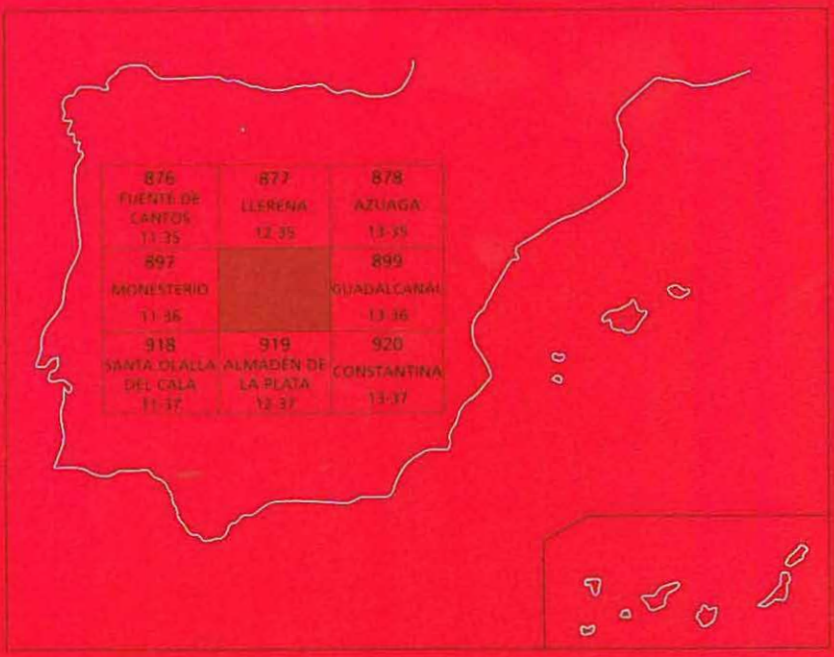
Instituto Geológico
y Minero de España

898
12-36

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



PUEBLA DEL MAESTRE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

898 (12-36)

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

PUEBLA DEL MAESTRE

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 22389-2007
ISBN: 978- 84-7840-684-5
NIPO: 657-07-007-X

Impresión: Trébol Propuesta Gráfica

La Presente Hoja ha sido realizada por ENADIMSA, con normas, dirección y supervisión del IGME, durante los años 1989-90.

Jefe de Proyecto

Marino Insúa Márquez (E.N. ADARO)

Cartografía y Memoria

Octavio Apalategui Isasa (INGEMISA)
Francisco Contreras Vázquez (INGEMISA)
Fernando Leyva Cabello (E.N. ADARO)
Jerónimo Matas González (E.N. ADARO)
Arturo Carvajal Menéndez (E.N. ADARO)

Petrología

Rafael Sánchez Carretero (INGEMISA)
Teresa Nodal Ramos (E.N. ADARO)

Geoquímica

María Lourdes Agudo Fernández (E.N. ADARO)
Pedro Hernan Reguera (E.N. ADARO)

Paleontología

Eladio Liñán Guijarro (UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA)
Teodoro Palacios Medrano (UNIVERSIDAD DE BADAJOZ)
Genaro García Alcalde (UNIVERSIDAD DE EXTREMADURA)
Antonio Perejón Rincón (IGE-UCM)

Geomorfología

Francisco Javier Soria Rodríguez (INGEMISA)

Neotectónica

Arturo Carvajal Menéndez (E.N. ADARO)
Javier Gracia Prieto (E.N. ADARO)

Hidrogeología

José D. Alonso Díaz de Isla (E.N. ADARO)

Supervisión y Dirección

Vicente Gabaldón López (IGME)
Jorge Fernández-Gianotti (IGME)
Hidrogeología: Juan Carlos Rubio (IGME)
Recursos Minerales: Luis Baeza Rojano (IGME)

*Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:
— Muestras y sus correspondientes preparaciones.
— Informes paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
— Columnas estratigráficas de detalle.
— Informes petrológicos.
— Análisis químicos.
— Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 9

