. Limita por el norte a las unidades: Unidad Portalegre-Azuaga y Cuña de Villaviciosa; y pone en contacto los materiales con una evolución tectonometamórfica compleja de esta Unidad y la Zona Centroibérica. Se trata de una falla frágil

que, según Azor (*op. cit.*), representa probablemente la evolución final del cizallamiento dúctil que afecta a la Unidad Portalegre-Azuaga, retocado por la zona de cizalla frágil sinistra que afecta a todo el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Esto se basa en que localmente la zona de falla es paralela a la foliación de la Unidad y muestra buzamientos variables hacia el NE, con lo que este autor supone que está afectada por el replegamiento de plano axial buzante al SO. Sin embargo, los rejuegos tardíos subverticales con componente sinistra son evidentes, como lo prueba que en el sector de Maguilla afectan a diques riolíticos posteriores a todas las deformaciones variscas importantes, por lo que la falla visible actualmente forma parte de la zona de cizalla frágil aquí considerada, independientemente de que rejuegue un posible accidente extensional anterior, situado a techo de la Unidad Portalegre-Azuaga.

Para Martínez poyatos (2002), después del engrosamiento cortical, que produce la subducción de la ZOM bajo la ZCI durante el Silúrico-Devónico y los pliegues tumbados vergentes al NE con un cizallamiento dúctil asociado, que se desarrollan en el bloque de techo (DOV) durante el Devónico medio-superior; se produce un colapso extensional en el citado bloque de techo (U. Portalegre-Azuaga y ZCI) que posibilitó la exhumación de las rocas de la U. Portalegre-Azuaga metamorfizadas en facies de eclogitas. El accidente más relevante de este proceso extensional es la Falla de Matachel que pone en contacto el DOV (ZCI) con la unidad eclogítica. Para este autor, el contraste metamórfico (10 kbar) que existe entre el borde meridional de la ZCI y la U. Portalegre-Azuaga (Unidad Central), permite estimar el salto en vertical de la Falla de Matachel en unos 30 km. Por tanto, esta falla es una estructura cortical de primera magnitud que ha dado lugar a la cuenca carbonífera Guadiato-Pedroches.

Este accidente cortical está retocado por la fracturación tardía que se observa en la actualidad. En esta Hoja la Falla del Matachel se extiende desde el sector de Maguilla, donde en realidad se trata de un conjunto de fallas subparalelas, hasta prácticamente el borde opuesto de la Hoja, en las proximidades de Cerro Muriano, limitando la Unidad en su mitad occidental y la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada y Cuña de Villaviciosa, en la oriental.

La zona de falla es relativamente importante y puede alcanzar el centenar de metros de espesor. En ella se encuentran brechas y harinas de falla, así como una importante zona de alteración hidrotermal con silicificaciones y oxidaciones, y es también posible que a favor de ella se hayan emplazado los diques riolíticos mencionados anteriormente.

No existe ningún marcador cortado por la falla y reconocible en ambos bloques que permita evaluar su salto. No obstante, a partir de las diferentes evoluciones tectonometamórficas de los bloques de muro y techo puede estimarse la potencia de materiales sustraída en la falla. Este “salto vertical” (Azor, 1994) es de 3-5 km, considerando una presión máxima de 6-7 kbar en la

parte superior de la Unidad Portalegre-Azuaga y de 5 kbar en la Zona Centroibérica, Dominio de Obejo-Valsequillo.

5.4.7 Falla de Azuaga

La Falla de Azuaga constituye el límite meridional de la Unidad Portalegre-Azuaga, separándola del borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena (Unidad Albarrana-Azuaga). Se extiende a lo largo de unos 450 km, aunque en esta Hoja sólo se encuentra desde el borde occidental hasta La Cardenchosa (hoja 900), donde está intruida por las rocas básicas del Complejo Los Ojuelos-La Coronada.

Se trata de una importante falla con salto en dirección izquierdo para la que se han estimado desplazamientos de entre 40 km (Azor, 1994) y 80-90 km (Ábalos y Eguiluz, 1991).

Esta falla separa al NE rocas metamórficas gneísicas de medio y alto grado, afectadas por intensos procesos de deformación dúctil, de rocas esquistosas de grado medio-bajo al SO. La naturaleza de este contacto y el hecho observado de la existencia de una banda adyacente a la falla en la cual se incrementa el grado metamórfico de los materiales situados al SO sugieren que la falla aprovecha un contacto tectónico anterior: el cabalgamiento basal de la “unidad alóctona” de la Unidad Portalegre-Azuaga sobre la “unidad para-autóctona” en el sentido de Ábalos (1991), o el borde de la subducción de la ZOM bajo la ZCI, según Azor (1994).

La zona de falla tiene una potencia variable (40-200 m.) y está constituida por brechas heterométricas y cataclasitas procedentes tanto de los niveles gneísicos del Corredor como de los esquistosos y pizarrosos de la Zona de Ossa-Morena. En ella se reconocen también estructuras sigmoidales frágiles que indican movimiento sinistro, planos de falla estriados y pliegues kink de eje vertical. Tanto los planos de falla como las estrías presentan direcciones muy variadas, aunque en los planos paralelos a la falla principal dominan las estrías subhorizontales o con ligeras inmersiones al ONO y también en el sentido de buzamiento, lo que indica que localmente se han producido movimientos en la vertical con hundimiento del bloque Suroccidental (Azor, 1994).

En toda la zona de falla son frecuentes las evidencias de actividad hidrotermal, como rellenos de cavidades por cuarzo, carbonatos o clorita, así como una intensa sericitización. Esta falla se detectado en el perfil sísmico IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003)

5.4.8 Fallas de Ahillones y Malcocinado

Dentro ya de la Zona de Ossa-Morena aparecen otras dos fallas de desgarre, muy próximas entre sí y con buzamientos fuertes hacia el NE, que convergen en el límite occidental de la Hoja,

que también forman parte del grupo de fallas longitudinales de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba.

La que se sitúa más al norte ha sido denominada Falla de Ahillones y separa los afloramientos de la Fm Azuaga de los del Grupo Malcocinado, la Secuencia Carbonatada y las Capas del Encinalejo, cortando oblicuamente a los pliegues que afectan a dichas unidades. De acuerdo con la disposición de los afloramientos de la Tonalita de Ahillones a ambos lados de la falla (Hojas de Azuaga 878 y Llerena 877), puede estimarse un desplazamiento en la horizontal de unos 20 km.

Inmediatamente al sur de la anterior se encuentra la Falla de Malcocinado, que hacia el SE adquiere un trazado subparalelo a las estructuras, rejugando el contacto entre la Secuencia Carbonatada y las Capas del Encinalejo. El desplazamiento producido por esta falla, al menos en este sector, no parece ser tan importante como el de la anterior.

5.4.9 Otras Fallas

Además de las grandes fallas longitudinales que se acaban de describir, existen numerosas fallas oblicuas a todas las estructuras previas. En general tienen pocos kilómetros de recorrido, tienen fuerte componente de salto en dirección y desplazan a los contactos previos.

Las más importantes se encuentran en el cuadrante nororiental de la Hoja afectando a los materiales Paleozoicos del flanco sur del Anticlinal de Alcudia, tienen dirección N160°E y sentido de desplazamiento dextro. En la zona de Higuera de la Serena también se encuentran algunas fallas de dirección N30°E con desplazamiento sinistro en dirección.

Por otra parte, en algunos mapas geológicos MAGNA (Mira *et al.*, 1987; Rodríguez Pevida *et al.*, 1990) se ha inferido la existencia de un cabalgamiento vergente al sur cerca del contacto entre las rocas Devónicas y las del Carbonífero Inferior de Los Pedroches en el sector de Santa Eufemia-San Benito. Sin embargo, en los estudios realizados en la Hoja de Monterrubio no se ha detectado tal accidente, ni tampoco se ha encontrado ningún argumento para proponerlo, de la misma manera que Martínez Poyatos (1997) tampoco lo encuentra en el propio sector de San Benito.

6 METAMORFISMO

El metamorfismo que afecta a las rocas anteriores al Carbonífero Medio de la Hoja tiene un desarrollo heterogéneo como corresponde con la variedad de los eventos tectonometamórficos registrados en los materiales de la región. Además del metamorfismo Varisco, en algunas zonas se ha demostrado la existencia de un metamorfismo finiproterozoico relacionado con la Orogenia Cadomiense (Anticlinal de Peraleda). En otras áreas, la edad del evento tectonometamórfico principal es aún objeto de discusión (Unidad Portalegre-Azuaga o Unidad Central).

En líneas generales, las rocas con metamorfismo regional significativo se encuentran, dentro de la Zona Centroibérica, en gran parte del Dominio de Obejo-Valsequillo, en la Unidad Portalegre-Azuaga y en la Unidad de Albarrana-Azuaga, ya en la Zona de Ossa-Morena. Por otra parte existe una extensa aureola de metamorfismo de contacto en torno a todo el Batolito de los Pedroches y, en menor medida, en torno a los plutones de La Cardencha y de Los Arenales.

6.1 METAMORFISMO CADOMIENSE

6.1.1 Metamorfismo regional

La existencia de una foliación en facies de los esquistos verdes, que no afecta a los materiales Cambro-Ordovícicos, en las rocas de la Serie Negra del núcleo del Anticlinal de Peraleda se conoce desde Capdevila *et al.* (1971); Blatrix y Burg (1981) dataron este metamorfismo mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre moscovitas, obteniendo una edad de 550 ± 10 Ma. Por tanto, en el núcleo del Anticlinal de Peraleda existe un metamorfismo Cadomiense bien preservado debido a que las deformaciones y el metamorfismo variscos han sido de poca intensidad en la Unidad Paraautóctona. También existe metamorfismo proterozoico en la Unidad Portalegre-Azuaga (Chacón, 1981; Quesada y Munhá, 1990; Ábalos, 1990; Eguiluz y Eguiluz, 1990; Ábalos *et al.*, 1991; Gómez Pugnaire *et al.*, 2003) y en el área de Sierra Albarrana (Unidad de Albarrana-Azuaga) (Quesada y Munha *op. cit.*). Sin embargo, en las rocas Proterozoicas del Complejo Esquisto-Grauváquico del nordeste de la Hoja, los materiales sólo presentan anquimetamorfismo.

En el núcleo del Anticlinal de Peraleda se ha reconocido en rocas metapelíticas una asociación mineral con biotita y granate, que es característica de la parte de media-alta temperatura de la facies de los esquistos verdes y que, durante el desarrollo de la deformación Cadomiense, evoluciona a condiciones de temperatura progresivamente menores (Villar, 1997a, b; Villar y Toyos, 1997). Las condiciones termobáricas del pico metamórfico Cadomiense en esta zona, deducibles de las rejillas petrogenéticas más comunes, son de unos 400-500°C a

presiones mayores de 2-3 kbar (Spear y Cheney, 1989; Yardley, 1989). También se ha detectado la presencia de granate en la Serie Negra de la base de las Unidades Alóctonas (S de Granja de Torrehermosa) en la muestra 14-35 IG MP-PS-46, si bien, la intensa deformación por cizalla no permite establecer con precisión las relaciones blastesis/deformación.

6.1.2 Metamorfismo de contacto

El granito de Valsequillo intruye sobre limolitas oscuras y areniscas de grano fino de la Serie Negra, sin fábrica penetrativa, dando lugar a una aureola de metamorfismo de contacto de escala decamétrica a hectométrica, que en las inmediaciones del contacto con el granito alcanza condiciones de la facies de las corneanas de albita-epidota con blastesis de cordierita-biotita-cuarzo (Bandrés *et al.*, 2000). Las rocas del encajante fueron atribuidas por estos autores a la Formación Pelítica del Embalse de Alange, a la que consideran posterior a la Serie Negra y anterior al Grupo Malcocinado, si bien la edad de $587,3 \pm 2,3$ Ma obtenida por Valverde Vaquero *et al.* (en prensa) implica que estas rocas deben pertenecer al conjunto de la Serie Negra.

6.2 METAMORFISMO VARISCO

El metamorfismo varisco presenta características variables en unas zonas y otras, reflejando las diferentes evoluciones estructurales que experimentaron las diversas Unidades diferenciadas.

En la Zona Centroibérica, el metamorfismo es, en general, de grado bajo o muy bajo, excepto en la parte suroriental de las Unidades Alóctonas, donde se alcanzan condiciones propias del grado medio. En la Unidad de Portalegre-Azuaga el metamorfismo varisco más evidente es de grado bajo y medio, aunque las etapas previas de alta presión y alta temperatura también pueden ser de esta edad. Finalmente, en la Zona de Ossa-Morena el metamorfismo es generalmente de grado bajo, excepto en la Unidad Albarrana-Azuaga, donde llega a alcanzarse el grado alto.

6.2.1 Zona Centroibérica

6.2.1.1 Dominio del Complejo-Esquisto-Grauváquico

En todo el Dominio el metamorfismo regional varisco es de grado muy bajo (Aparicio *et al.*, 1997), inexistente (Mira *et al.*, 1987), o bien está en el límite diagénesis/anquizona (Martínez Poyatos, 1997). Los escasos minerales metamórficos, siempre filosilicatos de muy pequeño tamaño y de tipo illita-sericita, están en relación al clivaje grosero desarrollado en las rocas pelíticas y, por tanto, a la fase principal de pliegues verticales que estructura este Dominio. Por correlación con la Unidad Paraautóctona del DOV con deformación y metamorfismo similares,

se puede estimar la edad del metamorfismo como post-Viseense-pre-Westfaliense, puesto que el Culm de los Pedroches está afectado y la Granodiorita de los Pedroches es posterior.

6.2.1.2 Dominio de Obejo-Valsequillo

En el Dominio de Obejo-Valsequillo, la situación es más compleja debido a que las diferentes unidades representadas han experimentado evoluciones tectonometamórficas distintas.

Unidad Paraa autóctona

En la Unidad Paraa autóctona el metamorfismo Varisco es monofásico y es sincinemático con el desarrollo de la fase de deformación principal. Las condiciones varían desde la diagénesis/anquimetamorfismo en el sector suroriental, hasta el metamorfismo de bajo grado en el extremo noroccidental donde llegan a alcanzarse las condiciones de la facies de anfibolitas con albita-epidota en la base de los *horses* frontales del Dúplex de Higuera de la Serena. En las milonitas desarrolladas en los cabalgamientos del Dúplex de Higuera, las metabasitas presentan asociaciones con actinolita, albita y epidota, que representan condiciones de la parte de mayor temperatura del grado bajo.

Martínez Poyatos, (1997) establece a partir de los índices de cristalinidad de los filosilicatos y del parámetro b_0 de la mica blanca, unas condiciones de temperatura de 200-350° para presiones de 1-2 kbar durante el plegamiento sufrido por las rocas de esta zona. Por su parte, Castro (1988) estima en 350-420° las condiciones de desarrollo de las metabasitas en la zona de Higuera de la Serena.

La edad de este metamorfismo es también post-Viseense-pre-Westfaliense por las mismas razones que en el caso del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y, con toda probabilidad, se trata de la misma fase metamórfica.

Unidades Alóctonas

En las Unidades Alóctonas el metamorfismo está determinado por la existencia de tres fases de deformación, alcanzándose las condiciones más altas al comienzo de la segunda de ellas. En estas Unidades, el pico metamórfico es anterior al depósito de los materiales del Carbonífero Inferior, por lo que su edad sería Devónico Medio-Superior y, por tanto, anterior al metamorfismo en la Unidad Paraa autóctona.

El metamorfismo en estas Unidades, en líneas generales, aumenta de NE a SO y sobre todo, de NO hacia el SE, alcanzándose las condiciones de estabilidad de la sillimanita en el área del Hoyo y Cerro Muriano. Las condiciones térmicas superiores al grado bajo están siempre ligadas a la banda de deformación de segunda fase, de tal manera que las paragénesis que representan el pico metamórfico son posteriores al clivaje S_1 y sincinemáticas con los primeros estadios de la fábrica S_p .

En las rocas no afectadas por la segunda fase de deformación, el metamorfismo sincinemático con la primera fase es de grado bajo en la parte noroccidental (zona de la clorita) y crece hacia el sureste hasta la parte alta del grado bajo (zonas de biotita y granate) e incluso puede llegar al grado medio (zona de la estauroлита), en consonancia con el afloramiento de rocas progresivamente más profundas en la base de las Unidades Alóctonas. En las secciones transversales, de dirección NE-SO, el metamorfismo crece en general desde el NE al SO, excepto cuando los antiformes tardíos o los cabalgamientos hacen aflorar rocas más profundas. Todas las fases minerales son siempre sincinemáticas con la fábrica S_1 , y están en relación con el desarrollo de los pliegues tumbados, aumentando el metamorfismo de arriba hacia abajo en la columna tectonoestratigráfica.

En la banda de deformación de segunda fase pueden reconocerse porfiroblastos anteriores a S_p , de granate, biotita y distena, mientras que las relaciones blastesis-deformación en la propia S_p son complejas. En general, en fábricas S_p de tipo bandeo tectónico se observan que los minerales de más alto grado son sincinemáticos con la misma (biotita de alta cristalinidad en la zona NO y andalucita y sillimanita hacia el SE). La andalucita se observa a veces transformándose en sillimanita y puede presentar inclusiones de granate; esto sugiere una evolución con aumento de la temperatura y disminución de presión durante el desarrollo del bandeo tectónico S_p . En las fábricas de esta misma fase pero de tipo milonítico o filonítico, en cambio, biotita, andalucita y sillimanita son minerales relictos y casi totalmente retrogradados, y la foliación milonítica está definida por minerales de menor grado como biotita verde, mica blanca y clorita.

Finalmente, el replegamiento que supuso la tercera fase de deformación, generó localmente un clivaje de crenulación que se desarrolló en condiciones de la anquizona.

Como síntesis de la evolución tectonometamórfica varisca de las Unidades Alóctonas puede sugerirse un esquema como el que sigue: Durante el desarrollo de la primera fase de deformación se produciría un metamorfismo sincinemático que, en las zonas más profundas aflorantes, alcanzaría el límite grado bajo/medio. Esta primera fase metamórfica M_1 estaría caracterizada por asociaciones con granate-distena, que evidencian un gradiente de presión intermedia. A continuación, y durante los primeros estadios del desarrollo de la segunda fase de deformación, se produciría un incremento de la temperatura y un descenso de la presión que daría lugar a la formación de paragénesis con andalucita-sillimanita de una nueva fase metamórfica M_2 , en la que se alcanzaría el máximo térmico. En los últimos estadios de la segunda fase y con el desarrollo de la deformación milonítica se produjo una retrogradación generalizada de las fases minerales anteriores hasta asociaciones características del grado bajo (M_3). Finalmente, las condiciones térmicas del replegamiento ocurrido durante la tercera fase de deformación produjeron una nueva retrogradación a minerales típicos de la anquizona (M_4).

Las fases M₁, M₂ y M₃ afectan claramente a las rocas del Devónico Inferior y están fosilizadas por los depósitos Carboníferos, por lo que su edad más probable es Devónico Medio-Superior. La fase M₄ afecta ya al Carbonífero Inferior y su edad debe ser post-Viseense y, seguramente, es la misma que afecta a las rocas de la Unidad Parautoctona.

6.2.2 Unidad Portalegre-Azuaga

La evolución metamórfica de esta unidad es bastante compleja, y, además, parece mostrar notables diferencias en las dos partes que se han diferenciado: la que corresponde al sector meridional o tramo inferior (Ortogneis de Higuera de Llerena, Micasquistos, Gneises de Azuaga y Anfibolitas de Las Mesas) y la que ocupa el borde septentrional o parte superior de metasedimentos (Fm de la Atalaya y Ortogneis de Las Minillas).

En la meridional, las asociaciones minerales más frecuentes en los esquistos y gneises son:

Cuarzo-albita-moscovita-biotita

Cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate

Cuarzo-albita-biotita-granate-sillimanita

Cuarzo-albita-moscovita-biotita-feldespato potásico

Cuarzo-albita-biotita-feldespato potásico-sillimanita

Cuarzo-albita-biotita-granate-feldespato potásico-sillimanita

Por su parte, en las anfibolitas aparecen las siguientes asociaciones:

Cuarzo-plagioclasa-hornblenda

Cuarzo-plagioclasa-hornblenda-granate

Cuarzo-plagioclasa-hornblenda-granate-clinopiroxeno

Tiene particular interés la presencia ocasional en algunas de las anfibolitas granatíferas de una asociación con granate-clinopiroxeno onfacítico que se conserva generalmente relictas en el interior de algunos granates. Se trata de una asociación típica de rocas eclogíticas, originada en condiciones de alta presión y alta temperatura. Esta paragénesis es anterior al episodio de deformación por cizalla dúctil que afecta a la Unidad Portalegre-Azuaga y la base de las Unidades Alóctonas del DOV, y para algunos autores sería vestigio de un metamorfismo Cadomiense (Chacón, 1981; Ábalos, 1990; Eguiluz *et al.*, 1990; Ábalos *et al.*, 1991), mientras que otros la asocian a un proceso de subducción acaecido en las primeras etapas de la Orogenia Varisca (Azor, 1994).

En cuanto al resto de asociaciones minerales, las que indican condiciones de mayor temperatura (grado alto) son claramente precinemáticas respecto al cizallamiento principal,

mientras que las propias de los grados medio y bajo son sincinemáticas, pudiendo deducirse una retrogradación progresiva durante el desarrollo de dicho episodio de cizalla.

En la parte superior, las asociaciones minerales que presentan los metasedimentos (Fm Atalaya) son:

Cuarzo-albita-moscovita-biotita

Cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate

Cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate-distena

Estas asociaciones, características del grado bajo, parecen ser precinemáticas respecto a la foliación principal, mientras que sincrónicamente con ésta sólo recrystalizan cuarzo, albita, moscovita, biotita y clorita. En cuanto a la foliación anterior observada en alguna de estas rocas, sólo se ha determinado la existencia de moscovita sincinemática.

Azor (1994) establece un esquema en el que la Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central) registra un evento inicial de alta presión-alta temperatura, anterior al cizallamiento de la fase principal. Este evento queda reflejado en las anfibolitas granatíferas de la parte inferior de la UPA en forma de paragénesis eclogíticas fuertemente retrogradadas durante el cizallamiento. Las asociaciones minerales de más alta presión incluyen granate rico en grosularia y clinopiroxeno rico en jadeita, para las cuales se estima unas condiciones de formación de aproximadamente 19 kbar y temperaturas de 550°C (López Sánchez-Vizcaíno *et al.*, 2003). Tras el pico bórico se alcanza un pico térmico mediante una ligera descompresión (hasta 16 kbar) acompañada de un fuerte calentamiento (hasta 725°C). Posteriormente, se produce una fuerte descompresión, primero de carácter isotérmico hasta aproximadamente 11 kbar, y después acompañada de enfriamiento; esta última etapa ocurrió en facies de anfibolitas, coincidiendo con la fase principal, es decir, esta retrogradación coincide con el cizallamiento generalizado que afecta a la UPA (Azor *et al.*, 1994).

Para estos autores, en las rocas metapelíticas de techo (Fm Atalaya) no se han conservado paragénesis correspondientes al pico bórico, sino al pico térmico y a la retrogradación subsiguiente, simultánea con el cizallamiento; mientras que en la parte inferior (meridional) de la UPA, las metapelitas sufrieron fusión parcial, formándose migmatitas con la siguiente paragénesis: plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate, sillimanita±moscovita ±distena. Estos minerales aparecen como porfiroclastos envueltos por la foliación milonítica. Los cálculos termobarométricos sobre estas paragénesis indican presiones de 6-8 kbar y temperaturas de 550-650°C (Azor, 1994). Los minerales sincinemáticos con la foliación son en su mayoría de bajo grado, aunque en la parte inferior de la UPA el cizallamiento debió empezar en condiciones de mayor temperatura (550-650°C) como prueba la existencia de cristales de sillimanita marcando la foliación. En los metasedimentos de la parte superior (Fm Atalaya) no se superaron las condiciones de grado bajo o grado medio, observándose asociaciones minerales con plagioclasa,

biotita, moscovita, granate±estauroilita±distena; estas paragénesis son sincinemáticas con respecto a la foliación principal, dando una fábrica S-C. Las condiciones de presión y temperatura que se han estimado para esta parte superior de la Unidad son de 5-10 kbar y aproximadamente 500°C.

Azor *et al.* (1994) proponen que las diferentes condiciones de presión y temperatura registradas en la parte inferior y superior de la Unidad Portalegre-Azuaga, implican que el cizallamiento lateral que afecta a toda la Unidad tiene una componente extensional, que habría contribuido a su exhumación (Azor, 1994; Azor *et al.*, 1994), y que a su vez sería responsable de la aproximación de las isogradas y de una fuerte reducción en el espesor de la Unidad, que actualmente sólo tiene 4-5 km.

El metamorfismo de facies eclogíticas podría ser Silúrico, con una edad 427 ± 45 Ma obtenida mediante el método Sm-Nd sobre granates (Schäfer *et al.*, 1991); o Carbonífero basal, 340 ± 13 Ma, según la edad obtenida mediante el método SHRIMP sobre circones (Ordóñez Casado, 1998); teniendo en cuenta que el Carbonífero basal es ya discordante sobre los materiales de las Unidades Alóctonas, parece que es más probable la edad silúrica, mientras que la edad carbonífera correspondería al pico térmico o algún evento ocurrido durante la exhumación de las rocas. El metamorfismo de grado medio y bajo, simultáneo al cizallamiento de la Unidad tiene edades Carbonífero inferior-medio (entre 330 y 360 Ma) obtenidas por diversos métodos (Blatryx y Burg, 1981; García Casquero *et al.*, 1988; Quesada y Dallmeyer, 1994). Por tanto, Azor *et al.* (1994) concluyen que, el cizallamiento que afecta a la Unidad Portalegre-Azuaga fue simultáneo con la sedimentación carbonífera, concretamente los sinorogénicos inferiores.

Las dataciones del metamorfismo en la parte inferior, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, realizadas por Quesada y Dallmeyer (1994), permiten deducir edades de 355-365 Ma (Devónico Superior) para el enfriamiento por debajo de 500°C (hornblenda) y de 330-340 Ma (Viseense) para el enfriamiento por debajo de 400°C (moscovita).

6.2.3 Zona de Ossa-Morena y Unidad de Albarrana-Azuaga

Excepto en el área de Sierra Albarrana, donde se encuentra una zonación metamórfica que va desde la zona del granate hasta la del feldespato potásico, la evolución metamórfica de la Zona de Ossa-Morena en esta Hoja es muy sencilla y el clímax metamórfico no superó el grado bajo.

Los materiales Precámbricos y Cámbricos aflorantes en el cuadrante suroccidental de la Hoja únicamente han experimentado un metamorfismo varisco de grado bajo. De acuerdo con

las asociaciones minerales desarrolladas en los materiales pelíticos, estas rocas alcanzaron condiciones de la zona de la clorita y de la biotita. En la Unidad Albarrana-Azuaga el metamorfismo regional presenta un suave incremento del grado metamórfico de sur a norte, de tal manera que en las inmediaciones de la Falla de Azuaga, las filitas y micaesquistos de la Fm Azuaga presentan paragénesis que indican temperaturas y presiones algo más elevadas e incluyen minerales como el granate y la andalucita. Las rocas metacarbonáticas y metaígneas no han desarrollado paragénesis que puedan aportar algún tipo de información adicional sobre la evolución metamórfica.

La clorita, la mica blanca y también parte de la biotita definen la foliación principal de las rocas, por lo que pueden considerarse sincinemáticas con respecto a la fase de deformación principal. Son frecuentes microporfiroblastos de biotita que se encuentran desordenados y superpuestos a la esquistosidad primaria, aunque rodeados por la esquistosidad de crenulación cuando esta se desarrolla.

De acuerdo con las paragénesis descritas las condiciones de temperatura que se alcanzaron fueron de 400-450°C. Los únicos datos analíticos disponibles son los de López Munguira *et al.* (1991) que muestrearon la Fm Azuaga y obtuvieron índices de cristalinidad de la illita que indican que se alcanzaron temperaturas correspondientes al grado bajo (facies esquistos verdes). Las condiciones de presión son difíciles de estimar a partir de las asociaciones desarrolladas. Los autores anteriores estimaron presiones de aproximadamente 4 kbar a partir del contenido en fengita de la mica blanca.

En conclusión, estas rocas han sufrido un metamorfismo de presión baja que no supera las temperaturas correspondientes al grado bajo.

6.2.3.1 Unidad Albarrana-Azuaga

En esta unidad, además del metamorfismo regional, se observa un metamorfismo de baja presión que da lugar a una zonación concéntrica con respecto a las Cuarcitas de Sierra Albarrana. El grado metamórfico varía desde bajo (zona del granate) hasta alto (zona de la sillimanita-feldespatos potásico).

La zonación metamórfica fue ya establecida por Laurent (1974), Garrote (1976) y González del Tánago y Peinado (1990), y posteriormente la confirma Azor *et al.* (2004a) e incluye las zonas del granate, de la estauroлита-andalucita, de la sillimanita-moscovita y de la sillimanita-feldespatos potásico, desarrollándose en esta última, fusiones parciales que dan lugar a rocas migmatíticas (Figura 6.1).

La distribución de las zonas metamórficas es simétrica respecto a las Cuarcitas de Sierra Albarrana. La parte central la ocupa la zona del feldespatos potásico y hacia el NE y el SO

decrece el grado metamórfico. Hacia el SO aparece primero la zona de la sillimanita, que coincide con la banda de cizalla que limita la Sierra por este flanco, y posteriormente, aparece una ancha banda ocupada por la zona de la estaurolita-andalucita que se prolonga hasta la falla del Onza, donde localmente parece estar presente también la zona del granate. La zona de cizalla produce la superposición de las rocas con feldespato potásico y sillimanita sobre las de la zona de la estaurolita, superposición que, en todo caso, no es muy importante.

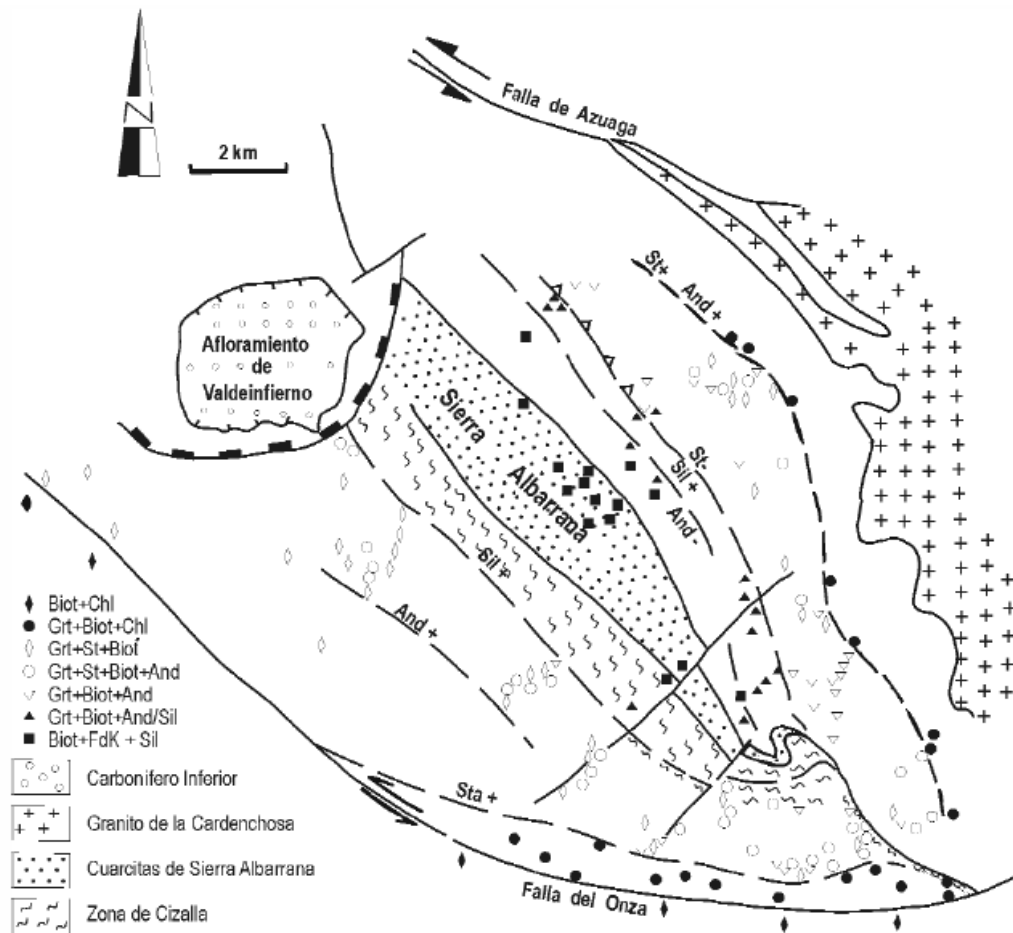


Figura 6.1.- Mapa de metamorfismo del área de Sierra Albarrana para litologías metapelíticas (tomado de Azor *et al.*, 2004)

Hacia el NE aparecen sucesivamente las zonas de la sillimanita, de la estaurolita-andalucita y la del granate. Estas isogradas, hacia el SE son cortadas por la zona de cizalla, desapareciendo en esta dirección las rocas metamórficas de grado medio. Además, la aureola de metamorfismo de contacto asociada al Plutón de la Cardenchoa se superpone a la zonación metamórfica regional, haciendo desaparecer también las rocas metamórficas en la parte situada al este del Plutón.

En la zona del granate las metapelitas contienen asociaciones con cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, granate y clorita y, localmente, cloritoide. Aquí, la foliación principal es S_2 y

está definida por lepidoblastos de moscovita, biotita y clorita, mientras que el granate se presenta como microfenoblastos, frecuentemente con inclusiones de cuarzo e ilmenita que definen una S_{int} recta y discontinua, y que aparece rotada respecto a la S_{ext} , generalmente rodeados por la foliación principal desarrollando sombras de presión. Estos granates son pues posteriores a la S_1 y anteriores o sincinemáticos precoces con la S_2 .

En la zona de la estaurolita-andalucita, la foliación principal es una esquistosidad S_2 que frecuentemente conserva evidencias de ser una esquistosidad de crenulación. Las asociaciones de minerales indicativos son relativamente complejas e incluyen moscovita, biotita, granate, estaurolita, andalucita y, ocasionalmente, distena. La foliación principal está definida por lepidoblastos de moscovita y biotita que, obviamente, son sincinemáticas con S_2 . La estaurolita se encuentra en porfidoblastos con inclusiones de cuarzo, ilmenita y granate que, en la mayor parte de las muestras, definen una foliación interna continua con la foliación externa. En algunos casos, la foliación interna de las estaurolitas está microplegada por pliegues oblicuos a la foliación externa o es un clivaje de crenulación incipiente que registra los primeros estadios del desarrollo de la S_2 . La andalucita aparece como grandes porfidoblastos con numerosas inclusiones de cuarzo, moscovita, ilmenita, biotita y, en ocasiones, granate y distena, que suelen definir una foliación interna que muestra las mismas relaciones texturales que la estaurolita con la foliación externa. Por tanto, asumiendo que existe equilibrio químico y textural entre las fases minerales, puede establecerse que tanto granate como estaurolita y andalucita son posteriores a S_1 y de pre a sincinemáticos con la foliación principal S_2 . La distena representa un problema aún no resuelto, puesto que se trata de un mineral muy escaso y los diversos autores que han estudiado la zona no han establecido claramente sus relaciones texturales. Según González del Tánago (1993), en esta zona, la distena se encuentra en venas de segregación metamórfica asociada a andalucita, y sus relaciones texturales parecen indicar que la distena fue el primer mineral en formarse, ya que la andalucita puede incluir restos de ella con los bordes corroídos.

La desaparición de la estaurolita parece coincidir a gran escala con el inicio de la zona de la sillimanita en la que comienza a aparecer esta nueva fase mineral, aunque coexistiendo aún en una banda de varios cientos de metros con porfiroblastos de andalucita. En esta zona el granate es mucho menos abundante que en la zona anterior, y va desapareciendo progresivamente hacia la parte de mayor grado. Las diversas asociaciones minerales en rocas metapelíticas incluyen cuarzo, moscovita, plagioclasa, biotita, sillimanita y, frecuentemente, granate y/o andalucita; ocasionalmente también pueden aparecer distena y cordierita (González del Tánago y Peinado, 1990; González del Tánago, 1993). Los porfiroblastos de andalucita tienen las mismas características texturales que en la zona anterior. La sillimanita aparece en sus dos variedades: prismática y acicular; la prismática suele crecer en fracturas de la andalucita o sustituyéndola

total o parcialmente, la fibrolita, en cambio, crece asociada a biotita como nematoblastos que definen la foliación principal. En esta zona todas las fases minerales son sincinemáticas con S_2 .

En la parte central de la Sierra, coincidiendo con el afloramiento de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, aparece una nueva zona caracterizada por la aparición de blastos de feldespato potásico que, aunque coexiste casi siempre con moscovita, se ha denominado zona de la sillimanita-feldespato potásico que coincide con el inicio de la fusión parcial en metapelitas. En toda esta zona son muy frecuentes los diques y filones de pegmatitas de anatexia (González del Tánago, 1993). Las metapelitas intercaladas en las cuarcitas presentan un bandeo gnéísico definido por bandas milimétricas alternantes de composición cuarzofeldespática y micácea que son el resultado de la fusión parcial de las rocas y que forman una estructura estromatítica (Menhert, 1968). En los niveles micáceos las asociaciones minerales son complejas y pueden encontrarse cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita, granate, andalucita, sillimanita y, ocasionalmente, cordierita. Las relaciones texturales entre las fases coexistentes son también complejas; el feldespato potásico forma grandes blastos con inclusiones de biotita, cuarzo y sillimanita fibrolítica; la moscovita puede aparecer como lepidoblastos definiendo la foliación o como grandes porfidoblastos que la fosilizan; la biotita se encuentra en lepidoblastos parcialmente corroídos por fibrolita; la sillimanita se encuentra como inclusiones en casi todos los minerales. Las relaciones blastesis-deformación son más sencillas debido a que las altas temperaturas alcanzadas en esta zona han borrado toda evidencia de fábricas anteriores y todas las fases minerales presentes son sincinemáticas con la esquistosidad principal (S_2) (Azor, 1994).

Según González del Tánago (1993) las rocas de esta área sólo han sufrido un metamorfismo monocíclico desarrollado en tres fases asociadas a las principales etapas deformativas. La primera fase M_1 , sincinemática con S_1 , sólo se conserva como inclusiones en los granates y andalucitas más precoces y habría dado lugar a cuarzo, filosilicatos, óxidos de Fe-Ti y seguramente también a la distena; esta paragénesis sugiere que el metamorfismo se desarrolló en condiciones de P y T moderadas, afectando más o menos igual a toda el área y en unas condiciones que no debieron rebasar las de biotita-granate (andalucita-distena). La segunda fase M_2 sería sincinemática con la foliación principal y daría origen a la zonación metamórfica existente, desarrollada en condiciones de baja presión y media alta temperatura. Finalmente, con la fase de crenulación se desarrollaría una tercera fase M_3 en claro ambiente retrógrado, con formación de minerales hidratados como moscovita, clorita, en menor medida biotita y, esporádicamente epidota.

Por otra parte, las condiciones de presión y temperatura del pico metamórfico han sido estimadas en base a cálculos geotermométricos y geobarométricos entre 450 y 650°C y 4 kbar (Azor, 1994; Azor y Ballèvre, 1997) basándose en la presencia en los micaesquistos de Albariza de cristales centimétricos de estauroлита y andalucita, que atestiguarían, según los últimos, las

condiciones metamórficas citadas de grado medio y baja presión; y en unos 690°C y 5.2 kbar por González del Tánago (1993).

En cuanto a la edad del metamorfismo, aunque en algún caso (Chacón, 1979) a este metamorfismo se le ha atribuido una edad Precámbrica, Dallmeyer y Quesada (1989, 1992) y posteriormente Azor *et al.* (2004a) lo dataron como Varisco.

Nuevas dataciones radiométricas en las rocas de grado medio y alto de la Unidad de Albarrana-Azuaga (Azor *et al.*, 2012) confirman la existencia de un evento metamórfico varisco (385 a 336 Ma) y ponen también de manifiesto la existencia de un evento metamórfico con fusión parcial ocurrido en el Cámbrico terminal-Ordovícico basal (≈ 497 -481 Ma).

Para obtener estas edades, Azor *et al.* (2012) datan un concentrado de moscovita de un micaesquisto con una paragénesis típica de grado medio compuesta de andalucita-estauroлита-granate-biotita-moscovita, que define la foliación principal de la roca, obteniendo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 336.5 ± 2.2 Ma. Estos autores datan mediante el mismo método moscovitas de dos muestras de gneises migmatíticos, que forman porfidoblastos postcinemáticos con respecto a la foliación principal de la roca; obteniendo edades de 358.7 ± 2.5 Ma y 361.1 ± 2.4 Ma. Así mismo obtienen una edad de 385.7 ± 6.0 Ma para un concentrado de anfíbol de una anfíbolita intercalada entre las cuarcitas de Sierra Albarrana, con paragénesis de grado medio; mientras que en otra muestra de una anfíbolita intercalada entre gneises migmatíticos, obtienen una edad sobre concentrado de anfíbol de 481.6 ± 4.2 Ma. Por último una muestra tomada por estos autores del leucosoma de unos gneises migmatíticos, datada mediante U/Pb SHRIMP en circones han aportado dos grupos de edades bien definidas: 497 ± 4 Ma y 577 ± 8 Ma.

Estos datos llevan a Azor *et al.* (2012) a deducir la existencia de un evento metamórfico de edad Cámbrico terminal-Ordovícico basal en la Unidad de Albarrana-Azuaga, que habría quedado registrado en las edades de ≈ 481 Ma y ≈ 497 Ma anteriormente citadas. Durante este evento se habría producido la fusión parcial a nivel de la corteza media de un zócalo cadomiense, atestiguado por la población de circones de edades finiprecámbricos (≈ 577 Ma). Este evento metamórfico cambro-ordovícico se enmarcaría en el *rifting* continental con que se inició el ciclo varisco.

A este episodio metamórfico le seguiría un episodio eo-varisco (385.7 ± 6.0 Ma, Devónico medio) a varisco (361 a 336 Ma, Devónico terminal-Carbonífero basal a Carbonífero medio), coincidente con las edades de Dallmeyer y Quesada (1992).

Esta secuencia de episodios metamórficos presenta dificultades para encajarlos en la estratigrafía del flanco septentrional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio, En este flanco no se han citado domos térmicos asociados al *rifting* cámbrico. Y la columna sintética levantada no se detecta ningún episodio meso-Devónico; ya que en el Sinclinal del Valle se detecta la laguna

mesodevónica pero el Devónico Superior (datado con fauna) es concordante sobre el Inferior. Este episodio de metamorfismo si está presente en las Unidades Alóctonas del DOV (ZCI)

6.2.4 Metamorfismo de contacto

6.2.4.1 Batolito de Los Pedroches

Las sucesivas intrusiones plutónicas sobre los materiales carboníferos encajantes (anquimetamórficos o con grado muy bajo de metamorfismo), que constituyen el Batolito, generan una aureola de metamorfismo de contacto definida por un conjunto de rocas de tipo corneanas y de pizarras mosqueadas.

Las rocas de esta aureola presentan texturas granoblásticas o lepidoblásticas mosqueadas, con frecuentes *spots* de cordierita y porfidoblastos de andalucita (quiasolita).

En el área de la Hoja muestra una anchura variable, entre los 800 m y los 2 km de espesor y aparece zonada centrípetamente distinguiéndose con carácter general una zona externa, correspondiente a la facies de las corneanas de albita-epidota, con paragénesis de cuarzo + moscovita + albita + clorita + epidota, y una zona interna, en facies de las corneanas hornbléndicas, caracterizada por asociaciones de cuarzo + moscovita + biotita + cordierita + andalucita (quiasolita) (Fernández *et al.*, en prensa; Larrea *et al.*, 2013).

Las texturas más comunes, según protolitos, varían entre granoblásticas y lépidoporfidoblásticas, con *spots* de cordierita, quiasolita o productos de alteración de los mismos.

Localmente, en zonas inmediatamente adyacentes al contacto intrusivo, se han reconocido paragénesis con feldespatos potásico + cordierita + andalucita \pm sillimanita, lo que indica que se alcanzaron las condiciones de la facies de corneanas piroxénicas (Fernández *et al.*, en prensa; Larrea *et al.*, 2013).

Teniendo en cuenta las paragénesis de la aureola de contacto, algunos autores (Donaire y Pascual, 1991; Carracedo, 1991) han calculado una temperatura de intrusión de unos 800°C para las granodioritas y 750-760°C para los granitos. Por otra parte, García Casco y Pascual (1987) calculan una presión de emplazamiento de 0,5 a 1 kb.

6.2.4.2 Granito de Los Arenales

Desarrolla un metamorfismo de contacto a temperaturas relativamente elevadas (facies hornbléndicas), y localmente en la vecina Hoja 1:200.000 de Córdoba, existen indicios con paragénesis de cordierita-feldespatos-K (a veces con presencia de moscovita de alteración o primaria), lo que junto con la presencia local de corindón podrían indicar que se alcanzaron condiciones en facies piroxénicas (Roldán *et al.*, en prensa).

En su aureola de metamorfismo de contacto, en gneises y metapelitas se observa una textura granoblástica poligonal, y en su sector N (incluido en esta Hoja) Apalategui *et al.* (1985a)

encuentran las siguientes asociaciones: cuarzo-moscovita-biotita, cuarzo-biotita, cuarzo-clorita-biotita verdosa, cuarzo-clorita-biotita verdosa-andalucita. Más al S, en la Hoja de Córdoba, Roldán *et al.* (en prensa), encuentran las siguientes asociaciones: biotita-corindón-cuarzo-espinela, biotita-plagioclasa-cordierita-cuarzo, biotita-andalucita-cordierita-cuarzo, biotita-cordierita-feldespato-K-cuarzo, cuarzo-feldespato-K-cordierita-biotita-moscovita y turmalina.

En rocas básicas, Apalategui *et al.* (1985a) encuentran la asociación oligoclasa-hornblenda verde.

6.2.4.3 Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada

Las rocas ígneas que constituyen esta alineación magmática dan un metamorfismo de contacto en el encajante con paragénesis indicativas de grado muy bajo a bajo, en facies de las corneanas de albita-epidota, habiéndose reconocido en rocas pelíticas las siguientes: cuarzo-sericita/moscovita, cuarzo-sericita/moscovita-clorita/biotita, cuarzo-moscovita-biotita, cuarzo-moscovita-biotita-andalucita.

En rocas carbonatadas y calcosilicatadas da lugar a la recrystalización de los carbonatos originando mármoles calizos y dolomíticos y/o a la reacción de los mismos con los silicatos, originando rocas de tipo skarn, con las siguientes asociaciones: calcita-tremolita-¿flogopita?, calcita-tremolita-epidota-granate.

Estas condiciones, incluso en muestras muy próximas al cuerpo intrusivo, son características de intrusiones someras (Apalategui *et al.*, 1985b).

6.2.4.4 Granito de La Cardenchoa

Este macizo da lugar a una aureola de contacto asimétrica, que alcanza gran desarrollo en sus bordes septentrional y occidental, donde se ve cortada por fallas, mientras que se va estrechando en el borde meridional hasta desaparecer en el borde oriental.

La asociación más extendida corresponde a corneanas de albita-epidota de bajo grado, llegando al grado medio con asociaciones con andalucita y cordierita en zonas muy próximas al granito, en su borde occidental y en enclaves. En estos últimos ocasionalmente se llega a condiciones de corneanas de alto grado con andalucita-cordierita-sillimanita-biotita (Insúa *et al.*, 2007).

7 HISTORIA GEOLÓGICA

Dentro de esta Hoja, los materiales más antiguos aflorantes son de edad Proterozoica Superior y pueden dividirse en dos conjuntos según su relación con el evento orogénico finiprecámbrico Cadomiense o Panafricano (Apalategui y Quesada, 1987). Por una parte se encuentran los materiales de la Serie Negra, de edad Rifeense (Chacón *et al.*, 1984), que corresponden a sedimentos marinos depositados en una cuenca de escasa profundidad (Eguiluz, 1987) y por otra, un conjunto sinorogénico, representado por el Complejo Esquisto Grauváquico y probablemente por parte de la Sucesión Tentudía (tramo superior de la Serie Negra).

En el intervalo Rifeense-Vendiense tuvieron lugar los principales movimientos Cadomienses que produjeron la estructuración y el metamorfismo de la Serie Negra que aún puede reconocerse en las áreas en las que la deformación y el metamorfismo variscos fueron de pequeña intensidad, como ocurre en el Anticlinal de Peraleda (Unidad Paraautóctona del DOV). En esta área, la Serie Negra muestra una deformación polifásica y un metamorfismo de bajo grado cuyas características son, por el momento, mal conocidas.