2. ESTRATIGRAFÍA 9

2.1. UNIDAD DE FUENTE DE CANTOS 10
2.1.1.Esquistos migmatíticos (15) con diferenciados anatécticos aplíticos (16). Rifeense 10
2.1.2. Esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (17) con intercalaciones de cuarcitas y anfibolitas (18). Rifeense (Sucesión de Montemolín) 10
2.2. UNIDAD DE ARROYOMOLINOS 11
2.2.1. Pizarras negras (19), metagrauvacas y liditas (20). Vendiense (Sucesión Tentudía) 11
2.2.2. Serie volcanosedimentaria ácida (21) con metariolitas de grano grueso (22), metatraquitas (23) y conglomerados poligénicos (21 cgl). Vendiense-Cámbrico inferior. (Grupo Bodonal) 12
2.3. UNIDAD DEL VALLE 15
2.3.1.Pizarras y metarenitas (24) con intercalaciones de calizas masivas con crinoides (25). Devónico 15
2.3.2. Lutitas oscuras (26) y calizas con crinoides (27).Devónico 15
2.4. UNIDAD DE BENALIJA 16
2.4.1. Pizarras y metagrauvacas (28) con intercalaciones de metagabros (29) y metavolcanitas ácidas (39). Precámbrico superior 16
2.4.2. Tobas y metavolcanitas básicas con conglomerados y volcanoclásticas (31).Precámbrico superior. (Fm Malcocinado) 17
2.4.3. Arcosas con intercalaciones de pizarras y conglomerados (32). Precámbrico superior. (Miembros Inferior de Torreárboles) 18
2.4.4. Pizarras y grauvacas (33). Precámbrico sup.- Cámbrico inf. (Miembro Superior de Torreárboles) 18
2.4.5. Pizarras (34) con niveles calizos intercalados (35), alternancias de pizarras y calizas (36) calizas y dolomías marmóreas (37). Cámbrico inferior. (Caliza de Agua) 19

2.4.6. Pizarras verdes con nódulos carbonatados (38) con calizas (39), metarenitas y/o cuarcitas (40), metavolcanitas (41), pizarras moradas (42), niveles de arenas y carbonatos (43) y zonas silicificadas. Cámbrico inferior (Capas de Benalija) ... 20
2.4.7. Pizarras y grauvacas moscovíticas (44) con intercalaciones cuarcíticas (45) y de metavolcanitas (46). Cámbrico inferior. (Capas del Arroyo Tamujar) ... 23
2.4.8. Espilitas verdes y moradas (47) con intercalaciones de grauvacas (48). Cámbrico medio ... 23
2.5. UNIDAD DE LOMA DEL AIRE ... 24
2.5.1. Pizarras y Metarenitas (49). Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior. (Fm Torreárboles) ... 25
2.5.2. Mármoles (50) y pizarras sericíticas (51) con intercalaciones de tobas (52) y metarenitas (53). Cámbrico Inferior ... 25
2.5.3. Pizarras satinadas oscuras (54) con niveles de metarenitas (55) y cuarcitas (56) Cámbrico inferior ... 26
2.6. UNIDAD DE CASAS DE PILA ... 26
2.6.1. Pizarras y metagrauvacas (57). Rifeense Sup.-Vendiense (Sucesión Tentudía) ... 27
2.6.2. Metavolcanitas básicas y pizarras (58) con intercalaciones de volcanitas ácidas y conglomerados (59). Rifeense Sup.-Vendiense ... 27
2.7. UNIDADES PALEOZOICAS SIN ADSCRIPCION A NINGUN DOMINIO CONCRETO ... 28
2.7.1. Brechas calcáreas y calizas, pizarras y arcosas (60). Cámbrico-Carbonífero ... 28
2.7.2. Calizas masivas fosilíferas (61). Devónico-Carbonífero ... 29
2.7.3. Arenas, conglomerados y lutitas con carbón (62). Carbonífero-Pérmico ... 29
2.8. CUATERNARIO ... 30
2.8.1. Coluviones (63). Pleistoceno ... 30
2.8.2. Depósitos aluviales (64). Holoceno ... 30
2.8.3. Lóbulos de solifluxión (65). Holoceno ... 30
2.8.4. Travertinos (66). Holoceno ... 30
2.8.5. Suelos eluviales (67). Holoceno ... 30

3. TECTÓNICA ... 31

3.1. DEFORMACIÓN EN LAS DISTINTAS UNIDADES ... 31
3.2. LAS DISTINTAS FASES DE DEFORMACIÓN ... 34
3.2.1. Fase prehercínica (Cadomiense) ... 34
3.2.2. Primera fase hercínica ... 34
3.2.3. Segunda fase de deformación hercínica ... 35
3.2.4. Tercera fase hercínica ... 35
3.3. FRACTURAS ... 36
3.4. NEOTECTÓNICA ... 37

4. PETROLOGÍA ... 37

4.1. ROCAS ÍGNEAS ... 37
4.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas ... 37
4.1.1.1. Granito de Ahillones (1) ... 38
4.1.1.2. Granodiorita de Pallarés (2,3,4) ... 38