Como consecuencia del evento orogénico Cadomiense tuvo lugar el desarrollo de dos conjuntos sinorogénicos de edad Vendiense. El primero de ellos está formado por los materiales del Grupo Malcocinado, que constituyen un complejo vulcanosedimentario al que están asociados numerosos cuerpos plutónicos y que se sitúa en posición meridional, en la Zona de Ossa-Morena, en el borde sur de la Zona Centroibérica y en el Anticlinal de Peraleda. La presencia de cantos de cuarcitas negras presumiblemente procedentes de la Serie Negra, en la base del Grupo Malcocinado indica que hubo un periodo erosivo anterior al depósito de esta última. El segundo de ellos, localizado más al norte y probablemente correlacionable con el anterior, es el Alcudiense Inferior, cuya base no aflora pero que probablemente es discordante o disconforme sobre la Serie Negra (Martínez Poyatos, 1997, 2002).

El Grupo Malcocinado representa un magmatismo predominantemente andesítico de naturaleza calcoalcalina y de tendencia trondjemítica, que ha sido interpretado como un magmatismo orogénico ligado a un margen continental activo (Sánchez Carretero *et al.*, 1989) y formado por fusión parcial de una corteza oceánica subducida, que interacciona con la cuña de manto suprayacente (magmatismo adakítico) o de corteza inferior engrosada (Martínez Poyatos, 2002).

El Alcudiense Inferior representaría un flysch de carácter más distal pero que todavía conservaría evidencias de la actividad volcánica situada más al sur y que se depositaría en el surco externo del cinturón de deformación Cadomiense (Quesada *et al.*, 1990a).

Los últimos movimientos Cadomienses afectaron también a los conjuntos sinorogénicos produciendo un débil plegamiento que no fue acompañado ni de esquistosidad ni de metamorfismo, pero que dio lugar a la discordancia que los separa de los materiales del Vendense Superior en la Zona Centroibérica y del Cámbrico Inferior más bajo en la de Ossa-Morena.

Durante el tránsito Proterozoico-Paleozoico comienza a producirse la diferenciación entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena como consecuencia del inicio de un proceso de *rifting*. Tras un periodo de arrasamiento de los relieves generados durante el evento Cadomiense, comienza un proceso distensivo que en la ZCI da lugar a surcos en los que se depositan los materiales del Alcudiense Superior y Cámbrico Inferior en facies de plataforma somera, mientras que en la ZOM la extensión es más importante y hay una transgresión marina generalizada que produce la sedimentación de series siliciclásticas primero y carbonatadas después. Este régimen tectónico distensivo es el responsable de la compartimentación en cubetas de la ZOM (Liñán y Quesada, 1990; Perejón *et al.*, 2004). Esta situación tectónica permitió el ascenso de un volumen considerable de rocas ígneas, emplazadas como plutones intrusivos en el zócalo Neoproterozoico y como rocas eruptivas y complejos filonianos intercalados en la sucesión cámbrica. En el conjunto de la ZOM se distinguen dos fases principales de emplazamiento ígneo: Una inicial, previa al desarrollo de la formación carbonatada, caracterizada por rocas ácidas calcoalcalinas, típicamente peraluminosas, ligadas a procesos de migmatización en segmentos mesocorticales (Sánchez García *et al.*, 2003). Y otra más tardía, marcadamente bimodal, formada por una asociación cogenética de rocas básicas, intermedias y ácidas, toleíticas a moderadamente alcalinas, originadas en una fuente astenosférica; y otro conjunto, de menor volumen, de rocas ácidas calcoalcalinas, originadas en la corteza inferior (Sánchez García *et al.*, *op. cit.*).

Es necesario insistir, en que en el Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico los materiales proterozoicos son de tipo centroibérico (Complejo Esquisto Grauváquico), mientras que en el Dominio Obejo-Valsequillo son de tipo ossamorénico (Serie Negra y Grupo Malcocinado)

Durante el Cámbrico Superior tiene lugar el evento o Fase de deformación denominada 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). El significado de esta etapa deformativa es incierto, y originó fracturas y abombamientos de gran radio y que ocasionó la emersión de la Zona Centroibérica. A partir del Ordovícico Inferior se produce una nueva transgresión marina y se instala en toda la región una plataforma correspondiente a un margen pasivo en la que se deposita una cuña miogeoclinal con características tanto más distales cuanto más al sur.

En el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, así como en la Unidad Parautoctona del DOV, la sedimentación de plataforma se prolongó de manera prácticamente ininterrumpida hasta el Devónico Superior, con una pequeña laguna en el Devónico Medio. En las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo, en cambio, una etapa de plegamiento afectó al Devónico inferior, depositándose posteriormente discordantemente el Devónico superior-Carbonífero. En la ZOM la columna estratigráfica es diferente para los dos flancos del Anticlinorio de Monesterio; En el flanco meridional la serie es continua hasta el Devónico Medio (no existe la Cuarcita Armoricana), produciéndose en este periodo los primeros sedimentos postorogénicos (Fm Terena). En el flanco septentrional la serie paleozoica es continua hasta el Carbonífero inferior, detectándose la laguna mesodevónica. Las series ordovícico-devónicas de este flanco se correlacionan mejor con las de la ZCI s.s., que con las del flanco meridional. Detectándose el episodio carbonatado del Ordovícico superior (Caliza Urbana)

Para Expósito *et al.* (2002), el metamorfismo de los núcleos de Valungo y Monesterio, no son cadomienses sino relacionados con el episodio de *rifting* de edad cámbrica, a pesar de discrepar con la bibliografía previa, para Expósito *et al.* (*op.cit.*) ambos núcleos están relacionados por una zona de cizalla extensional, que desarrolla una deformación milonítica con núcleos de alta T. En cualquier caso a comienzos del Ordovícico hay en la ZOM un episodio extensional con magmatismo asociado.

El significado de los materiales que constituyen la Unidad Portalegre-Azuaga, sigue siendo objeto de controversia. Para unos autores representa un episodio cadomiense, y para otros forma parte de la Orogenia varisca.

Para los primeros (Eguiluz *et al.*, 1995; 2000; y Bandrés *et al.*, 2002), durante el periodo Criogénico-Ediacárico (620-480 Ma) ocurrieron una serie de episodios tectonometamórficos y magmáticos, que se inscriben dentro del ciclo Cadomiense. El límite actual entre las zonas ZCI y ZOM, para estos autores, es una falla transcurrente varisca (San Pedro de Mérida-Montoro), y el límite meridional de la Unidad Portalegre-Azuaga; estos autores al corredor comprendido entre ambos accidentes lo denominan “Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba”. Y la interpretan como una cuenca intra-arco de edad Cámbrico Inferior, cerrada durante los últimos episodios del ciclo Cadomiense. En Bandrés *et al.* (*op. cit.*) se propone un modelo, teniendo en cuenta los afloramientos cadomienses de la ZOM, Unidad Portalegre-Azuaga y Sur de la ZCI, en el que hay registros tectosedimentarios que configuran un escenario geodinámico de un margen continental, en un modelo de colisión tipo andino.

Según Azor *et al.* (2004), el proceso de *rifting* iniciado en el Cámbrico progresaría durante el Ordovícico y el Silúrico, generando algo de corteza oceánica, actualmente preservada en la parte inferior de la Unidad Portalegre-Azuaga, que constituye el límite entre las Zonas Ossa-Morena y Centroibérica. En este proceso intruirían numerosos granitoides de edad ordovícica,

tanto en la Unidad, como en el borde meridional de la ZCI y en el septentrional de la ZOM. En el contacto meridional de la ZOM también se preservan rocas de afinidad oceánica, relacionadas igualmente con este proceso de *rifting* iniciado en el Cámbrico. Para estos autores, durante parte del Paleozoico, la ZOM es un fragmento continental separado por algún tipo de océano de la ZCI (Gondwana) y de la ZSP por el océano Rheico. El límite entre las Zonas ZCI y ZOM pasó en algún momento del Paleozoico superior (probablemente el Silúrico) de ser un margen pasivo a activo, con subducción de la corteza de la ZOM, en parte de carácter oceánico, bajo la de la ZCI. La Unidad Portalegre-Azuaga contiene restos amalgamados de corteza oceánica subducida (eclogitas máficas), junto con fragmentos de corteza continental inferior y media. El final de la subducción oceánica daría lugar a una subducción continental y eventualmente a un proceso de colisión continental entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena.

De esta forma, el primer evento deformativo varisco se produciría entre el Silúrico y el Devónico y consistiría en la subducción de la corteza de La Unidad Portalegre-Azuaga, adelgazada durante el *rifting*, bajo el borde meridional de la Zona Centroibérica, originando un evento metamórfico de alta presión y alta temperatura (facies eclogíticas).

Cuando la subducción dejó de progresar, la deformación fue transferida al bloque de techo (Unidad Alóctona del Dominio de Obejo-Valsequillo), produciendo los pliegues tumbados vergentes al NE durante el Devónico Medio-Superior. Estas estructuras de vergencia NE son de sentido contrario al de la subducción, y por tanto, deben explicarse como conjugadas del cabalgamiento principal de la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena. La intensa deformación que produjo estos pliegues tumbados apenas tuvo repercusión en la Unidad Paraautóctona y en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, donde sólo se reconocen lagunas estratigráficas en el Devónico Medio y en el Carbonífero Inferior, sin embargo, generaría una zona elevada y sujeta a erosión que desmontaría la pila de pliegues tumbados y originaría la discordancia angular entre las rocas sedimentarias del Carbonífero Inferior y su sustrato.

Simultáneamente, con el proceso de subducción bloqueado, el movimiento convergente de las placas migraría hacia la zona externa produciendo el cabalgamiento de la Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central) sobre la Zona de Ossa-Morena y también una deformación en ésta misma, caracterizada por pliegues y cabalgamientos vergentes al SO, como los que se encuentran, actualmente verticalizados, en el área de Sierra Albarrana (Unidad Albarrana-Azuaga).

El importante engrosamiento cortical producido por la subducción y los pliegues tumbados, daría lugar a una inestabilidad gravitatoria y a un colapso extensional que se resolvería mediante una situación extensional o transtensiva sinistral, localizada en la parte trasera de la zona engrosada, produciendo una importante sedimentación y magmatismo. Así como la exhumación

de la Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central), con rocas metamorfizadas en facies eclogíticas, mediante un importante cizallamiento dúctil lateral izquierdo con componente normal. El componente lateral izquierdo pudo ser consecuencia de la convergencia oblicua que afecta a toda la cadena.

Para Martínez Poyatos (2002), después del engrosamiento cortical, que produce la subducción de la ZOM bajo la ZCI durante el Silúrico-Devónico y los pliegues tumbados vergentes al NE con un cizallamiento dúctil asociado, que se desarrollan en el bloque de techo (DOV) durante el Devónico medio-superior; se produce un colapso extensional en el citado bloque de techo (U. Portalegre-Azuaga y ZCI) que posibilitó la exhumación de las rocas de la U. Portalegre-Azuaga metamorfizadas en facies de eclogitas. El accidente más relevante de este proceso extensional es la Falla de Matachel que pone en contacto el DOV (ZCI) con la unidad eclogítica. Para este autor, el contraste metamórfico (10 kbar) que existe entre el borde meridional de la ZCI y la U. Portalegre-Azuaga (Unidad Central), permite estimar el salto en vertical de la Falla de Matachel en unos 30 km. Por tanto, esta falla es una estructura cortical de primera magnitud que ha dado lugar a la cuenca carbonífera Guadiato-Pedroches.

En relación con el movimiento extensional se produjo una subsidencia en el bloque de techo que dio lugar a la cuenca marina Carbonífera del Guadiato-Pedroches (Martínez Poyatos, 2002). Durante el Tournaisiense Superior-Viseense toda la cuenca es subsidente, pero a partir del Serpukhoviense (Viseense Superior) y mientras la zona de los Pedroches sigue subsidiando, en la parte SO (Guadiato) se produce un cabalgamiento que ocasiona el depósito de facies parálicas y posteriormente límnicas en el bloque de techo (cuenca *piggy-back*). y genera en el bloque de techo una cuenca sintectónica, con grandes bloques (olistolitos) de todos los materiales pre-Serpukhoviense previamente sedimentados (cuenca del Kilva). La figura 7.1, representa los depósitos asociados a los dos episodios descritos.

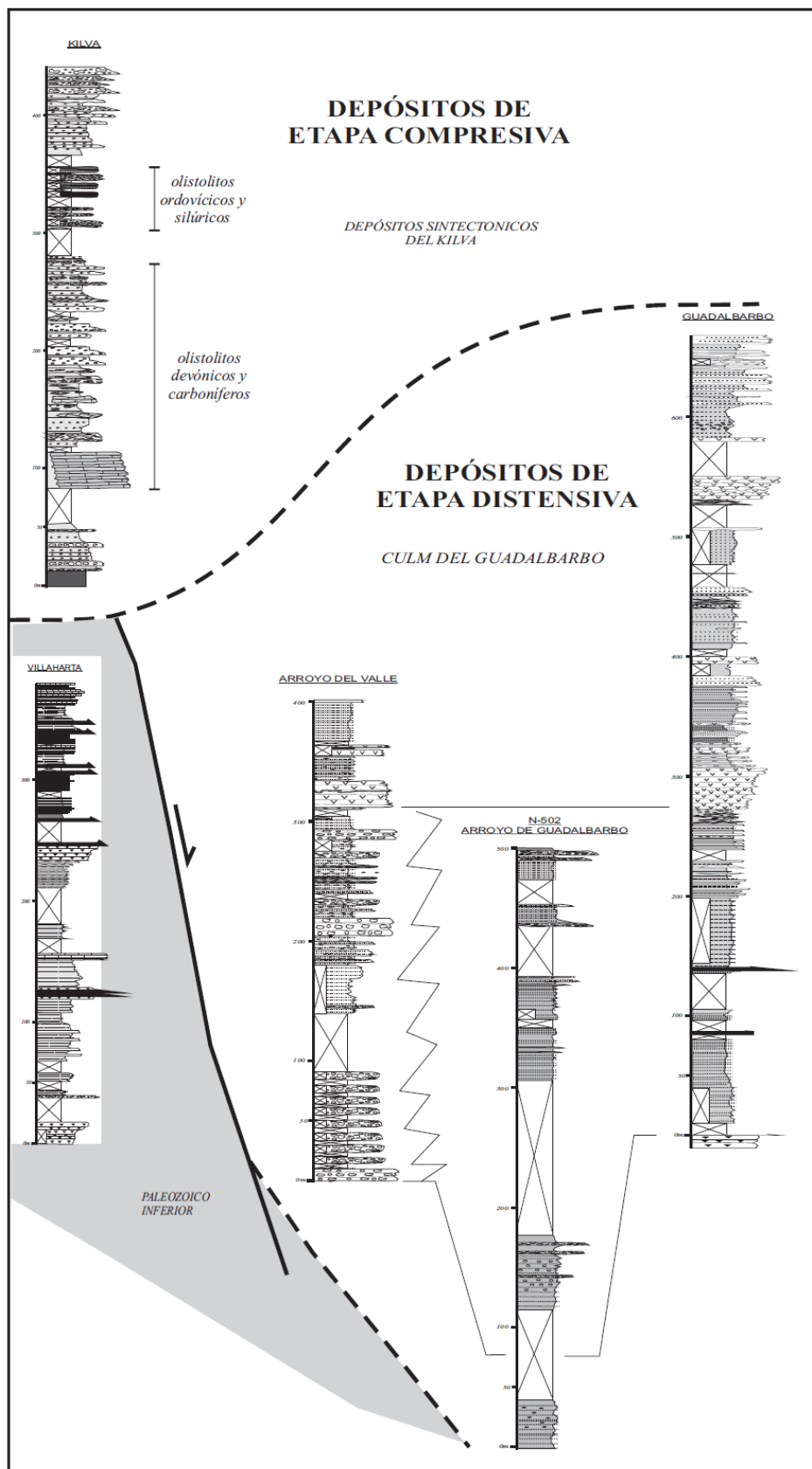


Figura 7.1.- Correlación de columnas de la etapa extensional y de la etapa compresiva posterior

Durante el Carbonífero medio-superior continuó la compresión en un contexto colisional más amplio, ya que también se estaría produciendo colisión continental en el límite meridional

de la ZOM, en su contacto con la ZSP. Dando lugar a un acortamiento general de dirección NE-SO, con pliegues verticales de la fase principal en las zonas no afectadas por los pliegues tumbados y de la fase de crenulación en las afectadas por éstos, afectando ya a los sedimentos Culm del Carbonífero. En la Zona de Ossa-Morena este episodio produjo fundamentalmente una verticalización de las estructuras previas.

Entre el Serpukhoviense superior y el Bashkiriense inferior se produce en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, la intrusión del Plutón de Santa Elena (Hoja de Linares).

Posteriormente a la primera etapa de plegamiento varisca, así como al emplazamiento del Plutón de Santa Elena (pero probablemente relacionada con el mismo) y a la aureola de metamorfismo de contacto a él asociada, durante el Namuriense superior, se desarrolla una zona de cizalla dúctil-frágil, de carácter extensional denominada Zona de Cizalla de Puente de Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2004, 2006). Esta zona de cizalla está afectada por pliegues de gran longitud de onda de plano axial subvertical y con una orientación subparalela a los pliegues de primera fase.

En la Unidad de Albarrana-Azuaga en la base del Carbonífero (361 a 336 Ma, Devónico terminal-Carbonífero basal a Carbonífero medio) se produce una etapa extensional que da lugar al metamorfismo de alta T que afecta al núcleo de Sierra Albarrana; y que está fosilizado por la Cuenca de Valdeinfierno cuyos bloques y cantos presentan toda la deformación y metamorfismo de las rocas encajantes.

La configuración final de la Hoja se adquiere con el desarrollo de una zona de cizalla frágil, también con sentido de movimiento sinistral, a lo largo del eje Badajoz-Córdoba. En este momento se originan las fallas que limitan al norte y al sur la Unidad Azuaga-Portalegre y todas las fallas longitudinales que compartimentan la Hoja. En relación con algunas de estas fallas de desgarre se produjeron depósitos sedimentarios en cuencas tipo *pull-apart* en la Zona de Ossa-Morena, que posteriormente se ven, a su vez, involucradas en el proceso de cizallamiento (San Nicolás del Puerto).

También, aparentemente, en relación con este cizallamiento frágil, tiene lugar un importante proceso de actividad magmática que genera parte del Complejo plutonovolcánico básico de Villaviciosa-La Coronada y la intrusión del Batolito de los Pedroches, así como el resto de los granitoides tardivariscos presentes en la Hoja y que, generalmente, están muy controlados por el sistema de fracturas.

Durante el Carbonífero superior (Moscoviense, Westfaliense superior), intruye la Unidad Granodiorítica del Batolito de Los Pedroches, cuyas dataciones más recientes estiman una edad de 307.7 ± 0.4 a 307.8 ± 1.2 Ma (Carracedo *et al.*, 2009). Esta unidad plutónica intruye en relación con una zona de cizalla de desgarre transtensional dextra, tardivarisca que la afecta en un sector

de su borde N, situado fuera de la Hoja (Zona de Cizalla de Conquista, de Carracedo *et al.*, 1993).

Inmediatamente después del emplazamiento de la Unidad Granodiorítica, y en relación con esta zona de cizalla, se produce la intrusión de diques de composición intermedia de dirección NNE-SSO a NNO-SSE, que dibujan sigmoides coherentes con la evolución de las fracturas tensionales relacionadas con la misma.

Posteriormente a la intrusión de este conjunto de diques de composición intermedia, intruye la Unidad Granítica de Los Pedroches, datada en sus términos más modernos (plutón de Mogábar) en 304 ± 2 Ma (Carracedo *et al.*, 2009). Posteriormente a alguna de sus unidades de intrusión (Plutón de Virgen de la Cabeza) y coetáneamente con otras (Plutón de Mogábar) se produce la intrusión de un sistema de diques de pórfidos graníticos, constituido por dos haces principales de diques de más de 120 km de longitud y 10 km de anchura, de dirección NO-SE, que cortan al sistema de diques anterior.

Es importante resaltar que las fallas longitudinales NO-SE en el Dominio de Obejo Valsequillo dieron lugar al depósito de materiales continentales, Banda Septentrional de la Cuenca del Guadiato, Cuenca de Peñarroya-Belmez, actualmente en explotación. Las mismas fallas en rejugos posteriores de cabalgamiento hacia el NE, cobijaron los materiales de estas cuencas.

A partir del Carbonífero y después de los últimos movimientos variscos, toda el área resultó emergida y sometida a procesos de erosión que debieron formar una penillanura en un tiempo relativamente breve. El único registro sedimentario que se encuentra corresponde a sedimentos costeros Triásicos, que forman parte de la orla meridional del Macizo Ibérico, y representan la máxima transgresión del Thetys en esta época.

El siguiente evento geológico que afecta a esta zona es la Orogenia Alpina, que manifiesta sus efectos principalmente al sur de esta Hoja, en las Cordilleras Béticas. Sus efectos orogénicos en el ámbito de esta Hoja son difíciles de apreciar, no habiéndose generado relieves significativos, aunque no se descarta que algunas de las fallas existentes hayan sufrido pequeños rejugos locales (Falla de Villaharta). Sin embargo, como consecuencia de la reorganización paleogeográfica que tuvo lugar a escala de toda la península, se produjo una elevación generalizada del nivel de base que ocasionó un proceso de sedimentación fluvial y aluvial en los valles de los relieves Apalachianos previamente formados. Estos sedimentos se depositaron fundamentalmente durante el Mioceno, dando lugar a extensos glaciares y llanuras aluviales que recubrieron una gran parte del zócalo varisco. Posteriormente, ya en el Cuaternario, se produjo un cambio de la etapa de sedimentación a otra etapa de erosión, con un encajamiento de la red fluvial actual y el comienzo de la erosión de los depósitos Terciarios.

7.1 CONTROVERSIA SOBRE EL LÍMITE ENTRE LA ZONA CENTROIBÉRICA Y LA ZONA DE OSSA-MORENA

7.1.1 Resumen de lo expuesto

El Macizo Ibérico es el afloramiento más extenso de la Cordillera Varisca en Europa, y con criterios tectonoestratigráficos ha sido dividido en dominios o zonas en sucesivos trabajos. Todas las divisiones han contribuido a facilitar su estudio y mejorar el conocimiento, estableciéndose límites tectónicos que separan unidades con diferencias tectoestratigráficas. En este contexto, el área de trabajo es uno de los límites más controvertidos. Los trabajos más recientes permiten aportar nuevos datos estratigráficos y tectónicos que ayudarán a la mejor comprensión de este límite.

Desde que Hernández Pacheco (1932) definió el Macizo Ibérico como una unidad tectónica, Macizo Hespérico, y diferenció Sierra Morena por sus características estratigráficas del resto del Macizo, esta división es aceptada en todos los trabajos. Lotze (1945) estableció la división en Zonas, que básicamente aún perduran, poniendo el límite entre Zonas en el Batolito de Los Pedroches. Reig Vilaplana (1948), elaboró una evolución tectónica de la Península Ibérica. Solé Sabarís *et al.* (1952) definen el Basamento Ibérico y lo extienden bajo los depósitos terciarios del Guadalquivir. Lautensach y Mayer (1961) vuelven a la idea del Macizo Ibérico como unidad morfoestructural. Parga (1970) actualiza el concepto del Macizo Hespérico y lo divide en seis zonas, basadas en la división de Lotze.

Julivert *et al.* (1974) en el Mapa Tectónico de la Península Ibérica recoge la zonación de Lotze con algunas variaciones, definiendo por primera vez los Ejes de Badajoz-Fuente Obejuna-Córdoba y el de Aracena. Robardet (1976) basándose en la semejanza estratigráfica del Paleozoico inferior y de la cobertera carbonífera a ambos lados del Batolito de Los Pedroches y siguiendo las propuestas de Bard (1969), y Bard *et al.* (1973), Bladier y Laurent (1974), Capdevila *et al.* (1971) y Arthaud y Matte (1977) propone el límite entre la ZOM y la ZCI en el anticlinal Portalegre-Badajoz-Córdoba. Herranz *et al.* (1999) apoyándose en criterios estratigráficos dividen el SO del Macizo Ibérico en siete bandas, atribuyéndolas a las diferentes zonas ya reconocidas. Chacón y Pascual (1979) apoyan la propuesta de Robardet y localizan el límite ZOM-ZCI en la Falla de Azuaga que es la que limita el eje Portalegre-Badajoz-Córdoba por el sur.

Julivert *et al.* (1974) se reafirman en la zonación del Macizo Ibérico establecida y proponen para el Límite ZOM-ZCI el Cinturón Blastomilonítico de Córdoba-Abrantes que incluye a Portugal y en donde se produce un cambio de vergencias tectónicas. Chacón y Pascual (1979) consideran el cambio de vergencias como el factor más relevante que confirma el límite y sitúan

las fallas de Hornachos-Villaharta y Ficalho como límites septentrional y meridional respectivamente de la ZOM.

Con la realización de las hojas de esta región en el plan MAGNA se precisaron los conceptos y permitió a sus autores establecer el Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Apalategui y Pérez Lorente, 1983) que tiene similitudes estratigráficas, del Paleozoico, con la ZCI.

Desde la edición del MAGNA se ha asumido que esta zona de límite está constituida por tres áreas con estratigrafía y deformaciones diferentes; la ZCI al norte, la ZOM hacia el S y una banda entre ellas con un basamento precámbrico de tipo Ossa-Morena y una cobertera paleozoica correlacionable con la de la ZCI. Y desde Robardet (1976) se acepta que el límite entre las ZCI-ZOM está en el Eje Badajoz-Córdoba; lo que se recoge en los trabajos publicados en: Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer y Martínez García (eds., 1990); Paleozoico Inferior de Iberoamérica, Gutiérrez-Marco, Saavedra y Rábano, eds. (1992); y Geología de España, Vera ed. (2004).

No obstante la discusión continúa, Herranz *et al.* (1999) y San José *et al.* (2004) proponen una nueva zonación del Macizo Ibérico con una nueva zona (Zona Lusitano-Mariánica) con el borde septentrional en el eje del Batolito Los Pedroches y el meridional en la Falla de Malcocinado al SO de la Unidad Albarrana-Azuaga, que tiene características paleogeográficas diferentes tanto con la ZCI como con la ZOM. (Figura 7.2). Y por otra parte, el grupo de investigación de la Universidad del País Vasco siempre ha considerado que la ZOM se define por el sustrato cadomiense, extendiéndola, en consecuencia hasta el afloramiento más septentrional de la Serie Negra que se localiza al sur del carbonífero de Los Pedroches (Bandrés *et al.*, 2002; Figura 7.3).

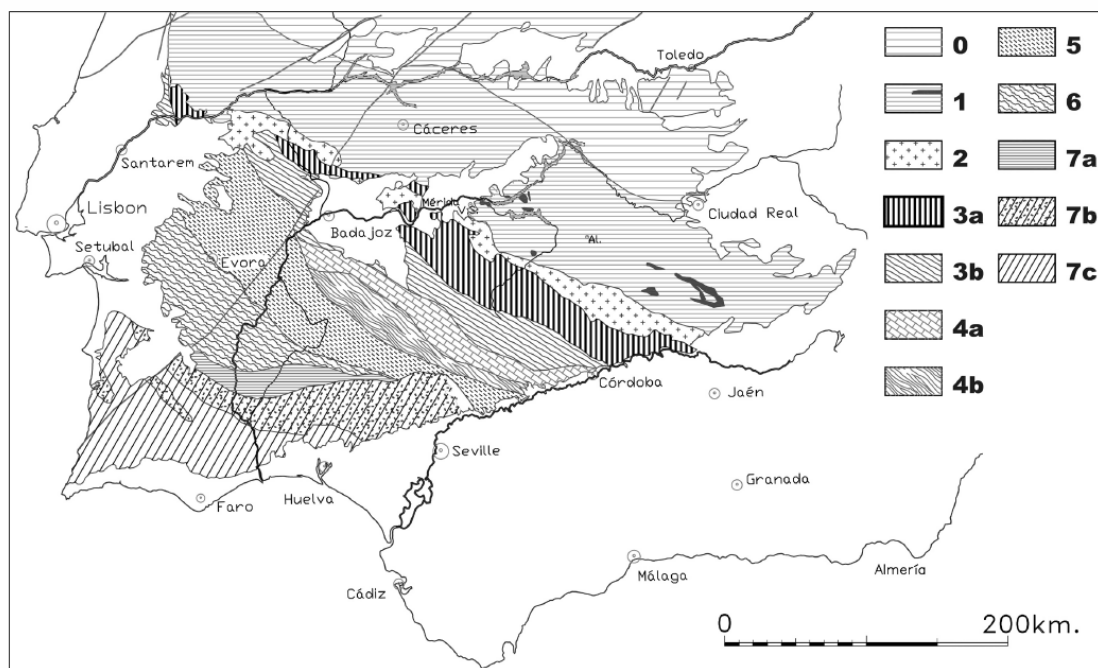


Figura 7.2.- División en Zonas y Dominios del SO del Macizo Ibérico, según San José *et al.* (2004). **Z. Centroibérica:** 0: D. Montes de Toledo; 1: D. Alcudia-Alta Extremadura; 2: Eje de Los Pedroches. **Z. Lusitano-Mariánica:** 3a: D. Obejo-Valsequillo; 3b: Eje Badajoz-Córdoba y D. Sierra Albarrana. **Z. Ossa-Morena:** 4a: Banda Zafra-Llerena-Alanís; 4b: Núcleo Olivenza-Monesterio; 5: Banda Cheles-Barrancos; 6: Macizo Évora-Beja-Aracena. **Z. Surportuguesa:** 7a: Pulo do Lobo; 7b: Faja Pirítica; 7c: ZSP indiferenciada.

En los últimos trabajos realizados por el IGME en esta Hoja y aledañas se han obtenido nuevos datos que contribuyen a la definición de este límite y se exponen a continuación.

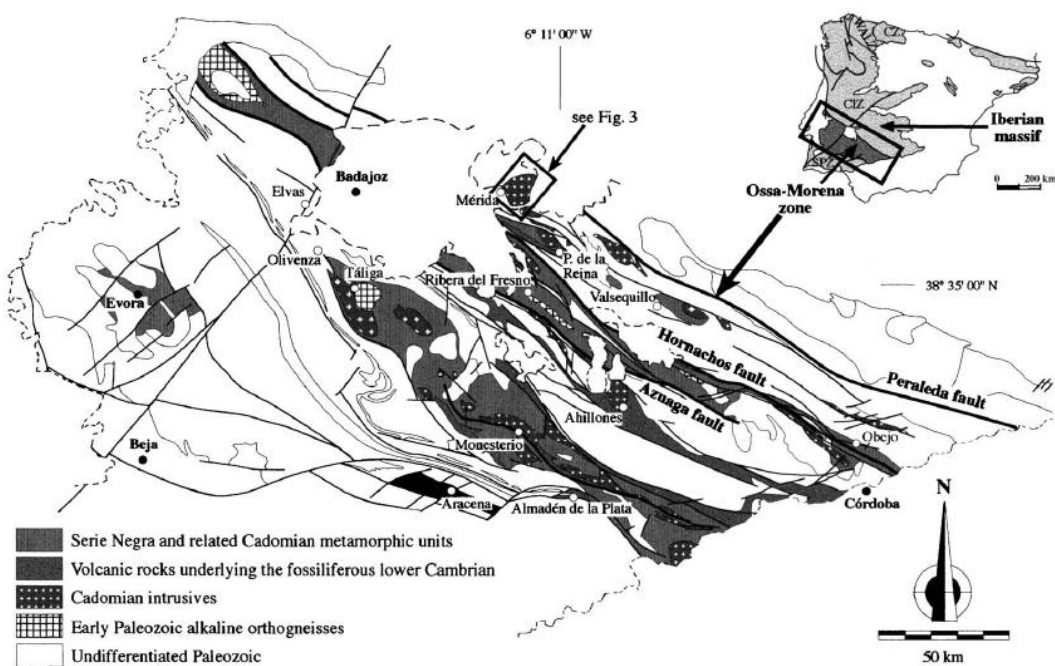


Figura 7.3.- Esquema geológico de la Zona de Ossa-Morena según Bandrés *et al.* (2002).

7.1.2 Contexto geológico

La Zona Centroibérica. El dominio meridional de la ZCI (en sentido estricto) es el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Martínez Catalán *et al.*, 2004) que se caracteriza por su gran extensión y continuidad estratigráfica (Figura 1.2). La secuencia comienza en el Vendense superior y consiste en un conjunto de turbiditas de abanicos submarinos, taludes y canales, con tramos de plataforma somera. Se hallan fósiles del Vendense terminal. La unidad superior es una transición desde los depósitos de talud a una plataforma terrígeno-carbonatada e incluso depósitos continentales; la edad de los materiales de techo alcanza el Cámbrico inferior (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004).

En esta Zona la sucesión paleozoica se inicia con los materiales del Ordovícico que se depositan en discordancia angular sobre las rocas infrayacentes (Discordancia Toledánica, Lotze, 1956; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002). Esta sucesión se puede dividir en dos grandes conjuntos: preorogénico (Ordovícico-Devónico), y postorogénico (Carbonífero Superior (Martínez Poyatos *et al.*, 2004a).

El conjunto preorogénico es una sucesión de formaciones detríticas muy continuas y potentes depositadas en un ambiente sedimentario de plataforma marina siliciclástica somera. La sedimentación fue prácticamente continua a excepción de dos hiatos, en el Ordovícico superior y el Devónico medio. Los sedimentos postorogénicos son restos de cuencas intramontañosas aisladas, son discordantes y subhorizontales (Cuenca de Puertollano).

El límite meridional de esta Zona ha podido establecerse en el accidente extensional de la Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2004, 2006), al sur de este accidente las formaciones proterozoicas son de tipo Ossa-Morena.

Dominio de Obejo-Valsequillo. Se trata de una banda de dirección regional NO-SE cuyo límite norte es la citada Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y el meridional se discutirá a continuación aunque tradicionalmente se sitúa en el Corredor Blastomilonítico Badajoz-Córdoba (Figura 7.4). Hasta ahora, la cartografía era insuficiente para identificar el trazado de los accidentes tectónicos mayores y las conclusiones estratigráficas no tienen precisión. Por otra parte, predomina en la zona una tectónica transcurrente sinistral, con componente en vertical, en consecuencia con cabalgamientos asociados vergentes al NE. Esta tectónica es varisca pero ha actuado en periodos sucesivos afectando a materiales diferentes y con procesos variados en intensidad.

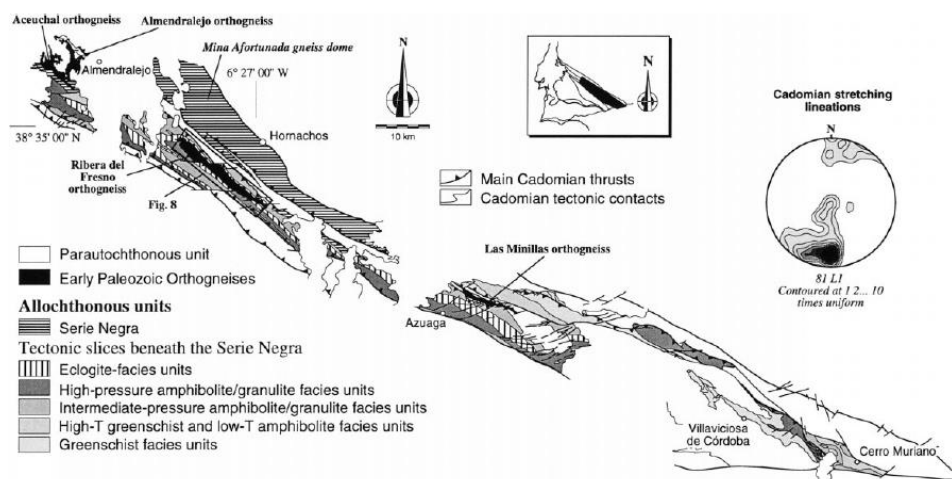


Figura 7.4.- Mapa de las variaciones en grado metamórfico de las distintas unidades del Corredor Blastomilonítico Badajoz-Córdoba (tomado de Eguiluz *et al.*, 2000).

En este Dominio durante la Orogenia Varisca tiene lugar un retrocabalgamiento con vergencia NE y componente de desgarre sinistrorso que yuxtapone rocas con diferencias sustanciales, estratigráfica y tectónicamente, esto permite diferenciar dos conjuntos: Unidad Paraautóctona y Unidades Alóctonas (Figura 1.3). La Unidad Paraautóctona infrayacente se caracteriza por tener un basamento proterozoico complejo (tipo ZOM), un paleozoico preorogénico sin discordancias hasta el Carbonífero inferior, un sinorogénico muy potente también en el Carbonífero inferior (Culm de Los Pedroches) y un importante magmatismo tardi-Varisco (Batolito de Los Pedroches).

En las Unidades Alóctonas el Paleozoico está tectónicamente separado del Proterozoico, el Cámbrico tiene grandes espesores. Y presenta una fase de deformación en el Devónico medio-superior de forma que el Carbonífero inferior tiene carácter postectónico. Hay que destacar que la sucesión cámbrica en las Unidades Alóctonas del DOV, tiene características similares a las de la Unidad Albarrana-Azuaga de la ZOM (presencia exclusivamente en estas unidades de la Fm Azuaga), por lo que no se puede descartar que ambas pudieran formar parte de la misma unidad. Además los eventos tectonometamórficos registrados, incluido el domo térmico (Unidad Albarrana-Azuaga), son similares y con diferencias con el resto de los materiales del flanco septentrional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (ZOM) (ver ap. 6.2.3).

Zona de Ossa-Morena. Se trata de un bloque continental constituido por rocas del Proterozoico terminal al Carbonífero, que durante la Orogenia Varisca se amalgamó con la ZCI y con ZSP. En ambos límites se han reconocido rocas básicas de afinidad oceánica (Quesada *et al.*, 1994; Gómez Pugnaire *et al.*, 2003).

Las series precámbricas consta de tres formaciones características y discordante sobre ellas, una sucesión paleozoica muy completa que desarrolla series de gran entidad y con características sedimentológicas y paleontológicas que difieren sustancialmente de la ZCI (Robardet y

Gutiérrez-Marco, 2004); ambas se desarrollan en un margen pasivo, pero en la ZOM durante el Cámbrico se desarrolla un rift con partición de la cuenca y desarrollo de series locales variadas (cubetas cámbricas). Y tras el hiato de la base del Ordovícico la estratigrafía es propia de plataforma distal menos somera que en la ZCI. Se detectan depósitos sinorogénicos en el Devónico inferior, en el Carbonífero inferior y depósitos postorogénicos del Carbonífero superior.

Aunque la ZOM se considera homogénea, en realidad, tiene importantes diferencias tectonoestratigráficas de S a N. Se diferencian claramente tres dominios, Flanco septentrional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio, Flanco meridional y la Unidad de la Sierra de Aracena. Estas diferencias se pueden explicar por un importante acortamiento, durante la fase principal varisca, con grandes cabalgamientos de vergencia S-SO. Además la Sierra de Aracena presenta varios episodios tectonometamórficos propios originados por la subducción de la ZOM bajo la ZSP. En esta Hoja, ubicada en el Flanco septentrional, aflora la Unidad Albarrana-Azuaga, que también registra una historia tectonoestratigráfica distinta al resto del Flanco Septentrional.

En conjunto la ZOM, se caracteriza tectónicamente por la presencia generalizada de foliaciones sinmetamórficas y abundante magmatismo concentrado en el Proterozoico terminal, en el Cámbrico-Ordovícico y el Carbonífero. Las estructuras mayores son grandes pliegues tumbados vergentes al SO y cabalgamientos dúctiles también con la misma vergencia causados por un acortamiento de edad devónica. Sigue una etapa extensional en el Carbonífero inferior y por último una etapa compresiva en el Carbonífero superior.

7.1.3 Actualización de los rasgos tectosedimentarios

En las Zonas ZOM y ZCI las descripciones de las formaciones y su estructuración están bien establecidas; sin embargo, en el Dominio Obejo-Valsequillo se suele generalizar y no se contempla su complejidad, además aquí se han obtenido nuevos datos significativos.

Proterozoico Superior. En general se establece que las secuencias precámbricas en el DOV son similares a las de la ZOM, pero presentan diferencias significativas. En la Unidad Paraautóctona la secuencia precámbrica está constituida por un conjunto ígneo y vulcanosedimentario bimodal, que aflora en los núcleos de Mérida, Valle de la Serena y Anticlinal de Peraleda y se caracteriza por presentar una deformación y metamorfismo cadomienses (Valverde Vaquero *et al.*, en prensa), que no se han modificado durante la Orogenia Varisca (Blatrix and Burg, 1981). Esta última orogenia estructura los materiales en láminas tectónicas con vergencia NE desarrollando bandas de cizalla sinistra que afecta a las rocas plutónicas que los intruyen (Valle de la Serena).

En el conjunto del DOV, se diferencia litológicamente (Bandrés *et al.*, 1999) una formación basal, similar a la Serie Negra, constituida por grauvacas, rocas vulcanoclásticas, pizarras, niveles de cuarcitas negras y anfibolitas de grano fino y fábrica planolinear; con un metamorfismo regional de grado medio (granate-estauroлита Quesada y Dallmeyer, 1994). Sobre la Serie Negra, en tránsito gradual, aparece una sucesión de grauvacas, esquistos biotíticos, cuarzoquistos y esquistos verdes; que hacia techo tienen intercalaciones volcánicas: riolitas, riolacitas y anfibolitas de grano fino a medio. La sucesión culmina con un paquete epiclástico: cuarcitas, cineritas, tobas cristalinas, esquistos y cuarzoquistos biotíticos, esta serie se ha denominado Serie vulcanoclástica de Don Álvaro (Bandrés *et al.*, 1999). En otros núcleos cadomienses (Alange y Peraleda), además de los materiales citados, afloran unas series detríticas finas, pizarras y grauvacas, cuyas relaciones con los anteriores no se observan, que presentan menos deformación pero con metamorfismo de contacto de las intrusiones cadomienses (Valverde Vaquero *et al.*, en prensa).

Sobre estos materiales se produce una etapa de intrusiones plutónicas, habiéndose diferenciado en Mérida y Valle de la Serena una Unidad Diorítica, con facies de gabros, dioritas y granodioritas; y una Unidad Leucotonalítica con facies entre tonalitas y granodioríticas (Bandrés *et al.*, 1999). En Anticlinal de Peraleda la intrusión es granítica con facies dioríticas. Estos plutones han sido datados como cadomienses (Valverde Vaquero *et al.*, en prensa) y están cubiertos discordantemente por las materiales arcóscicos del Cámbrico inferior.

La representación del episodio ígneo y vulcanosedimentario calcoalcalino del Proterozoico-Cámbrico, que en la ZOM alcanza gran extensión, en la Unidad Paraautóctona de esta Hoja, se limita a un conglomerado poligénico mayoritariamente ígneo que aflora en Valsequillo (Anticlinal de Peraleda).

Para Bandrés *et al.* (1999), los materiales cadomienses son de naturaleza intrusiva y vulcanosedimentaria y representan los restos de un arco magmático juvenil. La coincidencia espacial con intrusiones cambro-ordovícicas han animado a Bandrés *et al.* (2002) a plantear que durante el intervalo entre 620-480 Ma (Ediacárico-Cámbrico) se producen en esta zona una serie de procesos magmáticos y tectonometamórficos que definen un ciclo cadomiense de Wilson completo, con un modelo evolutivo, que comprende la generación de un arco volcánico, engrosamiento cortical, extensión de trasera de arco, inversión tectónica y cratonización.

En las Unidades Alóctonas (Figura 5.2), la sucesión precámbrica está formada por tres grupos de rocas: una secuencia basal con pizarras grises, esquistos, cuarzoquistos, cuarcitas, cuarcitas negras y esporádicos niveles de anfibolitas, es decir, la Serie Negra de la ZOM. Hacia muro, en su posición tectónica actual, se intercalan potentes tramos de gneises cuarzo-feldespáticos y anfibolitas en menor proporción. Estas rocas afloran al NE de la Falla de Matachel y presentan una intensa deformación por cizalla sinistral; en cartografías previas,

suelen incorporarse en el Corredor Blastomilonítico. Esta deformación es varisca y borra las estructuras y metamorfismo cadomienses Azor *et al.*, (2004). El último grupo lo constituyen materiales vulcanosedimentarios atribuibles al Grupo Malcocinado, que se desarrolla en la ZOM. Se trata de filitas, areniscas, cuarcitas y metatobas con niveles de andesitas y conglomerados polimícticos con aportes volcánicos. Aparece a la base de los materiales cámbricos, si bien los contactos son por fractura.

Cámbrico. En el DOV está representado el Cámbrico inferior y su estratigrafía presenta fuertes variaciones.

En la Unidad Paraautóctona los afloramientos orientales (Peraleda y Valle de la Serena) son diferentes a los occidentales (área de Alange). En los primeros, sobre las rocas estructuradas en la Orogenia Cadomiense, se depositó una serie, con una deformación débil, de arcosas y lutitas blancas feldespáticas con niveles de conglomerados finos a muro de cantos polimícticos y redondeados. Contreras Vázquez *et al.* (2007) la sitúan en medio continental fluvial que evoluciona a techo a facies marinas costeras. Son materiales azoicos que por correlación se han atribuido a la serie detrítica inferior del Cámbrico Inferior (Fm Torreárboles, San José *et al.*, 2004) o al Tremadoc (Martínez Poyatos, 2002); ante esta indefinición en las cartografías recientes se ha optado por un término compresivo Cambro-Ordovícico, si bien, hacia el Oeste la base del Ordovícico está bien definida por la Fm Urrea de tipo vulcanosedimentario.

En los alrededores de Alange sobre la serie arcósica se depositan unos paquetes de calizas estromatolíticas datados como Cámbrico inferior (Ovetiense inferior, Apalategui *et al.*, 1983b), y sobre esta serie cámbrica los depósitos arcósicos atribuidos al Tremadoc. También en Mérida adquiere gran desarrollo el término carbonatado.

En las Unidades Alóctonas el Cámbrico adquiere un gran desarrollo con una sucesión siliciclástica de más de 3.000m de espesor característica de estas unidades del DOV y de la Unidad Albarrana-Azuaga de la ZOM, y reconocida regionalmente, la Fm Azuaga. Se trata de una alternancia de pizarras negras con laminaciones milimétricas de areniscas y areniscas cuarcíticas. Localmente los paquetes cuarcíticos pueden llegar a predominar y también aparecen niveles volcánicos básicos con otros tobáceos asociados. La base de la formación está expuesta en los alrededores de Obejo, donde en concordancia con la Fm Torreárboles, arcósica y con calizas estromatolíticas a techo, se deposita la serie detrítica de la Fm. Azuaga. En su límite meridional (ZOM) en la base se ha diferenciado un paquete con abundantes niveles cuarcíticos y algunos volcánicos, “Tramo del Encinalejo” (Apalategui *et al.*, 1985c). Esta serie se ha depositado en una plataforma marina somera con fuerte subsidencia, sólo se han hallado icnofósiles de tipo *skolytus*, pero su frecuencia permite atribuirle una edad cámbrica (Jensen *et al.*, 2004).

Tiene gran extensión regional y aparece tanto en el DOV como en la ZOM. Estructuralmente es un sinclinorio cortado tectónicamente por la Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central). Presenta un domo térmico, probablemente debido a la fase extensional varisca, muy característico de la región, cuyo núcleo está en la Sierra Albarrana, pero que sus materiales de alta T también aparecen al N del Corredor Blastomilonítico, en la Sierra del Hoyo.

Ordovícico. Litológicamente es similar al de la ZCI, es decir una alternancia de cuarcitas y pizarras, depositados en una plataforma marina somera en un margen pasivo, pero tiene importantes variaciones locales. En los trabajos recientes han aparecido nuevos datos de interés aunque persisten incertidumbres estratigráficas importantes. El rasgo más característico del Ordovícico en el DOV es los cambios de facies, tanto en litología como en espesores. Tanto en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI como en el flanco meridional de la ZOM el Ordovícico inferior se inicia con una discordancia (Discordancia Toledánica, Robardet y Gutierrez-Marco, 2004), y sobre ella se establecen sucesiones litológicas de gran espesor y extensión regional. En el DCEG está la Cuarcita Armoricana que son depósitos de plataforma marina somera y estable; en el flanco meridional de la ZOM la secuencia comienza con la Fm Barrancos, paraconcordante con el Cámbrico infrayacente, una serie detrítica fina azoica, con intercalaciones volcánicas, de más profundidad que la primera.