4.1.1.2.1.- Consideraciones petrológico-geoquímicas 39
4.1.2. Rocas Igneas Hercínicas 40
4.1.2.1.Gabros del Pintado (5) 40
4.1.2.1.1.- Consideraciones petrológico-geoquímicas 42
4.1.2.2. Granitos del Pintado (6) 42
4.1.2.3. Granito de la Hoya de Santa María (7,8,9) 42
4.1.2.3.1. Consideraciones petrológico-geoquímicas 44
4.1.3. Rocas filonianas 44
4.1.3.1. Diques de Metabasitas (10) 44
4.1.3.2. Diques de Felsitas (11) 45
4.1.3.3. Diques de rocas básicas (diabasas) (12) 45
4.1.3.4. Diques de cuarzo (13) 45
4.1.3.5. Diques leucograníticos (14) 46
4.2. METAMORFISMO 46
4.2.1. Metamorfismo regional 46
4.2.1.1. Unidad de Casas de Pilas 46
4.2.1.2. Unidad de Loma del Aire 46
4.2.1.3. Unidad de Benalija 47
4.2.1.4. Unidad del Valle 48
4.2.1.5. Unidad de Fuente de Cantos 48
4.2.1.6. Unidad de Arroyomolinos 48
4.2.2. Metamorfismo de contacto 49

5. GEOMORFOLOGÍA 50

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 50
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 51
5.2.1. Estudio Morfoestructural 51
5.2.2. Estudio del Modelado 54
5.2.2.1. Laderas 54
5.2.2.2. Fluviales 54
5.2.2.3. Karst 54
5.2.2.4. Poligénicos 54
5.2.2.5. Antrópicos 55
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES 55
5.3.1. Depósitos aluviales de fondo de valle 56
5.3.2. Depósitos coluviales: conos y laderas de derrubios, canchales y pedrizas 56
5.3.3. Depósitos de solifluxión 56
5.3.4. Formación Travertínica 56
5.4. EVOLUCIÓN DINAMICA 57
5.4.1. Dinámica Regional 57
5.4.2. Superficies Poligénicas 57
5.4.3. Interrelación tectónica-evolución geomorfológica 58
5.5. MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS 59
5.5.1. Rasgos internos 59
5.5.2. Rasgos externos 60

6. HISTORIA GEOLÓGICA 60

6.1. CICLO PRECÁMBRICO 61
6.2. EL CICLO HERCÍNICO 62

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 63
7.1. RECURSOS MINERALES 63
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos 63
7.1.2. Rocas industriales 66
7.2. HIDROGEOLOGÍA 66
7.2.1. Climatología 66
7.2.2. Hidrología superficial 66
7.2.3. Características hidrogeológicas 67

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (P.I.G) 68

9. BIBLIOGRAFÍA 69

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Puebla de Maestre se ubica en Sierra Morena, más o menos en la divisoria entre la Depresión del Guadalquivir y la del Guadiana. Administrativamente corresponde a las provincias de Badajoz y Sevilla.

El paisaje corresponde a una zona de relieve joven, alomado, sin grandes diferencias de cotas, donde el modelado está condicionado por la litología de los materiales aflorantes y la historia geológica reciente.

Los ríos drenan la región de Norte a Sur, tienen régimen estacional y pertenecen todos a la Cuenca del Guadalquivir. El río más importante es el Viar, cuya cuenca abarca casi la totalidad de la Hoja (más del 90% de la misma); sobre este río se ha realizado el embalse del Pintado, que se extiende por el borde meridional de la Hoja, si bien su cerrada se encuentra fuera de la misma.

El área está muy despoblada y sólo existen tres pequeños pueblos dentro de la Hoja: Puebla del Maestre, Pallarés y Hoya de Santa María, los cuales se sitúan en la mitad occidental de la misma.

Las actividades productivas, se centran en la explotación de los recursos naturales, siendo la ganadería extensiva la actividad principal del área; la zona es especialmente apta para el recrío y engorde de cerdos de bellota, y de ganado vacuno autóctono, (razas retinta, berrenda o incluso bravos). La agricultura es muy precaria, y sólo existen pequeñas explotaciones como apoyo a la ganadería; también se explota el olivar tanto para verdeo como para aceite.

Otro recurso importante es el forestal, que se centra en el cultivo del eucalipto para la obtención de pasta de papel. Las encinas son taladas y clareadas para la obtención de leña y la confección de picón y carbones vegetales, que se comercializan al por menor.

La zona ha sido objeto en el pasado de una cierta actividad minera, centrada en la explotación de mineral de hierro, y barita. Actualmente la minería está totalmente abandonada, y los únicos recursos explotados son pequeñas graveras intermitentes destinadas al suministro de material para construcción.

Pocas son las referencias geológicas sobre el área. Destacan los trabajos de infraestructura realizados por el ITGE, dentro del proyecto "Investigación de hierros en el SO". Trabajos de ámbito regional que influyan en el área son los de ARRIOLA, *et al.* 1981 y EGUILUZ, L., 1987.