En la Unidad Paraautóctona del DOV las diferencias estratigráficas se observan en las estructuras principales (Figura 5.1) En el anticlinal del Calatraveño no se observa la base, la sucesión comienza con una potente alternancia (>500m) de niveles de bancos de cuarcitas y tramos de pizarras y cuarcitas. La serie está completa, aunque el Ordovícico medio que en el DCEG son las “Pizarras de Río” de centenares de metros aquí se ha localizado con fauna en un paquete de 3-4m de pizarras detríticas grises. Esta sucesión es equivalente en espesor y litología a la de la Sierra de la Lapa. En los anticlinales de Peraleda, Valle de la Serena, sector de Almendralejo y anticlinal de Monterrubio, sobre la serie arcósica y en transición se superpone una alternancia de paquetes de cuarcitas feldespáticas y pizarras sericíticas, que se han atribuido al Ordovícico sin apoyo paleontológico (Contreras Vázquez *et al.* 2007). El techo de este sistema lo marca los materiales silúricos, cuya presencia debe estar generalizada, aunque sólo se van representando en cartografías de detalle. Se debe insistir en que la base no está aún definida y probablemente se encuentre en los materiales fluviales de la serie arcósica, En concreto en el anticlinal de Peraleda, donde la serie arcósica es más potente, se observa una suave angulosidad entre los tramos basales y los de transición a los paquetes cuarcíticos. Un rasgo significativo de estos materiales, es la fuerte variación en la potencia, se pasa de unos 300m en Monterrubio a decenas de metros en el Valle de la Serena (SO de Zalamea). Por último, en Alange se ha podido reconocer una serie del Cámbrico inferior y sobre ella en paraconcordancia una alternancia de pizarras y arcosas que pasan a los paquetes cuarcíticos del sur de Mérida.

En las Unidades Alóctonas del DOV los materiales ordovícicos tienen también variaciones estratigráficas importantes. En el afloramiento de Villaharta (Unidades Alóctonas del DOV) (Figura 2.17) se reconstruye todo el Paleozoico postordovícico con los afloramientos del sinclinal que se preserva al S del pueblo y los olistolitos caídos en la cuenca Serpukhoviense del Kilva. No se observa la base del Ordovícico que está constituido por una potente alternancia de cuarcitas en estratos métricos y pizarras detríticas; hacia la base aparecen unos niveles de oolitos ferruginosos muy característicos del Arenigiense. El resto de la columna estratigráfica ordovícica se ha podido levantar con apoyo paleontológico y si se exceptúa los espesores (aquí no supera las decenas de metros) es similar a la que aparece en el DCEG, incluido el nivel carbonatado de la “Caliza Urbana”, aunque con diferencias tanto en el Ordovícico inferior como en el Silúrico (Gutiérrez-Marco, en prensa).

En la Sierra de la Grana y Sierra de Hornachos, la intensa deformación no permite diferenciar las Series ordovícicas, se trata de un potente tramo de ortocuarcitas y pizarras que hacia la base aflora una secuencia de pizarras limosas, arcosas y paquetes de conglomerados atribuida al Tremadoc por posición estratigráfica (Contreras Vázquez *et al.*, 2007). Hacia el Oeste, en el pliegue tumbado de Hornachos, sobre el Cámbrico de la Fm Azuaga se deposita una potente serie de areniscas, pizarras y cuarcitas atribuidas al Ordovícico sin más precisiones, en la base puede haber paquetes de conglomerados, aunque se precisa cartografía de más detalle para confirmar su posición.

El **Silúrico** se ha cartografiado en la Unidad Paraautóctona anticlinales de Calatraveño, Peraleda y Sierra de la Lapa, y en las Unidades Alóctonas, en Villaharta y Kilva. Se trata de 5 a 10 metros de pizarras grafitosas con graptolites y calizas, a veces en bancos centimétricos y a veces con calizas con Ortoconos. El tipo de facies sugiere una extensión regional y si se considera su escaso espesor, no es aventurado suponer que podría haber más afloramientos en estas unidades y en las alóctonas. Estratigráficamente este Silúrico tiene más similitudes con la ZOM (Robardet y Gutiérrez-Marco, 2004).

Devónico. Este Sistema litológicamente está formado por areniscas ferruginosas, pizarras versicolores, cuarcitas acarameladas y niveles, a veces potentes de calizas detríticas, localmente aparecen finos niveles de vulcanitas básicas.

En la Unidad Paraautóctona se ha establecido que hay una laguna estratigráfica en el Devónico medio. En el anticlinal del Calatraveño, una alternancia de cuarcitas y pizarras han librado fauna del Devónico inferior, y sin solución de continuidad, aparecen braquiópodos del Devónico superior. Litológicamente la secuencia devónica del DOV es similar a la que aparece al sur del DCEG, tanto al norte como al sur del Culm de Los Pedroches. El Devónico superior es predominantemente cuarcítico, aunque hacia el NO (Peraleda) aparecen niveles de conglomerados atribuidos a este piso. Localmente a techo de los tramos detríticos del Devónico

inferior aparecen unas pizarras negras con vulcanitas básicas y cuarcitas negras, en menor proporción, que también podría ser Devónico superior.

En las Unidades Alóctonas el Devónico inferior litológicamente es igual, sólo hay diferencias en los espesores que aquí adquieren un gran desarrollo. Pero hay una gran diferencia, en estas unidades todos los materiales paleozoicos, incluidos los del Devónico inferior presentan una fase de deformación intensa; que en la base de los cabalgamientos y localmente en todas las unidades cabalgantes con vergencia de la unidad de techo al NE, tiene una componente de cizalla sinistra. No hay datos de que haya depósito en el Devónico medio ni en el superior, y los depósitos del Carbonífero inferior son discordantes y postectónicos respecto a la principal fase de plegamiento, aunque están plegados en fases variscas tardías posteriores. Esta discordancia se observa en la ZOM y en las Unidades Alóctonas, con registros como las cuencas de Los Santos de Maimona, Benajafe, Valdeinfierno, Campillos de la Serena y Maguilla.

Carbonífero. Este Sistema está bien representado en el DOV y presenta gran interés por su carácter sintectónico (a grandes rasgos) respecto a la Orogenia Varisca.

En la Unidad Paraautóctona el Tournaisiense y el Viseense se depositan concordantemente sobre las cuarcitas del Devónico superior en una serie con lutitas con hematites y niveles de carbonatos arrecifales. (S de Villanueva de Córdoba), esta cuenca evoluciona al Culm de Los Pedroches que es la mayor acumulación de sedimentos sinorogénicos de la región. Mas de 3.000m de grauvacas, areniscas turbidíticas, pizarras y niveles de conglomerados. Esta cuenca de Los Pedroches está plegada e intruida por el Batolito de Los Pedroches en su núcleo. Inicialmente se origina en una fase extensional (Martínez Poyatos, 2002) durante el Carbonífero Inferior; y en el Serpukhoviense (Mississippiense Superior) continúa la sedimentación con sedimentos sintectónicos de la fase compresiva de esta edad (Matas *et al.*, 2007).

Inmediatamente al sur, se abre la Cuenca de Guadalbarbo de la misma edad, cuya base es una paraconformidad con los materiales devónicos, si bien está marcada por un nivel de conglomerados y puede faltar el Devónico superior. Está constituida por lutitas negras muy finas areniscas y una enorme acumulación de coladas basálticas en las que puede observarse *pillow lavas*.

Como se ha adelantado, en las Unidades Alóctonas los materiales carboníferos son postectónicos. Como rasgo singular, en la Unidad Albarrana-Azuaga, al sur de la Falla de Azuaga, correlacionable en parte con las Unidades Alóctonas, el Tournaisiense-Viseense son continentales (cuencas de Valdeinfierno y Benajafe), el resto son cuencas marinas costeras.

El Pensilvaniense también está representado en facies continental en la cuenca carbonífera de Peñarroya. Que está plegada y cortada por las fallas longitudinales que definen el corredor de Campillo, interpretado como una zona de cizalla continental (Eguiluz *et al.*, 2005) (Figura 5.4).

Unidad Portalegre-Azuaga o Unidad Central. Fue definida por Azor (1994) como límite entre las zonas ZOM y ZCI, sustituyendo al ya establecido como Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Burg *et al.*, 1981) dado que este último sólo hace referencia a las características de la deformación. La Unidad Central es una banda de 4 a 8 km de anchura y 250 km de longitud, desde el Alto Alentejo en Portugal a Argallón en la provincia de Córdoba, es decir que el límite entre las Zonas ha de continuarse al SE de la citada Unidad (Figura 7.5) por fallas una falla que se considera la continuación al SE de la Falla de Matachel. El accidente original no se reconoce, ya que está fosilizado por los sedimentos carboníferos del Guadiato y por las rocas ígneas de la Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada. Las fallas tardivariscas de esta zona permiten continuar el límite tectónico, ya que ponen en contacto materiales típicos de la ZOM (Cuña de Villaviciosa) con las rocas cizalladas de la base de las Unidades Alóctonas.

Está constituida por pizarras grafitosas, areniscas y cuarcitas (a veces negras), ortogneises y anfibolitas; deformadas con una fábrica planolinear plegada, de forma que la estructura generada se debe a una zona de cizalla dúctil de dirección NO-SE, buzando al NE, lineación de estiramiento subhorizontal y movimiento del bloque de techo hacia el NO, por tanto la cizalla tiene una componente de desplazamiento lateral sinistral y una componente extensional, que dio lugar a la exhumación de la Unidad Central. En las anfibolitas se han diferenciado dos tipos por su mineralogía, datándose las que contienen granate como del Paleozoico inferior (525-483 Ma, Ordóñez Casado, 1998) y las del otro tipo del Precámbrico superior (566-596 Ma *op. cit.*). La signatura geoquímica indica que las anfibolitas paleozoicas se formaron en un ambiente con generación de corteza oceánica, que se ha relacionado con un proceso de oceanización ligado al *rifting* cámbrico.

Las anfibolitas granatíferas muestran unas paragénesis eclogíticas fuertemente retrogradadas, lo que confirma un evento inicial de alta presión-alta temperatura, seguido de una descompresión durante el cizallamiento.

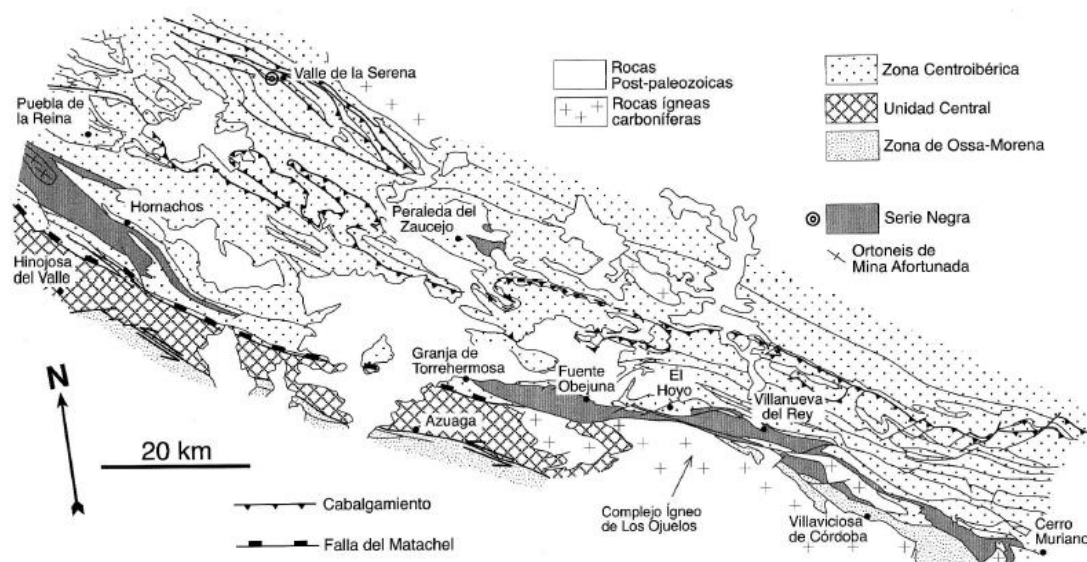


Figura 7.5.-Unidad Central (Unidad de Portalegre-Azuaga) y afloramientos de la Serie Negra en el DOV. Tomada de Martínez Poyatos (2002).

Magmatismo. Se observan tres episodios intrusivos. Un episodio Cadomiense en el que se sitúan los macizos de Valsequillo, Valle de La Serena y el grupo de El Escribano. Un episodio Ordovícico, en el que se incluyen los ortogneises de la Unidad Central, y un episodio Varisco representado principalmente por el Batolito de Los Pedroches.

Tectónica. En el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico la estructura varisca se caracteriza por grandes pliegues NO-SE verticales o ligeramente vergentes al SO. Lleva asociado un clivaje paralelo al plano axial de los pliegues. El metamorfismo regional es de grado bajo a muy bajo. En la parte meridional del DCEG (entre Toledo y Los Pedroches) los pliegues principales están afectados por una deformación posterior, cuyo origen está en discusión, que produce cambios en su orientación y morfología, dando lugar a domos y cubetas.

En el DOV la primera deformación varisca dio lugar a grandes pliegues tumbados sinesquistosos con metamorfismo asociado, en las Unidades Alóctonas. Tienen una dirección NO-SE, vergentes al NE. Que desarrollan una foliación paralela al plano axial, milonítica, con una lineación de estiramiento paralela a los ejes. Los criterios cinemáticos de la estructura plano-linear, indican un movimiento del bloque de techo hacia el SE. Las condiciones metamórficas varían de la clorita-cloritoide a la sillimanita. Esta deformación y metamorfismo se produjeron entre el Devónico Medio y la base del Carbonífero. En el Mississipiense Superior se produce el cabalgamiento de las Unidades Alóctonas hacia el NE. Los pliegues tumbados y los cabalgamientos fueron plegados por pliegues verticales o vergentes al NE, de dirección NO-SE, que afectan como primera fase a la Unidad Paraautoctona y al resto del DCEG.

La estructura de la ZOM es principalmente varisca y presenta superposición de varias fases, con metamorfismo asociado de bajo a muy bajo grado. La primera deformación da lugar a pliegues tumbados, de orientación NO-SE, vergentes al SO, con longitud de onda y amplitud kilométrica. Lleva asociado un clivaje pizarroso de plano axial de los pliegues. Los materiales afectados son pre-Devónico Medio. Los pliegues evolucionan a cabalgamientos y estructuras asociadas, de dimensiones regionales. Estas estructuras están deformadas por pliegues verticales de orientación NO-SE, a veces con vergencia SO o NE. Estos pliegues se asocian con la fase de edad Pensilvaniense que afecta al DCEG (Azor *et al.*, 2004). En la ZOM aparecen cuatro domos metamórficos de baja presión. El de Sierra Albarrana es varisco, y los de Monesterio, Valuengo y Lora del Río, aunque está en discusión, parece que son prevariscos, probablemente cambro-ordovícicos.

7.1.4 Consideraciones para establecer el límite entre la ZCI y la ZOM

En la interpretación cortical de los perfiles de sismica profunda IBERSEIS y ALCUDIA se ha establecido que hay una gran diferencia entre la estructura cortical de la ZOM y la ZCI; y se ha interpretado que la ZOM se hunde bajo la ZCI en la vertical del DOV (Simancas *et al.*, 2003, Figura 7.6). La Unidad Central de Azor (1994) representa los restos de una sutura continental estructurados y emplazados en superficie por la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba.

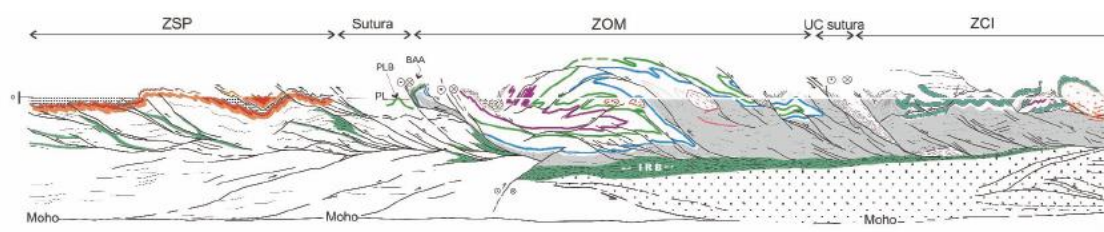


Figura 7.6.- Interpretación geológica del Perfil Sísmico IBERSEIS (tomada de Simancas *et al.*, 2003)

Por otra parte para Robardet y Gutierrez-Marco (2004) las faunas y los sedimentos son de “tipo Norte de Gondwana”, pero la sucesión Ordovícico Inferior-Devónico Inferior de la ZOM difiere apreciablemente de la ZCI en sus condiciones paleogeográficas.

En la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba tiene lugar un cambio de vergencia en las estructuras, hacia el SO en toda la ZOM, las estructuras de plegamiento y posterior despegue tienen vergencia SO. Y desde la ZCBC hacia el norte, las Unidades Alóctonas tienen vergencia NE.

Las Unidades Alóctonas del DOV tienen las mismas características tectoestratigráficas que los materiales más septentrionales de la ZOM, que aparecen entre la Falla de Malcocinado al S y la Falla de Azuaga al norte.

La deformación que se concentra al sur del DOV está causada en varias etapas a lo largo de la Orogenia Varisca (Azor *et al.*, 2004). El metamorfismo de facies eclogíticas existente en la Unidad Portalegre-Azuaga podría ser Silúrico (Shäfer *et al.*, 1991). La edad de los metasedimentos es preordovícica, ya que los paquetes de gneises han sido datados como ordovícicos (Higuera de Llerena, 489 ± 10 Ma, Azor *et al.*, 1992b; Ribera del Fresno y Las Minillas 470-475 Ma, Ochsner, 1993, Ordóñez Casado, 1998; Aceuchal y Almendralejo 470 Ma, García Casquero *et al.*, 1988). Las edades del metamorfismo de cizalla son Carbonífero inferior (340 ± 13 Ma, Ordóñez Casado, 1998), corroborado por otras dataciones, que es el mismo que los sedimentos sinorogénicos carboníferos.

El modelo evolutivo propuesto por Azor *et al.* (2004b) (Figura 7.7) para esta región del Macizo Ibérico propone una etapa de *rifting* en el Cámbrico, que da lugar a una compartimentación de la plataforma carbonatada cámbrica, con una intensa emisión de rocas ígneas e intensa subsidencia con depocentros locales. Este proceso extensional pudo llegar a generar zonas restringidas de corteza oceánica en las etapas tardías (Silúrico). Estas rocas de afinidad oceánica aparecen en los límites meridional y septentrional de la ZOM. Por lo tanto para estos autores, durante parte del Paleozoico la ZOM funciona como un fragmento continental separado de la ZSP por el Océano Rheico y de la ZCI (Gondwana) por otro océano diferente. Durante este periodo de *rifting* también intruirían los numerosos granitoides de edad cambro-ordovícica que aparecen en todas las zonas del Macizo Ibérico meridional.

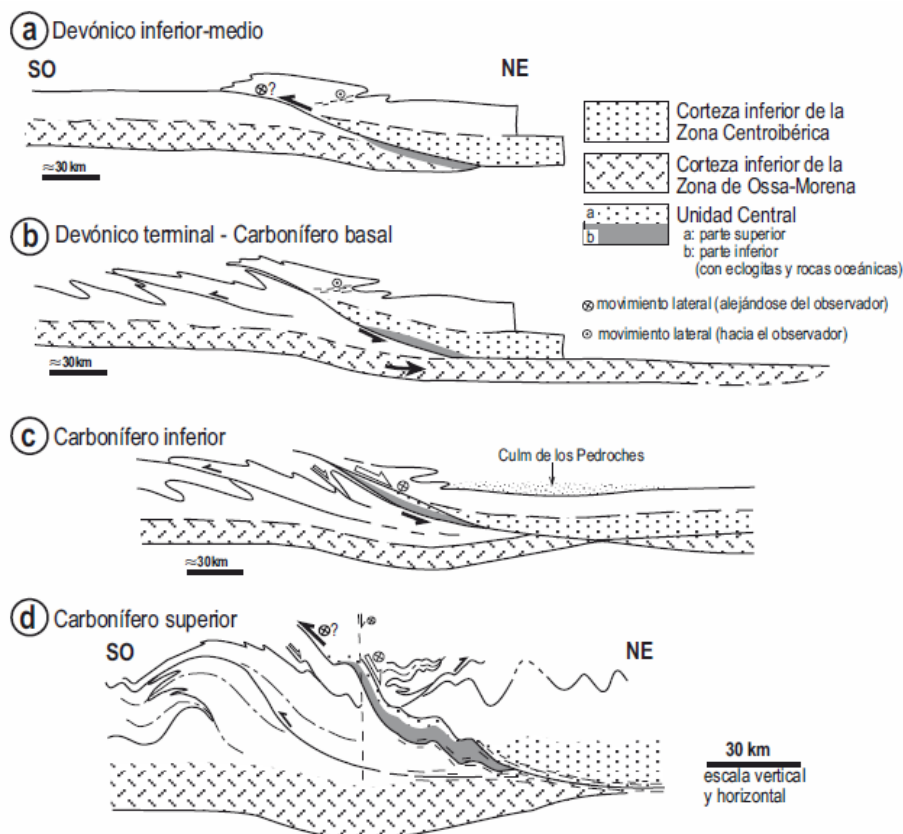


Figura 7.7.- Modelo evolutivo para el contacto entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena (tomado de Azor *et al.*, 2004b)

Durante el Paleozoico superior probablemente en el Silúrico (para los mismos autores citados), el límite de la ZOM y la ZCI pasa de ser un margen pasivo a activo, con subducción de la corteza de la ZOM y su componente oceánica, bajo la de la ZCI. La Unidad Central (Azor, 1994) contiene restos amalgamados de corteza oceánica subducida (eclogitas máficas) junto con fragmentos de corteza continental inferior media. La subducción oceánica evolucionaría a una subducción continental y colisión continental entre la ZOM y la ZCI durante el Devónico, dando lugar en la ZOM a grandes pliegues tumbados vergentes al SO, seguidos de los cabalgamientos con movimiento del bloque de techo con la misma vergencia. Tras este primer evento de compresión, en el Carbonífero inferior se produce un cambio en el régimen tectónico, pasando a una situación extensional o transtensiva sinistral, durante la que se produjo la exhumación de la Unidad Central mediante un cizallamiento dúctil transcurrente sinistral con componente normal. En este episodio se produjo la sedimentación carbonífera con abundante magmatismo asociado. Durante el Carbonífero medio superior se continuó la compresión en un contexto colisional más amplio, con la formación de los pliegues verticales que afectan a todas las Zonas, y es la primera en la Unidad Paraautoctona del DOV y en el DCEG de la ZCI.

Ya en el Moscoviense, tanto al norte de la ZOM como en el DOV el final del proceso de compresión transcurrente sinistral produce un sistema de fallas NO-SE de gran longitud, con

salto en dirección izquierdo y cabalgamiento hacia el NE. Este sistema frágil modifica y enmascara los contactos en esta zona de límite entre la ZOM y la ZCI.

El modelo expuesto explica los principales rasgos de este límite, especialmente la presencia de retroeclogitas de origen oceánico de la Unidad Central, pero en detalle presenta incertidumbres que no ayudan a definir su trazado. Además en esta Hoja se han obtenido nuevos datos:

Por un lado, del estudio de las asociaciones fósiles presentes en el DOV Gutierrez-Marco *et al.* (en prensa) concluyen que, las afinidades paleobiogeográficas de las distintas asociaciones, tienen un marcado influjo centroibérico tan sólo durante el Ordovícico Medio y Superior, en tanto que los fósiles y biofacies del Ordovícico Inferior y Silúrico corresponden a áreas y ambientes de escasa a nula correlación con las sucesiones conocidas en la Zona de Ossa Morena o en la Zona Centroibérica. Los resultados preliminares para los fósiles del Devónico inferior muestran vínculos con otras áreas del Dominio Obejo-Valsequillo, aunque para el Emsiense se atisban características comunes con la Zona Centroibérica. De todos modos, el gradiente general de profundización de la plataforma precarbonífera (si se la supusiera única) sería hacia el este o sureste, nunca hacia el norte o noreste como en la plataforma centroibérica. El problema fundamental estriba en que área objeto de estudio se localiza en un sector considerado, casi unánimemente, como integrante del borde sur de la Zona Centroibérica, Sin embargo, su posición paleogeográfica dista de ser la original con relación a la Zona Centroibérica y, tras la acreción varisca, en su conjunto forma una “cuña” paleogeográfica, diferenciada entre las auténticas zonas Centroibérica y Ossa Morena.

Por otro, en una revisión de la petrografía se constatan los datos siguientes:

En el bloque Norte (base de las Unidades Alóctonas, DOV), aparecen una serie de escamas tectónicas levantadas hacia el NNE por medio de cabalgamientos tardíos, en las que afloran materiales con fábricas frecuentemente miloníticas cuyo grado metamórfico aumenta groseramente hacia el sur y hacia escamas estructuralmente más altas: Clorita en los micaesquistos de la unidad (43), granate y biotita en la unidad (35cz), de clorita > granate + biotita en la Serie Negra y Ortogneises de Fuente Obejuna: las unidades (41b) y (42), granate a estaurolita a distena y a sillimanita en la Unidad del Hoyo (46). Las condiciones son pues de presiones intermedias IP/T, compatibles con un proceso de engrosamiento cortical, si bien biotita y granate aparecen prácticamente al mismo tiempo, indicando un rápido engrosamiento inicial. Inmediatamente al Norte de la Falla de Matachel, los materiales de las unidades (41b) y (42) muestran un episodio de migmatización con sillimanita + Fk y posteriormente andalucita, de alta temperatura y bajas presiones, que se superpondría al anterior en los niveles más profundos. Las lineaciones de estiramiento representadas en la cartografía 1:200.000 y que corresponden al episodio de presiones intermedias son muy frecuentemente N-S. Parece deducirse una primera etapa de engrosamiento cortical con vergencia al norte,

después descompresión, tal vez en relación con movimientos paralelos (hay alguna lineación, aunque también podrían estar rotadas) y finalmente de nuevo engrosamiento hacia el norte (cabalgamientos).

La Unidad Portalegre-Azuaga (UC), está compuesta por metapelitas, metapsamitas, ortogneises e intercalaciones de metabasitas. Los tramos más altos, hacia el norte de los afloramientos, corresponden a esquistos y metaareniscas con biotita y granate (40) que presentan intercalaciones de anfibolitas con granate, mientras que los tramos más bajos corresponden a ortogneises y paragneises con biotita, granate y distena (39) que presentan intercalaciones de (39a) retroeclogitas y anfibolitas. Las retroeclogitas presentan granate y clinopiroxeno onfacítico, generalmente muy transformados a agregados simplectíticos de anfíbol y plagioclasa. Las condiciones que indican son de alta presión y temperaturas al menos intermedias. Son compatibles con un proceso de subducción continental,. Las rocas de techo (40) efectivamente parecen indicar presiones bastante inferiores a las de la base (39, 39a), por lo que el conjunto se encontraría adelgazado extensionalmente, lo cual también es consistente con el hecho de que las asociaciones minerales de la foliación de las rocas correspondan a la descompresión retroeclogítica. Hay que destacar que las lineaciones de estiramiento contenidas en esta fábrica son paralelas a las direcciones estructurales de la cadena. Esto complica un poco el interpretar las eclogitas como debidas a acortamiento perpendicular y engrosamiento.

Al sur de la UPA (Unidad Central), las pizarras y esquistos de la Formación Azuaga presentan metamorfismo en condiciones de clorita que pasa directamente a condiciones de granate. La blastesis de biotita es más claramente posterior al granate que al norte de la UPA y su distribución parece oblicua a la isograda de aparición del granate que se deduce del muestreo MAGNA. Esto indicaría un primer episodio metamórfico bajo gradientes de P/T relativamente altas.

Por debajo de la Fm Azuaga aparecen los materiales de las Fms La Albariza, Sierra Albarrana y Peña Grajera. Forman una sucesión muy adelgazada en que las rocas pasan, de techo a muro, de condiciones de granate a estaurolita, a sillimanita y a sillimanita + feldespato potásico. Sobre la sillimanita acaba creciendo andalucita. Con la diferencia de que no se encuentra distena, la evolución de las rocas es similar a las de Serie Negra-Fuente Obejuna-Hoyo, pero con el episodio de alta temperatura y baja presión mejor desarrollado y probablemente alcanzando niveles estructurales más altos. Las lineaciones de estiramiento son paralelas a las direcciones estructurales. Indicando un proceso de extensión paralela a la cadena. Posteriormente, toda la zonación metamórfica aparece plegada formando un antiforme de plano subvertical. Al parecer, el flanco sur del antiforme está afectado por una amplia zona de cizalla dextra. En ese caso, el sentido de la extensión sería de techo al NW,

igual que en la cuenca de Valdeinfierno. También daría sentido de extensión hacia el NW la localización del impresionante magmatismo carbonífero en continuación por debajo y al ESE de la Unidad Central.

Estos datos concuerdan con los más recientes de Azor *et al.* (2012), en que las nuevas dataciones radiométricas en las rocas de grado medio y alto de la Unidad de Albarrana-Azuaga, confirman la existencia de un evento metamórfico varisco (385 a 336 Ma) (evento térmico) y ponen de manifiesto la existencia de un evento metamórfico previo ocurrido en el Cámbrico terminal-Ordovícico basal (\approx 497-481 Ma).

Por tanto, se observa que hay diferencias estratigráficas y tectónicas entre el DOV y las Zonas adyacentes (ZCI y ZOM) y que los eventos tectonometamórficos de la Unidad de Albarrana-Azuaga son más correlacionables con las Unidades Alóctonas que con la ZOM (ap. 6.2.3.1). Todo ello hace complicado poner un límite de Zonas en un accidente del Carbonífero Inferior (sea la Falla de Matachel o la de Azuaga). Que por otra parte, es lo que se observa en los perfiles IBERSEIS y ALCUDIA.

Por todo lo anterior, para mejor entender el límite entre la ZCI y la ZOM, debería considerarse una mayor aloctonía del DOV, en un evento eo-varisco, con una reactivación en el Carbonífero inferior, que daría lugar a la estructura preservada, y la posibilidad de que el borde meridional DOV pudiera trasladarse al S de la Unidad de Albarrana-Azuaga (actualmente en la Falla de Malcocinado).

8 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 Doct., Univ. País Vasco*: 430 pp.

ÁBALOS, B. (1992): Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, 14 (7): 807-823.

ÁBALOS, B. y EGUILUZ, L. (1990): Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SW España). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 181-197.

ÁBALOS, B. y EGUILUZ, L. (1991): Deformación transpresiva carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico meridional). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 229-249.

ÁBALOS, B. y EGUILUZ, L. (1992): Evolución Geodinámica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior. In: J.C. GUTIERREZ-MARCO, J. SAAVEDRA, e I. RÁBANO (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Mérida: 577-592.

ÁBALOS, B.; EGUILUZ, L. y APALATEGUI, O. (1990): Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7: 71-73.

ÁBALOS, B.; GIL IBARGUCHI, I. y EGUILUZ, L. (1991): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199: 51-72.

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 de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 808/16-32 (Almadén)*. IGME. Madrid.

ALIA, M., (1963): Rasgos estructurales de la baja Extremadura. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, 61, 247-262.

ALLER, J.; BASTIDA, F.; ORTEGA, E. y PÉREZ ESTAÚN, A. (1986): Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén. *Bol. Geol. Miner. España*, 97: 608-621.

ALONSO OLAZABAL, A., CARRACEDO, M. y ARANGUREN, A. (1999): Petrology magnetic fabric and emplacement in a strike-slip regime of a zoned peraluminous granite: the Campanario-La Haba pluton Spain. En *Understanding granites integrating new and clasical thecniques*. Geol Soc. (London) Sp. Public. 168: 167-190

ALMARZA, J. (1976): Unidades Precámbricas en el área de Álamo-Campo Alto (Sierra Morena, Provincia de Córdoba). *Cuad. Geol.*, 7:141-159.

ALMARZA, J. (1996): *Petrología y geoquímica de los yacimientos de uranio del Sureste de Badajoz*. Tesis Doc. Univ. Sevilla: 349 pp.

ALMARZA, J.; BURGOS, J.C.; CRESPO, J.L. y MATAS, J. (1973): Estudio de una serie detrítica en la cuenca carbonífera de Peñarroya-Belmez. Trab. Pract. De Sedimentología Univ. De Granada. Ined

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I. (1962): Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Miner. España*, 73: 195-327.

ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLÉ, F.J. (1988): Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. España*, 1: 19-22.

ANCOCHEA, E. (1983): Enclaves ultramáficos de la Región Volcánica Central Española. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1: 337-339.

ANCOCHEA, E. (1999): El campo volcánico de Calatrava. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 1999. (7.3): 237-243.

ANCOCHEA, E. (2004): La región volcánica del Campo de Calatrava. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), *SGE-IGME*, Madrid, 676-677.

ANCOCHEA, E. e IBARROLA, E. (1982): Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región Central Española. *Bol. R. Soc. Hist. Nat., Sección Geología*, 80 (1-4): 57-88.

ANDREIS, R.R. y WAGNER, R.H. (1983): Estudio de abanicos aluviales en el N de la cuenca Westfaliense B de Peñarroya-Belmez (Córdoba). In: *Contributions to the Carboniferous geology and paleontology of the Iberian Peninsula*. M.J. LEMOS DE SOUSA (edt.): 172-227.

APALATEGUI, O. y PÉREZ-LORENTE, F. (1983): Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica. El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, *Stud. Geol. Salmant., Univ. Salamanca*, 18: 193-200.

APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; ODRIOZOLA, J.M.; PEÓN, A.; CONTRERAS, M.C.; LIÑÁN, E. y PEREJÓN, A. (1983a): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 877/12-35 (Llerena)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

APALATEGUI, O.; HIGUERAS, P.; GARROTE, A.; LIÑÁN, E.; PEREJÓN, A. y PALACIOS, T. (1983b): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 855/12-34 (Usagre)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; CARRACEDO, M.; PÉREZ DE LA BLANCA, J.C.; ROLDÁN, F.J.; SOUBRIER, J.; GARROTE, A. e HIGUERAS, P. (1985a): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 902/16-36 (Adamuz)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; DELGADO-QUESADA, M.; ROLDÁN, F.J.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1985b): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 901/15-36 (Villaviciosa de Córdoba)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; EGUILUZ, L.; ROLDÁN, F.J.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1985c): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 878/13-35 (Azuaga)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; ROLDÁN, F.J.; GARROTE, A.; EGUILUZ, L.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1985d): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 899/13-36 (Guadalcanal)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

APALATEGUI, O. y QUESADA, C. (1987): Transversal geológica Zona de Ossa-Morena. *Reunión del G.O.M. Aracena. Guía de la excursión*. 90 pp.

APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L. y QUESADA, C. (1990):. Part V Ossa Morena Zone. Structure. In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 280-291.

APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; ROLDÁN, F.J.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; HIGUERAS, P. y PALACIOS, T. (1985e): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 879/14-35 (Peñarroya-Pueblonuevo)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

APALATEGUI, O.; PÉREZ-LORENTE, F.; ROLDÁN, F.J. e HIGUERAS, P. (1985f): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 880/15-35 (Espiel)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

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 TUBÍA, J.M. (1997): The Los Pedroches Batholith (Southern Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites. In: *Granite: from Segregation of Melts to Emplacement Fabrics*. BOUCHEZ, J.L.; HUTTON, D.H.W. y STEPHENS W.E. eds.. Kluwer Academic Publisher: 215-231.

ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ORTEGA, E.; PABLO MACÍA, J. G. DE; PEINADO, M. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras-os-Montes. *2º Congr. Geol. Esp., Simposios*: 75-84

ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ORTEGA, E.; PABLO MACÍA J.G. y PEINADO M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercinica*. 2: 87-110

ARMENDÁRIZ DUFUR, M. (2004): *Estudio petrológico y geoquímico del Plutón de Los Escoriales: comparación con otros granitos del Batolito de Los Pedroches*. Trabajo de investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados. Univ. Complutense, Madrid: 64 pp.

ARMENDÁRIZ DUFUR, M. (2008): *Génesis y evolución tectonosedimentaria de la parte meridional de la cuenca Missisippiense de Los Pedroches (SO del Macizo Ibérico): implicaciones paleogeográficas*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense: 451 pp.

ARMENDÁRIZ, M.; LÓPEZ GUIJARRO, R.; QUESADA, C.; PIN, CH y BELLIDO, F. (2008): Genesis and evolution of a syn-orogenic basin in transpression: Insights from petrography, geochemistry and Sm–Nd systematics in the Variscan Pedroches basin (Mississippian, SW Iberia). *Tectonophysics*, 461: 395–413.

ARRIOLA, A.; EGUIGUREN, E. y GARROTE, A. (1985): El batolito de los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena (Badajoz). *Temas Geológico Mineros 5ª Reunión del G.O.M.*

ARTHAUD, F. y MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachian and the Urals *Geol Soc, Amer. Bull.*, 88 1305-1320

AZCÁRATE, E.J.; ESNAOLA, J.M. y MALDONADO, M. (1977): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, 1ª serie, hoja 905/19-36.* Inst. Geol. Min. Madrid.

AZOR, A. (1994): *Evolución Tectonometamórfica del Límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España).* Tesis Doct., Univ. Granada: 295 pp.

AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARCOS, A. y SIMANCAS J.F. (1992a): Structuration hercynienne de la région de la Sierra Albarrana: conséquences sur l'évolution de la Zone de Cisaillement Badajoz-Córdoba (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique). *C.R. Acad. Sci. Paris. II*, 314: 195-201

AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J.F. (1992b): Structure and kinematics of the Hercynian deformations along the northern edge of the Badajoz-Córdoba Shear Zone (Hornachos area, SW Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315 (II), 979-985.

AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J.F. (1993): Cadomian subduction-collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt (SW Spain) - A discussion on the age of main tectonometamorphic events. *Tectonophysics*, 217: 343-346.

AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J.F. (1994): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.

AZOR, A.; BEA, F.; GONZALEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J.F. (1995): Geochronological constraints on the evolution of a suture: the Ossa-Morena/ Central Iberian contact (Variscan Belt, southwest Iberian Peninsula). *Geol. Rundsch.* 84: 375-383.

AZOR, A. y BALLEVRE, M. (1997): Low-Pressure Metamorphism in the Sierra Albarrana Area (Variscan Belt, Iberian Massif). *Journal of Petrology*, 38: 35-64.

AZOR, A.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, F. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004a): La unidad de Sierra Albarrana. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), *SGE-IGME*, Madrid: 182-186.

AZOR, A.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, F. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004b): 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.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, F. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004c): Propuesta de un modelo evolutivo para la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), *SGE-IGME*, Madrid: 188-189.

AZOR, A.; SIMANCAS, J.F.; MARTÍNEZ POYATOS, D.J.; MONTERO, P.; BEA, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y GABITES, J. (2012): Nuevos datos geocronológicos sobre la evolución tectonometamórfica de la Unidad de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena, SO de Iberia). VIII Congr. Geol. España. *Geotemas*, 13. Artículo extendido en CDRom adjunto: 4pp.

BAEZA-ROJANO, L.J.; RUIZ GARCÍA, C. y RUIZ MONTES, M. (1978): Presencia de formaciones volcano-sedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas al eje magmático La Coronada-Villaviciosa (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 89: 431-437.

BAEZA-ROJANO, L.J.; RUIZ GARCÍA, C.; RUIZ MONTES, M. y SÁNCHEZ, A. (1981): Mineralizaciones exhalativo-sedimentarias de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena cordobesa (España). *Bol. Geol. Min.*, 92 (3): 203-216.

BANDRÉS, A. (2001): *Evolución geodinámica poliorogénica de los Dominos septentrionales de la ZOM*. Ph.D. Thesis, Univ. País Vasco, 377 p.

BANDRÉS, A.; ORDOÑEZ, B.; EGUILUZ, L. y CARRACEDO, M. (1999): El complejo ígneo de Valle de La Serena: características y significado geodinámico. *Geogaceta*. 25: 31-34.

BANDRÉS, A., EGUILUZ, L. y APRAIZ, A. (2000): El granito Precámbrico de Valsequillo (zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico, España). *Geogaceta*, 28, 11-14

BANDRES, A.; EGUILUZ L.; GIL IBARGUCHI, J.I. y PALACIOS T. (2002): Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena zone, Iberian massif. *Tetonophysics*. 352: 105-120

BANDRÉS, A., EGÍLUZ, L., PIN, C., PAQUETTE, J.L., ORDÓÑEZ, B., LE FÈVRE, B., ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2004): The northern Ossa-Morena Cadomian batholith (Iberian Massif) : magmatic arc origin and early evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 860-885.

BARBARIN, B. (1990): Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. Journal*, 25: 22-238.

BARD, J.P. (1965): Introduction à la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaîne. *Rev. Géogr. Phys.*, 7 (4): 323-337.

BARD, J.P. (1967): Granites écrasés orthogneiss "Ollo de Sapo" à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga et le problème d'un socle briovérien dans le Sud de l'Espagne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265: 1875-1878.

BARD, J.P. (1969): Le metamorphisme regional progressit des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique. Thésis. Université de Montpellier. France. 398 pp.

BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1973): Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen. *Nature* 241, 50-52

BARLETT, W.L.; FRIEDMAN, M. y LOGAN, J.M. (1981): Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure, Part IX, Wrench Faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79: 255-277.

BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, CH; DIXSSAUT, CH; HERTRICHT, B.; PROST-DAME, U.; ROSSI, PH; SIMON, D. y TAMAIN, G. (1979): Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métalogéniques dans les Cadomovariscs du Sudest Hespérique. *Bull. Soc. Geol. France*, sér. 7, 21 (2): 113-120.

BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. y GAPAIS, D. (1979): Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Mineral.*, 102: 265-272.

BLADIER, V. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne Hercynienne sud-Ibérique à l'ouest d'Azuaga, Espagne). Les roches cataclastiques - classification - interprétation*. Thèse 3ème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 97 pp.

BLADIER, V. y LAURENT, P. (1974): Étude d'un décrochement profond syn-métamorphique. Le couloir blastomylonitique de Badajoz-Cordoue. 2ème Reun. Ann. Sci. Terre, Nancy: p. 52.

BLATRIX, P. y BURG, J.P. (1981): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from Sierra Morena (southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian Orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.*: 470-478.

BOCHMANN, H.G. (1956): *Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der östliche Sierra de San Pedro (Spanien)*. Unveröff. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.

BORG, S.G., DE PAOLO, D.J. y SMITH, B.M. (1990): Isotopic structure and tectonics of the central Transantarctic Mountains. *Jour. Geophys. Res.*, 95: 6647-6667.

BORRERO, J.; CONTRERAS, F.; DELGADO-QUESADA, M.; HIGUERAS, P. y ROLDÁN, F.J. (1984): *Exploración geológico-minera entre los ríos Sotillo y Onza (Badajoz-Sevilla)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Geol. Min. España, nº 10.960.

BOUYX, E. (1970): Contribution à l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73: 1-263.

BROUTIN, J. (1974): Découverte de l'Autunien dans le bassin de Guadalcanal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278: 1709-1710.

BROUTIN, J. (1977): Nouvelles données sur la flore des bassins autuno-stéphaniens des environs de Guadalcanal (Province de Séville, Espagne). *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 91-98.

BROUTIN, J. (1981): *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère- Permien dans les bassins continentaux du Sudest de la Zone d'Ossa Morena (environs de Guadalcanal, Espagne du Sud). Implications paléogéographiques et stratigraphiques*. Thèse Doct., Univ. P. et M. Curie Paris 6.

BROUTIN, J. (1982): Importance paléobiogéographique de la découverte d'une flore continentale mixte dans le Permien Inférieur du Sudouest de la Péninsule Ibérique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259: 419-422.

BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, PH. y RIBEIRO, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.

BURGOS Y PASCUAL (1976): El stock básico del Norte de Villaviciosa de Córdoba (Complejo Los Ojuelos-La Corona-da). Sierra Morena (España). *Cuad. Geol*, 7, 69-122.

CABANÁS, R. (1964): Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 74: 69-74.

CABANÁS, R. Y MELÉNDEZ, B. (1966): Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. Nota sobre un nuevo fósil del Cámbrico. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 90: 77-84.

CAPDEVILA, R.; MATTE, PH. y PAREDES, J. (1971): La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série D*, 273: 1359-1362.

CARBONELL, A. (1929): Cobijaduras hercínicas en la cuenca de Belmez-Adamuz. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 2.

CARRACEDO, M. (1991): *Contribución al estudio del Batolito de Los Pedroches (Córdoba)*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco. 441 pp.

CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1993): El complejo filoniano en el sector central del Batolito de los Pedroches. *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Penins.*, 1: 167-178.

CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ARANGUREN, A.; CUEVAS, J. y TUBIA, J.M. (1994): La falla de Conquista: una zona de cizalla dúctil transtensiva asociada al emplazamiento del batolito de Los Pedroches. En: *XVI Reunión de Xeología e Minería do Noroeste Peninsular*. Laxe: 51-54

CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1995): The dyke swarms associated with the Los Pedroches Batholith (Iberian Massif): their relationship to the latest variscan stress field variations. In *Petrology and geochemistry of magmatic suites of continental and oceanic crust*. Colloque international organisé à l'occasion de l'accession à l'éméritat du Professeur Jean Michot. Université libre de Bruxelles. En prensa.

CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ALONSO OLAZÁBAL, A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1997): Relación entre las intrusiones plutónicas y el complejo filoniano en el batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico, España): los diques como indicadores de ambientes paleotectónicos y paleoesfuerzos. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 22: 229-246.

- CARRACEDO, M.; GIL IBARGUCHI, J.I.; PAQUETTE, J.L. y GARCÍA DE MADINABEITIA, S. (2008): Geocronología U-Pb del plutón del Cerro Mogábar (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España). *Geo-Temas*, 10: 253-256.
- CARRACEDO, M.; PAQUETTE, J.L.; ALONSO OLAZÁBAL, A.; SANTOS ZALDUEGUI, J.F.; GARCÍA DE MADINABEITIA, S.; TIEPOLO, M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2009): U-Pb dating of granodiorite and granite units of the Los Pedroches batholith. Implications for geodynamic models of the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 98: 1609-1624.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): Noticia sobre una carta geológica de Buçao, de Nery Delgado. *Ser. Geol. Portugal*.
- CARVALHOSA, A. (1965): Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 2:1-130.
- CASQUET, C. y GALINDO, C. (2004): Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 194-198.
- CASTRO, A. (1988): Los granitoides deformados de la banda del Guadámex (La Serena, Badajoz). In: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. GARCÍA DE FIGUEROA*: 413-426.
- CONTRERAS VAZQUEZ, APALATEGUI O. y FLORES VILLAREJO P.A. (2004): Memoria explicativa de la Hoja nº 857 (Valsequillo) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), ITGE: 62 pp
- COULLAUT, J.L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J. y AGUILAR, M.J. (1987): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª Serie, hoja 808 (Almadén)*: IGME.
- CÓZAR, P. y RODRÍGUEZ, S. (1999a): Propuesta de nueva nomenclatura para las Unidades del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 110-3: 237-254
- CÓZAR, P. y RODRÍGUEZ, S. (1999b): Evolución sedimentaria del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 110-6: 663-680
- CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; LASALA, M.J. QUESADA, C. y REYES, J. (1991): Aportación de dataciones Rb-Sr al estudio del Batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco. *Resúmenes IV Congr. Geoquím. España*. Soria.

CHARPENTIER, J.L. (1976): *Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)*. Thèse 3^o cycle. Centre d'Orsay. Univ. Paris Sud: 156 pp

CHACÓN, J. (1974): Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 85(6): 700-712.

CHACÓN, J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doct., Univ. Granada: 728 pp.

CHACÓN, J. (1981): Superposición de zonas de cizalla en la Formación de Las Grullas (Grupo de Azuaga, Anticlinorio Badajoz-Córdoba). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 489-507.

CHACÓN, J. y PASCUAL, E. (1979): El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena (sector SW del Macizo Ibérico). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7: 69-122.

CHACÓN, J.; FERNÁNDEZ, J.; MITROFANOV, F. y TIMOFEEV, B.V. (1984): Primeras dataciones microfiteopaleontológicas en el sector Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 211-220.

CHACÓN, J.; MARTÍN RUBÍ, J.A. y PESQUERA, A. (1980): El Ortogneis de Ribera del Fresno: Un cuerpo granítico prehercínico aflorante en el sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba. *Bol. Geol. Min.*, 91(5): 661-674.

CHACÓN, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A. y OLIVEIRA, T.H. (1983): La estructura de la Zona de Ossa Morena. In: *Geología de España. Tomo I. Libro Jubilar J.M. Ríos*. IGME. Madrid.

CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific. Geol.*, 8: 173-174.

CHAUMERAIL, C. (1975): *Le massif subvolcanique, tardihercynien, de Villaviciosa de Córdoba (Espagne du Sud)*. Tesis de tercer ciclo, Univ. P. et M. Curie, Paris VI. 2 Vols.

DALLMEYER, R.D. y QUESADA, C. (1989): Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Cordoba shear belt (Southwest Iberia) (abstr.). *Terra Abstracts*, 1: 366.

- DALLMEYER, R.D. y QUESADA, C. (1992): Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216: 339-364.
- DEBON, F. y LEFORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classifications of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edin.*, 73: 135-149.
- DEFALQUE, G.; DEMAIFE, D.; DUMONT, P. y LALIEUX, PH. (1992): Le Batholite de Los Pedroches (Sierra Morena): études pétrographique, cartographique, géochimique, géochronologique et métallogénétique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115: 77-89.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971): Esquema geológico de la hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82 (3-4): 277-286.
- DELGADO-QUESADA, M.; GARROTE, A. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1985): El magmatismo de la Alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mitad oriental, Zona de Ossa-Morena. 5ª Reunión del G.O.M. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 7: 41-64.
- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E. y PÉREZ LORENTE, F. (1977): Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena central. *Stud. Geol. Salmant., Univ. Salamanca*, 12: 75-90.
- DELOCHE, CH. Y SIMON, D. (1979): Le charriage majeur Cadomien sud-hespérique: :Interpretation des blastomylonites de L'axe Badajoz-Cordoue. These présentée a l'Universite Paris-sud
- DIAS, R. y RIBEIRO A. (1991): Finite strain anlysis in a transpressive regime (Variscan autochton, northeast Portugal). *Tectonophysics*. 191: 389-397.
- DÍEZ BALDA M.A., VEGAS, R. y GÓNZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): Part. IV: Central-Iberian Zone: structure. IN: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA E. eds.. Springer Verlag. Berlin: 172-188
- 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). *J. Str. Geol.*, 17: 163-182.
- DIJKSTRA, S.J. (1955): Megaspores carboníferas españolas y su empleo en la correlación estratigráfica. *Est. Geol.*, 11: 277-354.

DONAIRE, T. (1995): *Petrología y geoquímica de rocas granitoides y enclaves asociados del batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico)*. Tesis Doctoral, Univ. Huelva: 232pp

DONAIRE, T. y PASCUAL, E. (1991): Paragénesis metamórficas de contacto en xenolitos de la Granodiorita de Los Pedroches (Córdoba, España): evidencia de emplazamiento a alta temperatura. *Geogaceta*, 10: 90-93.

DONAIRE, T.; PASCUAL, E.; PIN, C. y DUTHOU, J.L. (1999): Two-stage granitoid-forming event from an isotopically homogeneous crustal source: The Los Pedroches batholith, Iberian Massif, Spain. *GSA Bulletin*, 11(12): 1897-1906.

EGUILUZ, L. (1987): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doct., Univ. País Vasco: 694 pp

EGUILUZ, L.; ÁBALOS, B. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1990): Eclogitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Suroeste de España). Datos petrográficos y significado geodinámico. *Geogaceta*. 7: 28-31.

EGUILUZ, L.; APALATEGUI, O.; CARACEDO, M. y SARRIONANDÍA, F. (2005): La zona de cizalla de Campillo: accidente tectónico a escala continental en el suroeste del Macizo Ibérico. *Geogaceta*, 37: 23-26.

EGUILUZ, L.; APRAIZ, A.; ÁBALOS, B. y MARTINEZ-TORRES, L.M. (1995): Evolution de la zone d'Ossa-Morena (Espagne) au course du Protérozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain. *Geol. Fr.* 3: 35-47

EGUILUZ, L.; APRAIZ, A.; MARTÍNEZ-TORRES, L.M. y PALACIOS, T. (1997): Estructura del sector de Zafra: implicaciones en la subdivisión de unidades Cámbricas de la ZOM. *Geogaceta*, 22: 65-68.

EGUILUZ, L.; GIL IBARGUCHI, J.L.; ÁBALOS, B. y APRAIZ, A. (2000): Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112 (9): 1398-1413

EGUILUZ, L.; IRIONDO, A. Y MARTÍNEZ-TORRES, L.M. (2013): Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (539.06 ± 3 Ma) de los anfíboles del Granitoide del Escribano: arco volcánico cadomiense (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta*, 54.

ERASO, A. y GARROTE, A. (1984): El batolito de los Pedroches en la transversal de Cárdena, Córdoba. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 235-256.

ESCUDER 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.

ESCUDER VIRUETE, J.; VILLAR, P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; MONTESERIN, V. y SANTIESTEBAN, J.I. (1995): Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica, O de España). *Bol. Geol. Miner.*, 106: 303-315.

EXPÓSITO, I. (2000): *Evolución Estructural de la Mitad Septentrional de la Zona de Ossa-Morena y su Relación con el Límite Zona de Ossa-Morena/ Zona Centroibérica*. Tesis Univ. Granada. 296 pp.

EXPÓSITO, I.; SIMANCAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; AZOR, A. y MARTÍNEZ POYATOS D. ((2002): La estructura de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena: Deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Rev. Soc. Geol. España*. 15: 3-14.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, G. DE. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. Ciencias Univ. Porto*. 1: 411-431

FEBREL, T. y SÁENZ DE SANTAMARÍA, J. (1964): *Mapa Geológico Nacional de España E. 1:50000, 1ª serie, hoja 857/15/35 (Valsequillo)*. IGME. Madrid.

FEDONKIN, M.; LIÑÁN, E.; y PEREJÓN, A. (1983): Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 81: 125-138.

FERNÁNDEZ RUIZ, J. (1987): *Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita de Los Pedroches y del Plutón de El Guijo (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo. 118 pp.

FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. y QUESADA C. (2013): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª Serie, hoja 859/16-34 (Pozoblanco)*. IGME. Madrid. Cartografía realizada en 1989. Memoria revisada para su edición en 2008.

FERNÁNDEZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. y QUESADA, C. (1990): El Plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del Batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 89-103.

FRICKE, W. (1941): *Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura*. Diss. Univ. Berlín: 91 pp.

FUGANTI, A. y SERPAGLI, E. (1968): Geological remarks on Urbana limestone and evidence of its Upper Ordovician age by means of conodonts, eastern Sierra Morena, south Spain. *Bol. Soc. Geol. Italia.*, 87: 511-521.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1983): Las cuencas de Valdeinfierno y Benajarafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 209-218.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985a): El Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena (SW de España). *C. R. 10th Int. Carboniferous Congr. Madrid*, 3: 173-186.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985b): Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena . Introducción a la Excursión de la 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena. *5ª Reunión del G.O.M. Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 7: 101-136.

GABALDON, V. y QUESADA, C. (1986): Exemples de bassins houillers limniques du sud-ouest de la péninsule Ibérique: évolution sédimentaire et contrôle structural. *Mém. Soc. Géol. France*, 149: 27-36.

GARCÍA ALCALDE, J.L.; ARBIZU, M.A.; PARDO ALONSO, M.V. y GARCÍA LÓPEZ, S. (1984): El límite Devónico-Carbonífero en el área de Guadalmez-Santa Eufemia (Prov. De Ciudad Real y Córdoba, Sierra Morena, España). *I Congr. Geol. España*, 1: 421-430.

GARCÍA ALCALDE, J.R.; CARLS, P.; PARDO ALONSO, M.V.; SANZ LÓPEZ, J.; SOTO, F., TRUYOLS-MASSONI, M. y VALENZUELA-RÍOS J.I. (2002): Part. 6. Devonian. In, M. GIBBONS, W. Y MORENO T. eds. *The Geology of Spain*. Geological Society. London: 67-93.

GARCÍA CASQUERO, J.L.; PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M. y CHACÓN, J. (1988): Isotopic dating of the milonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba Belt, SW Spain. *Geol. Rundsch.*, 77: 483-489

GARCÍA CASCO, A. (1986): *Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del Plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba)*. Tesis Licenc. Univ. Granada, 332 p.

GARCÍA CASCO, A.; PASCUAL, E. y CASTRO A. (1987): La asociación magmática del batolito de Los Pedroches: ensayo de caracterización. *Geogaceta*. 2: 59-61.

GARCÍA DE MADINABEITIA, S. (2003): *Implementación y aplicación de los análisis isotópicos de Pb al estudio de las mineralizaciones y la geocronología del área Los Pedroches-Alcudia (Zona Centro-Ibérica)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco: 207 pp.

GARCÍA DE MADINABEITIA, S.; SANTOS ZALDUEGUI, J.F.; CARRACEDO SÁNCHEZ, M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2001): Edades preliminares Pb-Pb y U-Pb de circones y monacitas del Batolito de Los Pedroches (España). *IIIer Congr. Ibérico de Geoquímica, VIIIº Congr. De Geoquímica de España*. Zaragoza 2001. M. Iago, E. Arranz y C. Galé (Eds.): 603-607.

GARROTE, A.; (1976): Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coímbra*, 82: 17-39.

GARROTE, A. y BROUTIN, J. (1979): Le bassin Tournaisien de Benajárafe (province de Cordove, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques. *C. R.104 Congr. Nat. Soc. Sav. Bordeaux*, 1: 175-184.

GARROTE, A.; ORTEGA, M. y ROMERO, J. (1980): Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba, Sierra Morena). 1ª Reunión sobre la geología de Ossa-Morena, (G.O.M.). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 4: 145-168.

GARROTE, A. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1979): Granitos postcinemáticos de tendencia alcalina en Ossa Morena: el stock de la Cardenchora (prov. de Córdoba). *Acta Geológica Hispánica*, Homenatge a Lluís Solé i Sabarís, 14: 90-96.

GARROTE, A.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. y TIJERO, F. (1985): El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba. 5ª Reunión G.O.M., *Temas Geol. Min. Ins. Geol. Min. España*: 29-39.

GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T.; AZOR, A.; FERNÁNDEZ-SOLER, J.M. y LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAINO, V. (2003): The amphibolites from the Ossa-Morena/ Central Iberian Variscan suture (Southwestern Iberian Massif): geochemistry and tectonic interpretation. *Lithos*. 68: 23-42

GONÇALVES, F. (1971): Subsidios para o conhecimento geológico do Nordeste alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portugal, Nova Serie*, 18: 1-62.

GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J. (1993): *El núcleo metamórfico de Sierra Albarrana y su campo de pegmatitas graníticas asociado. Macizo Ibérico, Córdoba, España*. Tesis Doct., Univ. Compl. Madrid: 723 pp.

GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J. y PEINADO, M. (1990): Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España). *Bol. Geol. Miner.*, 101: 18-40.

GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J. y ARENAS, R. (1991): Anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4): 251-269.

GRAND'EURY, C. (1877): Flore Carbonifère du Département de la Loire et du centre de la France. *Mém. Acad. Sci. Paris*, 2: 1-624.

GROTH, J. (1911): Note préliminaire sur le bassin houiller de Belmez. *Bull. Soc. Geol. France*: 83-84.

GROTH, J. (1914a): La Sierra Morena. *C.R. Acad. Sci. París*, 158: 1722-1724.

GROTH, J. (1914b): La tectonique de la Sierra Morena. *C.R. Acad. Sci. París*, 158: 1944-1946.

GUTIERREZ-MARCO, J.C.; APALATEGUI, O. y RÁBANO, I. (1987): Fósiles Ordovícicos del NO de Adamuz (Córdoba): aportación paleobiogeográfica a la concepción del límite entre las zonas Centro-Ibérica y de Ossa Morena durante el Paleozoico. *Geogaceta*, 3: 22-24.

GUTIERREZ-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 Centro-Ibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.

GUTIERREZ-MARCO, J.C. y PINEDA VELASCO, A. (1988): Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén). *Comunicaciones II Congreso Geológico de España. Granada*. 1: 91-94.

GUTIERREZ-MARCO, J.C.; SAN JOSÉ, M.A. y PIEREN, A.P. (1990): Central-Iberian Zone, Autochthonous sequences: post Cambrian Paleozoic Stratigraphy. In: DALLMEYER y MARTÍNEZ GARCÍA. Eds. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin: 160-171.

GUTIERREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M.A.; HERRANZ, P. y SARMIENTO G.N. (1995): Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" Series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. In: COOPER, J.D.; DROSER M.L. y FINNEY, S.C. eds.. *Ordovician Odyssey: short papers for the 7th ISOS, Las Vegas*. Society for Sedimentary Geology, Pacific Section, Fullerton. 77: 55-59

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ROBARDET, M. Y PIÇARRA, J.M. (1998): Silurian Stratigraphy and Paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Temas Geológicos y Mineros*, 23: 13-44.

GUTIERREZ-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. y MORENO, M.T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 31-49.

GUTIERREZ-MARCO, J.C. Y ROBARDET, M. (2004): Zona de Ossa-Morena. Estratigrafía. La evolución paleozoica. Ordovícico-Silúrico-Devónico Inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 170-172.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SARMIENTO, G.N. y RÁBANO, I. (En prensa): Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoico Inferior en la cuenca carbonífera del Guadalmellato (Córdoba). Parte 2: Bioestratigrafía y afinidades paleogeográficas

HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982): The Ordovician System in southwesrt Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS publications*, 11: 1-47.

HANMER, S. y PASSCHIER, C. (1991): Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Canada*, pap. 90-17.

HAFENRICHTER, M. (1980): The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician-Silurian boundary in Spain. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 160 (1): 138-148.

HARDING, T.H. y LOWEL, J.D. (1979): Structural styles, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 1016-1058.

HENKE, W. (1926): Aportación a la Geología de Sierra Morena en la parte Norte de "La Carolina" (Jaén). Traducción al castellano de "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). Mit einer palaeontologische Mitteilung von A. Born. *Abh. Senckenberg. Naturf. Gesells*, 39: 185-204" realizada por B. MELÉNDEZ y M.R. FERNÁNDEZ. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*. VII (2): 73-99. C.S.I.C. (1953)°

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932): Estudio de la región volcánica central de España. *Mem. Acad. Cien. Exact. Fis. Nat.*, 3: 1-235.

HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M.A. DE y VILAS, L. (1977): Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel. *Estudios Geol.*, 33: 327-342

HERRANZ, P. (1984): *El Precámbrico y su cobertera Paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 1220 pp.

HERRANZ, P. (1985): El Precámbrico y su cobertera Paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. *Sem. de Estr. Serie Monografías, 10. Ed Univ. Compl. Madrid*.

HERRANZ, P.; PIEREN, A.P. y SAN JOSÉ, M.A. (1999): El área “Lusitano-Mariánica” como una nueva zona del Macizo Hespérico. Argumentos estratigráficos. *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular- International Meeting on Cadomian Orogens*. Badajoz.

HERTRICH, B. (1980): *Etúde geologique et minière de la region d’Azuel-Conquista, Cordoue (Espagne)* Thèse 3° cycle. Univ. Paris-Sud

HIGUERAS, P. y MONTERRUBIO, S. (1992): Magmatismo y mineralizaciones de edad Silúrica en la Zona Centro-Ibérica. In: J.C. GUTIERREZ-MARCO, J. SAAVEDRA, e I. RÁBANO (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Mérida: 535-543

HUMPHREYS, E.R.; BAILEY, K.; HAWKESWORTH, C.J.; WALL, F.; NAJORKA, J. y RANKIN, A.H. (2010). Aragonite in olivine from Calatrava, Spain-Evidence for mantle carbonatite melts from >100 km depth. *Geology*, 38:911-914.

I.G.M.E. (1981a): *Investigación de sulfuros en el área de El Paredón (Córdoba)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.712.

I.G.M.E. (1981b): *Investigación geofísica en El Paredón. Reserva Cerro Muriano (Córdoba)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 40.209.

I.G.M.E. (1982a): Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, hoja nº 69 (Pozoblanco). Síntesis de la Cartografía existente. *Inst. Geol. Min. España, Madrid*.

I.G.M.E. (1982b): Investigación por sondeos mecánicos en las reservas de Cerro Muriano (Sinclinal de La Nava-Paredón) y Matachel. *Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, n° 10.895.*

INSÚA, M.; APALATEGUI, O.; CONTRERAS VAZQUEZ, F. y FERNÁNDEZ RUIZ, J (2004): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 858/15-34 (El Viso).* IGME. Cartografía realizada en 1989-90

INSÚA, M.; CARVAJAL, A. y HUERTA, J. (2007): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 900/14-36 (La Cardenosa).* IGME. Cartografía realizada en 1990.

IRVINE, T.M. y BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Com. Journal Earth Sci.*, 8: 523-548.

JENSEN, S.; PALACIOS, T. y EGUILUZ, L. (2004): Cambrian ichnofabrics from the Ossa Morena and Central Iberian zones: preliminary results. *Geo-Temas*, 6(2): 291-293.

JIMÉNEZ SAN PEDRO R. (2004): *El complejo filoniano tardihercínico asociado al batolito de Los Pedroches.* PhD Thesis, Universidad País Vasco, (ISBN 84-8373-774-4) CD-ROM

JONGMANS, W.J. (1951): Las floras Carboníferas de España. *Estud. Geol.*, 7: 281-330.

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A.; y NABAIS CONDE, L.E. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E.1:1.000.000.* Inst. Geol. Min. España, Madrid.

JULIVERT, M.; VEGAS, J.M.; ROIZ, J.M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983): La estructura de la parte SE de la Zona Centroibérica, con metamorfismo de bajo grado. In *Geología de España, Libro Jubilar de J.M. Ríos.* COMBA J.A. eds.. IGME 1: 192-246.

LALIEUX, P. (1983): *Etúde petrologique et geochimique du batholite de Los Pedroches (Sierra Morena, Espagne).* Thèse 3ème cycle, Univ. Bruxelles. 33 pp.

LARREA, F.J. (1987): *Estudio geológico del Batolito de Los Pedroches en la transversal de la Virgen de la Cabeza (Andujar, Jaén).* Tesis Licenciatura, Univ. País Vasco. 259 pp.

LARREA, F.J. (1998): *Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del Batolito de Los Pedroches.* Tesis Doctoral, Univ. País Vasco: 459pp

LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ RUIZ, J. y QUESADA, C. (2013): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª Serie, hoja 881/16-35(Villanueva de Córdoba)*. IGME. Madrid. Cartografía realizada en 1989. Memoria revisada para su edición en 2008.

LARREA, F.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.; GIL IBARGUCHI, J.I. y ALONSO, A. (1996a): Procesos de hibridación mantélico-cortical implicados en la génesis del plutón granodiorítico de Los Pedroches (España). *Geogaceta*. 20: 151-156.

LARREA, F.; CARRACEDO, M.; YUSTA, I.; ORTEGA, L. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996b): Los diques traquiandesíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (España). *Geogaceta*. 20: 586-589.

LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; DONAIRE, T. y PASCUAL, E. (2004): El Batolito de Los Pedroches. En: *Geología de España* (J.A. VERA, ED.). SGE-IGME, Madrid:122-124.

LARREA, F.J.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A. y QUESADA, C. (2013 a): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja nº 883: Virgen de La Cabeza*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1992. Memoria finalizada y revisada en 2008.

LARREA, F.J.; SANTISTEBAN, J.I.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. y MARTÍN-SERRANO, A. (2013 b): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja nº 904: Andújar*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1992. Memoria finalizada y revisada en 2008.

LAURENT, P. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne hercynienne sud-Ibérique à l'est d'Azuaga, Espagne). Description et interpretation de la déformation dans les blastomylonites*. Thèse 3ème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 105 pp.

LAUTENSACH, H. y MAYER, E. (1961): Iberische Meseta und Iberische masse. *Zeitsch. Geomorph.* N. F. Bd. S. H., 3: 161-181.

LE MAITRE, R.W. (1984): A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31: 243-255.

LIÑÁN, E. (1974): Las formaciones cámbricas del Norte de Córdoba. *Acta Geol. Hisp.*, 9 (1): 15-20.

- LIÑÁN, E. (1978): *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doct., Univ. Granada, 212 pp.
- LIÑÁN, E. (1984): Los icnofósiles de la Formación Torreárboles (Precámbrico?-Cámbrico inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos, Badajoz. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.
- LIÑÁN, E. y PALACIOS T. (1983): Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 227-234.
- LIÑÁN, E. y PEREJÓN, A. (1981): El Cámbrico inferior de la “Unidad de Alconera”, Badajoz (SW de España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 125-148.
- LIÑÁN, E. y QUESADA, C. (1990): Part V. Ossa Morena Zone. Stratigraphy. Rift Phase (Cambrian). In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 259-266.
- LIÑÁN, E. y SCHMIDT, M. (1980): Microfósiles de las calizas precámbricas de Córdoba (España). *Temas Geol. Min.*, 4: 171-194.
- LIÑÁN, E.; MORENO EIRIS, E.; PEREJÓN, A. y SCHMITT, M. (1981): Fossils from the basal level of the Pedroche Formation, Lower Cambrian (Sierra Morena, Córdoba, Spain). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 277-286.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, T. y PEREJÓN, A. (1984): Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central parts of Spain. *Geol. Mag.*, 121 (3): 221-228.
- LIÑÁN, E. y MERGL, M. (1984): Lower Cambrian Brachiopods of Sierra Morena, SW Spain. *Bol. R. Soc., Esp., Hist. Nat. (Geol.)*, 80: 207-220.
- LIÑÁN, E., PEREJÓN, A. y SZUDY, K. (1993): The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geol. Mag.*, 130: 817-833.
- LIÑÁN, E.; GOZALO, R.; PALACIOS, T.; GÁMEZ VINTANED, J.A.; UGIDOS J.M. y MAYORAL, E. (2002): Part. 3. Cambrian. In GIBBONS, W. y MORENO, M.T. eds.. *The Geology of Spain*. Geological Society. London: 17-31.
- LISTER, G.S. y SNOKE, A.W. (1984): S-C Mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 617-638.

LÓPEZ GARRIDO, A.C. y PÉREZ LORENTE, F. (1977): Turbiditas del Ordovícico en Sierra Morena Central. *VIII Congr. Nac. De Sed. Oviedo*.

LÓPEZ MUNGUIRA, A.; NIETO, F.; SEBASTIÁN PARDO, E. y VELILLA, N. (1991): The composition of phyllosilicates in Precambrian low grade metamorphic, clastic rocks from the Southern Hesperian Massif (Spain) used as an indicator to metamorphic conditions. *Precambrian Research*, 53: 267-279.

LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAINO, V.; GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T.; AZOR, A. y FERNÁNDEZ-SOLER J.M. (2003): Phase diagram sections applied to amphibolites: a case study from the Ossa-Morena/Central Iberian Variscan suture (Southwestern Iberian Massif). *Lithos* 931: 1-21.

LÓPEZ VÍLCHEZ, L.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; BABIANO, F.; MIRA, A.; ROMÁN, A.; ZUAZO, J.A.; HUERTA, M.; SOLER, M.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; GARROTE, A.; OLIVÉ, A.; y SOLESIO, J. (1987): *Estudio Geológico de Sierra Albarrana*. Informe inédito, Emp. Nac. Res. Radiact. S.A.

LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt Forsch.*, 6: 78-92. (Trad. en: *Publ. Extr. Geol. España*, 5: 149-166).

LOTZE, F. (1956): Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*: 129-139.

LLOPIS, N.; SAN JOSÉ M.A. DE y HERRANZ, P. (1970): Notas sobre una discordancia posiblemente precámbrica al SE de la provincia de Badajoz y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. *Bol. Geol. Min.*, 81: 586-592.

MAAS, R. (1958): *Stratigraphie und tektonik im Raum Nodostlich Córdoba*. Diss. Math. Nat. Fak. Univ. Münster. Inéd.

MALLADA, L. (1880): Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba. *Bol. Com. Map. Geol. España.*, 7: 4-55.

MALLADA, L. (1898): Explicación del Mapa Geológico de España. III, Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Mapa Geol. España*. 7: 4-55.

MALLADA, L. (1902): Memoria descriptiva de la cuenca carbonífera de Belmez. *Bol. Com. Map. Geol. España.*, 26: 1-80.

MALLADA, L. (1927): Explicación del Mapa Geológico de España. III: Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Map. Geol. España*: 1-415.

MAMET, B. y MARTÍNEZ, C. (1981): Late Visean microfossils of the Las Caleras Bajas limestone (Córdoba, Spain). *Rev. Esp. Micropal.*, 13 (1): 105-118.

MÁRQUEZ TRIGUERO, E. (1961): Estratigrafía del Paleozoico en la región del río Guadalmez. Aportación a la Geología de Sierra Morena en la pared N del Valle de Los Pedroches. *Estudios Geol.* 17: 187-201.

MARTÍN HERRERO, D.; VALVERDE, M.F. y LORENZO ÁLVAREZ, S. (1994): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª serie, hoja 806/14-32 (Cabeza del Buey)*. ITGE. Inéd.

MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J. y DIEZ 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.; 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. geol. Fr.*, 177(4): 191-202.

MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J.; MARTÍNEZ POYATOS, D.J. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004): Geometría y cinemática de la cizalla extensional de Santa Elena-Puente Génave (Zona Centroibérica, Sierra Morena Oriental). *Geo-Temas*, 6(3): 89-91.

MARTÍN RAMOS, J.D. y RODRÍGUEZ GALLEGOS, M. (1975): Petrología del borde norte del batolito de Los Pedroches, Venta de Azuel (Córdoba). *Bol. Geol. Miner.* 83: 301-308.

MARTÍN-SERRANO, A. (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hepérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*. 4. 337-351.

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 Doct., Univ. Granada, 222 pp.

MARTÍNEZ POYATOS, D. (2002): Estructura del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y su Relación con el Contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. *Serie Nova Terra. Coruña*. 18. 295 pp.

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

MARTÍNEZ POYATOS D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1995b): La estructura del borde meridional de la Zona Centro-Ibérica en el sector suroriental de la provincia de Badajoz. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2): 41-50.

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

MARTÍNEZ POYATOS, D.; GUTIERREZ-MARCO, J.C.; PARDO ALONSO, M.V.; RÁBANO, I. y SARMIENTO, G. (2004a): Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estratigrafía. La secuencia paleozoica postcámblica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), *SGE-IGME*, Madrid: 81-83.

MARTÍNEZ POYATOS, D.; DÍEZ BALDA, M.A.; MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN y VEGAS, R. (2004b): 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.

MATAS, J.; MORENO, F. y LEYVA, F. (2005): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2ª Serie hoja 731 (Zorita)*. Ins. Geol. Miner. España.

MATAS, J.; GUTIERREZ-MARCO, J.C.; MONTES, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ POYATOS, D.J. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2007): Carboniferous synorogenic basin with Palaeozoic olistoliths in SW Central Iberian Zone: implications for the Variscan tectono-sedimentary evolution of the SW Iberian Massif. *Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research*. Special meeting of French and Czech Geological Societies. September, 13-15, 2007. Orleans, France. *Géologie de la France*, 2: 132.

MATTE, PH. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.

MATTE, PH. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.

MCPHERSON, J. (1879): Estudio geológico y petrográfico del N de la provincia de Sevilla. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 10: 97-269.

MENHERT, K.R. (1968): *Migmatites*. Elsevier: 362 pp.

MESCHEDE, M. (1986): A method for discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.

MIRA, M.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S. y ORTEGA, E. (1987): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª serie, hoja 834/16-33 (San Benito)*. Inst Geol. Miner. España, Madrid.

MIRA, M.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S. ; ORTEGA GIRONÉS, E. Y SOUBRIER J. (1990): Memoria explicativa de la Hoja nº 833 (Hinojosa del Duque) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA), ITGE: 51pp

MITROFANOV, F.P. y TIMOFEIEV, M. (1977): Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Iberique. *Ins. Geol. Geocron. Precambrian Leningrad*. 2 p. Inéd.

MOLINA J.M. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª serie, hoja 782/16-31 (Valdemanco de Esteras)*. IGME. Madrid

MORENO-EIRIS, E. (1987): Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. *Bol. Geol. Min., Pub. Esp.* 1-27.

MORENO, F. (1977): Tectónica y sedimentación de las Series deTransito (precámbrico Terminal) en el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Studia Geol. Salmanticensia*. 12: 123-136.

MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976): Sobre la edad de las Series Ordovícicas y Cámbricas relacionadas con la discordancia “Sárdica” en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Brev. Geol. Astúrica*, 20: 8-16.

MUHNÁ, J. (1983): Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. In The Crboniferous of Portugal. M.J. LEMOS DE SOUSA AND J.T. OLIVEIRA Eds. *Mem. Serv. Geol. Portugal*. 29: 38-81.

OCHSNER, A. (1993): U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny. Diss. ETH N° 10.392, Zürich, 249 pp.

ODRIOZOLA, J.; PEÓN, A. y VARGAS, I. (1983): *Mapa Geológico de España. E: 1:50.000, 2ª Serie, hoja 854 (Zafra)*. Ins. Geol. Miner. España, Madrid

OEN ING SOEN (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min.* Inst. Geol. Miner. España. 81: 271-298.

OLIVEIRA, J.T. (1990): Pat. IV South Portuguese Zone, stratigraphy and synsedimentary tectonism. In *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds. R.D. DALLMEYER y MARTÍNEZ GARCÍA. Springer-Verlag, New York: 334-347.

ORDÓÑEZ CASADO, B. (1998): *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: The Ossa-Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone*. Ph.D. thesis. Eidig. Tech. Hochsch. (ETH). Zurich. 235 pp.

OROZCO, M. y PASCUAL, E. (1975): Presencia y significado de cuarcitas con distena en el Precámbrico de Sierra Morena (España). *Cuad. Geol.* 6: 5-13.

ORTEGA, E. (1986): Geology and metallogeny of the Almadén area, Centro-Iberian zone Spain. In *Remote sensing in mineral exploration* (Van Wambeke eds) Report. Eur.. 11317: 147-173.

ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986): La discordancia intraalcudiense en el dominio meridional de la Zona Centro-Ibérica. *Brev. Geol. Astúrica*,

ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988): Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. España. Com.*, 1: 12-28.

ORTUÑO, G. (1971): Middle Westphalian strata in South-West Spain. *C. R. 6th I.C.C. Sheffield*, 3: 169-175.

PALACIOS, T. (1989): Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica). *Mem. Museo de Paleont.* Univ. de Zaragoza.

PALACIOS, T. y JENSEN, S. (2008): Estudio Bioestratigráfico del Dominio de Obejo-Valsequillo del sector de la Provincia de Badajoz. Geode Extremadura. *Informe inédito para el IGME*, 18pp.

PALACIOS, T. y JENSEN, S. (2008b): Estudio Bioestratigráfico del Neoproterozoico-Cámbrico del Sector de Zafra. Geode Extremadura. *Informe inédito para el IGME*, 25pp.

PALERO, F.J. (1991): *Evolución Geotectónica y Yacimientos Minerales de la región del Valle de Alcudia (Sector Meridional de la Zona Centro-Ibérica)*. Tesis Doctoral Univ. de Salamanca. 810 pp.

PALERO, F.J. (1993): Tectónica prehercínica de las series infraordovícicas del Anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su sector oriental. *Bol. Geol Miner.*: 104.

PALERO, F. J. y Delgado-Quesada, M. (2008): Memoria explicativa de la hoja nº 860, Fuencaliente. Mapa Geológico de España, escala 1:50000. 2ª serie, plan MAGNA. inédita.

PARDO ALONSO, M.V. (1995): El Devónico al sur de Cabeza de Buey (provincias de Badajoz y Córdoba, España). *Geogaceta*, 17: 12-15.

PARDO ALONSO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984): Bioestratigrafía del Devónico en la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trab. de Geol.*, 14: 79-120.

PARDO ALONSO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1996): El Devónico en la Zona Centribérica. *Rev Esp. Paleont.* Nº Extraordinario.: 72-81.

PARGA, J. R. (1970): Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas. *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, 38. (Publicado en *Bol. Geol. y Minero*, tomo LXXXI-I/II); 115-143.

PARGA PONDAL, I., PARGA PEINADOR, J.R., VEGAS, R. Y MARCOS, A. (1982): Mapa Xeológico do Macizo Hespérico escala 1:500.000. *Publ. Área Xeol. Min. Seminario de Estudios Galegos*, Edicions do Castro, A Coruña.

PARIS, F., ROBARDET, M., DURAND, J. Y NOBLET, C. 1982. The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeon. Contrib.Univ. Oslo*; 280: 41.

PARIS, F. (1990): The Ordovician Chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain. *Review Paleobot. Palynol.*: 181-200

PARIS, F. y ROBARDET, M. (1990): Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*. 177: 193-213.

PASCUAL, E. (1981): *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (Sector central de Sierra-Morena)*. Tesis Doct. Univ. Granada: 521 pp.

PASCUAL, E. (1984): El batolito de Los Pedroches en el sector Hinojosa del Duque-Santa Eufemia. *Mem. Not. Univ. Coimbra*. 97: 39-50.

PASCUAL, E. y PÉREZ LORENTE, F. (1975): El magmatismo ácido superficial al sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6: 15-30.

PASCUAL, E. y PÉREZ LORENTE, F. (1987): La alineación o eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. In: F. BEA, A. CARNICERO, J.C. GONZALO, M. LÓPEZ PLAZA y M.D. RODRÍGUEZ ALONSO (eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. GARCÍA DE FIGUEROLA. Edit. Rueda, Madrid: 365-376.

PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.

PEARCE, J.A. y NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.

PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth planet Sci. Letters*. 19: 290-300.

PENHA, M. y ARRIBAS, A. (1974): Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Miner.*. 85:271-273.

PERAN, M. y TAMAIN, G. (1967): La formation "Campana" dans le Nord de la Province de Jaén (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, serie A*, 265: 844-847

PERAN, M. (1971): *Contribution a l'étude de la geologie de la region de Venta de los Santos (Jaén) Espagne*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay): 73 pp.

PEREJÓN, A. (1977): Arqueociatos con túmulos en el Cámbrico Inferior de Córdoba (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.*, 33: 545-555.

PEREJÓN, A. (1984): Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 213-265.

PEREJÓN, A. (1989): Arqueociatos del Ovetiense en la sección del Arroyo Pedroche. Sierra de Córdoba, España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 84: 143-247.

PEREJÓN, A. y MORENO-EIRIS, E. (1992): El Paleozoico Inferior de la Zona de Ossa Morena. In: J.C. GUTIERREZ-MARCO, J. SAAVEDRA, e I. RÁBANO (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Mérida: 557-566.

PEREJÓN A., LIÑAN E. y QUESADA C. (2004): Zona de Ossa-Morena. Estratigrafía. La evolución paleozoica. Ordovícico-Silúrico-Devónico Inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 170-172.

PÉREZ ESTAÚN, A.; MARTÍNEZ CATALÁN J.R. y BASTIDA, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*. 191: 243-253.

PÉREZ GARCÍA, L.C. y TALENS, J. (1971): Estudio de la Cuenca Carbonífera de Berlanga (Badajoz). *I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid.

PÉREZ LORENTE, F. (1971): *Estudio geológico de la Sierra de los Santos (Córdoba)*. Tesis Licenc., Univ. Granada.

PÉREZ LORENTE, F. (1979): *Geología de la Zona de Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doct., Univ. Granada: 375 pp.

PICKERILL, R.K.; ROMANO, M. y MELÉNDEZ, B. (1984): Arenig trace fossil from the Salamanca area, western Spain. *Geol. J.*, 19: 249-269.

PILLOLA, G.L. (1993): The Lower Cambrian trilobite *Bigotina* and allied genera. *Palaeontology*, 36: 855-881.

POUS, J.; MUÑOZ, G.; HEISE, W.; MELGAREJO, J.C. y QUESADA, C. (2004): Electromagnetic imaging of Variscan crustal structures in SW Iberia: the role of interconnected graphite. *Ear. Plan. Sci. Lett.*. 217: 435-450

PRADO, C.DE; VERNEUIL, E. DE y BARRANDE, J. (1855): Mémoire sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède, suivi d'une description des fossiles qui s'y rencontrent. *Bull. Soc. Géol. France*. 12 (2): 1-86

PROST-DAME, V. (1980): *Geologie et Géologie de la region de Castuera (Badajoz, Espagne)*. Thèse 3^a cycle. Univ. Paris-Sud: 226 pp.

QUESADA, C. (1983): El Carbonífero de Sierra Morena. In: C. MARTÍNEZ DÍAZ (coord.): *Carbonífero y Pérmico de España*. X Congr. Int. Estr. Geol. Carb., Inst. Geol. Min. España, Madrid: 245-278.

QUESADA, C. (1990): Part V. Ossa Morena Zone. Introduction. In: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 249-251.

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

QUESADA, C. (1992): Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). In: J.C. GUTIERREZ-MARCO, J. SAAVEDRA, e I. RÁBANO (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Mérida: 173-190.

QUESADA, C. y DALLMEYER, R.D. (1994): Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231: 195-213.

QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1990a): Part V. Ossa Morena Zone. Stratigraphy. Precambrian. In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 252-258.

QUESADA, C.; CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ, F.J. y LARREA, F.J. (2013): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (MAGNA). Hoja nº 882: Cardena. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1990. Memoria finalizada y revisada en 2008.

QUESADA, C.; ROBARDET, M. y GABALDÓN, V. (1990b): Part V Ossa Morena Zone. Stratigraphy. Synorogenic phase (Upper Devonian - Carboniferous - Lower Permian. In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 273-290.

QUESADA, C. y MUNHA, J. (1990c): Part V. Ossa Morena Zone. Metamorphism. In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 314-320.

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

REDLIN, K. (1955): *Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster. 192 pp.

REIG VILAPLANA, F. (1948): La estructura de la Península Ibérica y sus relaciones con Europa, América y África. *Publicaciones Asesoría Geológica del Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Obras Hidráulicas*. 1-C: 25-50.

RICHARD, P. y COBBOLD, P. (1989): Structures en fleur positives et décrochements crustaux: modélisation analogique et interprétation mécanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308: 553-560.

RIBEIRO, A. (1974): Contribution a l'étude tectonique de Tras Os Montes Oriental. *Mem. Serv. geol. Portugal. Nova Serie*. Lisboa. 168 pp.

RICHTER, P. (1967): Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien). *Münsters. Forsch. Geol. Paläont.* 3: 1-114.

RÍOS ARAGÜES, S. (1977): *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena-Sierra Morena Oriental, provincia de Jaén)*. Tesis Doc. Univ. Politécnica de Madrid: 277 pp.

ROBARDET, M. (1976): L'originalité du segment hercynien sud-iberique au Paléozoïque Inferieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris, série D*, 283: 999-1002.

ROBARDET, M. y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1990): Part V Ossa Morena Zone. Stratigraphy. Passive margin phase (Ordovician-Silurian-Devonian). In: R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ GARCIA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 267-272.

ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARIS, F. (1980): El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Stud. Geol. Salmanticensa*, 16: 103-121.

- ROBARDET, M. Y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (2004): The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *J. Iberian Geology*, 30: 73-92.
- RODA, J. (1986): Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica. Geometría de los pliegues prehercínicos del Río Salor (Cáceres). *Geogaceta*. 1: 13-15.
- 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 GARCÍA, S. y SOTO, F. (1979): Nuevos datos sobre los corales rugosos del Devónico de la Sierra del Pedroso. *Est. Geol.*, 35: 345-354.
- RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, R.M. (2006): Estudio palinológico de muestras del Culm de Los Pedroches al norte del Batolito de Los Pedroches. Informe para el IGME, inédito.
- RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, R.M. (2003): Palinología de las cuencas carboníferas del área situada al SO del Batolito de Los Pedroches. Informe para el IGME, inédito.
- RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V.M.; GUTIERREZ-MARCO, J.C. y SARMIENTO, G. (1989): Rasgos bioestratigráficos de la sucesión Silúrica del Sinclinal del Guadarranque (Prov. De Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *Coloquios-Paleontología*, 42: 82-105.
- RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S.; MIRA, M. y ORTEGA, E. (1990): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª serie, hoja 833/15-33 (Hinojosa del Duque)*. Inst Geol. Miner. España, Madrid.
- RODRÍGUEZ, S.; CALVO-GONZÁLEZ, A.; CÓZAR, P. y FALCES, S. (1996): Sucesiones carbonatadas de edad Namuriense en la banda central de la cuenca del Guadiato (Córdoba). In T. PALACIOS y R. GOZALO eds. Com. XII Jor. De Pal., Badajoz: 105-108.
- ROLDÁN, F.J.(1983): La Cuenca Tournaisiense de Valdeinfierno, interpretación tectónica y paleoambiental (Córdoba, España). In: M.J. LEMOS DE SOUSA Ed. *Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula*. Universidade do Porto: 42-50.
- ROLDÁN, F.J.; APALATEGUI, O. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (en prensa): Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 16-37 (923). Córdoba. MAGNA, IGME.

ROLDÁN-GARCÍA, F.J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1986-1987): La Cuenca Carbonífera de Valdeinfierno (dominio de Sierra Albarrana, zona de Ossa Morena). Un ejemplo de sedimentación relacionada con accidentes de desgarre. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 321-327.

ROSSO DE LUNA, I. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1956): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 1ª Serie, hoja 877 (Llerena)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

SAN JOSÉ, M.A. (1984): Los materiales Anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 81-117.

SAN JOSÉ, M.A.; HERRANZ, P. y PIEREN, A. (2004): A review of the Ossa-Morena Zone and its limits. Implications for the definition of the Lusitan-Marianic Zone. *J. Iberian Geol.*, 30: 7-22.

SAN JOSÉ, M.A.; RÁBANO, I.; HERRANZ, P. y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1992): El paleozoico inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica Meridional). In: J.C. GUTIERREZ-MARCO, J. SAAVEDRA, e I. RÁBANO (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Mérida: 505-522.

SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y APALATEGUI, O. (1979): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 7-21.

SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L. y APALATEGUI, O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 7-21

SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; GIL IBARGUCHI, J.I. y ORTEGA CUESTA, L.A. (1989b): Unidades y datos geoquímicos del magmatismo hercínico de la "Alineación de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada" (Ossa-Morena oriental). *Studia Geologica Salmanticensia*, 4: 105-130.

SÁNCHEZ CARRETERO, R.; EGUILUZ, L.; PASCUAL, E. y CARRACEDO, M. (1990): Part V Ossa Morena Zone. Igneous rocks. In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 292-313.

SÁNCHEZ CELA, V. y GABALDÓN, V. (1977a): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª Serie, hoja 831/13-33 (Zalamea de la Serena)*. Inst. Geol. Miner. España, Madrid.

SÁNCHEZ CELA, V. y GABALDÓN, V. (1977b): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª Serie, hoja 832/14-33 (Monterrubio de la Serena)*. Inst. Geol. Miner. España, Madrid.

SÁNCHEZ CELA, V. y GABALDÓN, V. (1977c): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª Serie, hoja 856/13-34 (Maguilla)*. Inst. Geol. Miner. España, Madrid.

SÁNCHEZ GARCÍA, T.; BELLIDO, F. y QUESADA, C. (2003): Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*. 365: 233-255

SÁNCHEZ GARCÍA, T.; QUESADA, C.; DUNNING, G.R.; PEREJÓN, A.; BELLIDO, F. y MORENO-EIRIS, E. (2007): New geochronological and geochemical data of the Loma del Aire Unit, Ossa-Morena Zone. *IGCP 497- Galicia Meeting 2007. Publicaciones del IGME*, 164-165.

SÁNCHEZ PÉREZ, J.M. (1986): *Contribución a la mineralogía, petrología y geoquímica del batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco*. Tesis de Licenciatura Univ. País Vasco: 176 pp.

SANTOS, J.A. y CASAS, J. (1980): Caracterización de unas series precámbricas al N de Badajoz. *Temas Geol Miner.*, 4: 213-233.

SARMIENTO G.N. y GUTIERREZ-MARCO J.C. (1999): Microfósiles ordovícicos en olistolitos carboníferos de la cuenca del Guadiato, Adamuz (Córdoba). – *Temas Geológico-Mineros*, ITGE, 26: 580-584.

SAUPE, F. (1971): La Série Ordovicienne et Silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. In: *Colloque Ordovicien-Silurien. Brest. Mém. BRGM*, 73: 355-365.

SAUPE, F. (1973): La géologie du gisement de mercure d'Almadén. *Sci. Terre Mém.* 29. 342 pp.

SCHÄFER, H.J. (1990): *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Diss. ETH N° 9.246, Zürich, 153 pp.

SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, D. y NÄGLER, T.F. (1991): evidence for Silurian eclogite and granulite facies metamorphism in the Badajoz-Córdoba Shear belt, SW Spain. *Terra Abstr. Terra Nova*. 3 suppl. 6-11.

SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, T.F. y EGUILUZ, L. (1993): Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain):

implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contrib. Miner. Petrol.* 113: 289-299.

SCHMITT, M. (1983): Columnar stromatolites from the Lower Cambrian Pedroche Formation, Sierra Morena, S-Spain. *Bol., R., Soc., Esp., Hist., Nat., (Geol.)*, 80: 5-23.

SOLÉ SABARIS, L. y LLOPIS, N. (1952): Geografía Física. En *Geografía de España y Portugal*. Montador y Simón, Barcelona T 1 497 pp

SPEAR, F.S. y CHENEY, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schist in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contr. Mineral. Petrol.*, 101: 149-164.

SIMANCAS, J.F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la zona Sudportuguesa*. Tesis Univ. Granada: 439 pp.

SIMANCAS, J.F.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; EXPÓSITO, I.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO F. (2001): The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: The Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*. 332: 295-308.

SIMANCAS, J.F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ ESTAÚN, A.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; KASHUBIN, A.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ALMODOVAR, G.R.; PASCUAL, E.; SÁEZ, R. y EXPÓSITO I. (2003): Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*. 22, 6, 1062, doi: 10.1029/2002TC001479. 16 pp.

TALAVERA, C., MONTERO, M. P. y BEA, F. (2008): Precise single-zircon Pb-Pb dating reveals that Aljucén (Mérida) is the oldest plutonic body of the Central Iberian Zone. *Geotemas*, 10: 249-252.

TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay). 870 pp.

TAMAIN, G.; OVTRACHT, A.; CARRE, D.; HELOIR, J.P.; PERAN, M. y POUPON, G. (1969): L'Ordovicien de la Sierra Morena Oriental (Espagne). *94 Congrès National des Sociétés Savantes. Pau. Sciences*. 11: 175-192.

TEIXEIRA, C. (1955): O Complexo Xisto-Grauváquico Anteordoviciano. *Notas sobre Geologia de Portugal*. Emp Lit. Flumiense, Lisboa. 50 pp.

TEJERO, R.; CARBONELL, R.; AYARZA, P.; AZOR, A.; GARCÍA LOBÓN, J.L.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; JABALOY, A.; MANSILLA, L.; MARTÍN PARRA, .M.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; MATAS, J.; PALOMERAS, I.; PÉREZ ESTAÚN, A. y SIMANCAS, J.F. (2008): The ALCUDIA Seismic Profile: an image of the Central Iberian Zone (Southern Iberian Variscides, Spain). *Geo-Temas*, 10: 283-285.

TILLEY, C.E. (1960): Differentiation of Hawaiian Basalts: Some variants in lava suites of dated Kilauean Eruptions. *Journal of Petrology*, 1: 47-55.

VALVERDE VAQUERO, P., MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M. Y DÖRR, W. (en prensa): U-Pb dating of the Neoproterozoic Valsequillo granite: a clue for an “old” Serie Negra in the Obejo-Valsequillo Domain. Enviado a *Geologica Acta*.

VEGAS, R. (1971): Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española). *Bol. Geol. Min.*, 82: 351-358

VEGAS, R. y RINCÓN CALERO, 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, pp. 31-34.

VERGÉS, J. (1985): Estudio del complejo volcano-sedimentario del Devónico y de la estructura de la terminación oriental del sinclinal de Almadén (Ciudad Real). In: *Geología de España, Tomo III. Libro Jubilar J.M. Ríos*: 215-229.

VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994): Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from lower Alcudian strata in Central Spain. *Geol Mag.*, 131: 169-179.

VILLAR, P. (1997a): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª serie, hoja 831/13-33 (Zalamea de la Serena)*. ITGE. Inéd.

VILLAR, P. (1997b): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª serie, hoja 832/14-33 (Monterrubio de la Serena)*. ITGE. Inéd.

VILLAR, P. y TOYOS, J.M. (1997): *Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª serie, hoja 856/13-34 (Maguilla)*. ITGE. Inéd.

WAGNER, R.H. (1978): The Valdeinfierno sequence (prov. de Córdoba): its tectonic, sedimentary and floral significance. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 98: 59-66.

WAGNER, R.H. y BROUTIN, J. (1983): The Mississippian megafloras of the Sierra Morena, SW Spain. *X Congr. Int. Estr. Geol. Carb.*, Madrid.

WAGNER, R.H.; COQUEL, R. y BROUTIN, J. (1983): Mississippian floras of the Sierra Morena, SW Spain: a progress report. In: *Contributions to the Carboniferous geology and paleontology of the Iberian Peninsula*. M.J. LEMOS DE SOUSA (edt.): 101-126.

WAGNER, R.H.; REDONDO, E. y JURADO, J. (1983): *Actualidad de la investigación geológico-minera en la cuenca carbonífera del Guadiato (Córdoba)*. 7 Congreso Internacional de Minería y Metalurgia, Barcelona, 1, Geología aplicada: 221-238

WAGNER, R.H. (1999): Peñarroya, a strike-slip controlled basin of early Westphalian age in Southwest Spain. *Bull. Czech Geol. Survey*. 74, nº 2: 87-108

WALLIS R.H. (1983): A lacustrine/deltaic/fluviol/swamp succession from the Stephanian B of Puertollano, Spain. In: M.J. Lemos de Sousa y 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.

WEISFLOG, J.D. (1963): *Stratigraphie der Untercarbons in der Mulde von Belmez-Vacar (Provinz Córdoba, Spanien)*. Tesis Univ. Heidelberg. Inéd.

WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343.

YARDLEY, B.W.D. (1989): *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, Essex. 248 pp.