2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Puebla del Maestre la componen materiales metamórficos de grado variable cuyas edades oscilan desde el Precámbrico al Paleozoico Superior.

Todos los materiales de la Hoja se incluyen en el Dominio Zafra-Alanís-Córdoba (DELGADO QUESADA, M. *et al.* 1977), si bien dentro de él se han diferenciado una serie de Unidades que son: Fuente de Cantos al oeste y de Sur a Norte: Arroyomolinos, del Valle, de Benalija, Loma del Aire y Casas de Pila.

Los materiales sin o postectónicos de edad Paleozoico Superior, que no participan de la división anterior son tratados aparte.

2.1. UNIDAD DE FUENTE DE CANTOS

En el borde occidental de la Hoja, aflora un conjunto de rocas que alcanzan un grado alto de metamorfismo y que son la prolongación hacia el este del núcleo metamórfico de Monesterio.

La sucesión la componen fundamentalmente esquistos y/o cuarzoesquistos biotíticos (en la base migmatizados) y anfibolitas, con intercalaciones muy locales de cuarcitas negras.

Estos materiales afloran en una banda estrecha de dirección aproximada N-S, cuyo límite oriental es una zona tectonizada, que se interpreta como la rampa lateral del cabalgamiento de Monesterio; este accidente pone lateralmente en contacto a estos materiales con los de la Unidad de Arroyomolinos y con la granodiorita de Pallarés.

2.1.1. Esquistos migmatíticos (15) con diferenciados anatécticos aplíticos (16). Rifeense

Los términos inferiores de la Unidad de Fuente de Cantos, son esquistos y/o cuarzoesquistos biotíticos migmatizados, entre los que se reconocen diferenciados anatécticos neisificados de composición aplítica.

Estos términos corresponden a la parte más profunda, y posiblemente más baja de la Unidad; sin embargo hay que tener en cuenta que el límite del área migmatítica corta a So (Ver Hoja de Monesterio), por lo que esta correlación hay que tomarla con cierta prudencia.

Los esquistos migmatíticos son rocas esquistosas de grano fino a medio, de color oscuro bandeadas, que al microscopio presentan texturas granolepidoblástica con tendencia lepidoblástica en los niveles ricos en micas y texturas neísicas en los niveles cuarzo-feldespáticos. Los componentes minerales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y silicatos de aluminio (cordierita, sillimanita y andalucita).

Los diferenciados de tipo aplítico, presentan estructuras de tipo flebético, ptigmático, etc.; en lámina delgada se observan texturas de tipo granolepidoblástica con tendencias granoblásticas.

Tanto los esquistos migmatíticos como los diferenciados aplíticos, presentan dos primeras fases de deformación asociadas a la migmatización, y dos fases posteriores a más baja temperatura con esquistosidad asociada, granulación y recristalización. Los procesos metamórficos asociados a la migmatización son de edad Precámbrico superior, ya que esta es la edad de las granodioritas de Monesterio (QUESADA, C. *op. cit.*) la cual se interpreta como un cuerpo anatéctico ligado a dichos procesos.

2.1.2. Esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (17) con intercalaciones de cuarcitas y anfibolitas (18). Rifeense (Sucesión de Montemolín)

Sobre los anteriores materiales, y en tránsito gradual, afloran esquistos y cuarzo-esquistos biotí-

ticos con intercalaciones, en ocasiones, potentes de anfibolitas; también se reconocen niveles puntuales y esporádicos de cuarcitas negras.

Los esquistos son rocas de color marrón oscuro, esquistosas y de grano fino. Al microscopio presentan textura granolepidoblástica que puede ser bandeada, y están compuestos por cuarzo, biotita (marrón-rojiza), moscovita (escasa) y plagioclasa; la clorita, feldespato potásico, opacos, grafito, apatito, etc. son minerales accesorios y/o secundarios.

Las anfibolitas aparecen en bandas de cierto espesor (hasta un kilómetro), que se sitúan preferentemente a techo de la sucesión. Son rocas de color verde, y grano fino, que presentan un bandeado composicional definido por la mayor o menor concentración de anfíboles y plagioclasas.

Al microscopio presentan texturas granonematoblásticas, frecuentemente microplegada, y están compuestas por anfíbol (Hornblenda-Actinolita) y plagioclasa (oligoclasa) esencialmente. El cuarzo, biotita, opacos, esfena, feldespato potásico y grafito son accesorios, y la epidota, sericita, y calcita secundarios.

Teniendo en cuenta la textura y composición de estas rocas, es presumible que la roca original corresponde a tobas y/o lavas de composición intermedia-básica.

Intercalada en esta sucesión aparecen niveles de cuarcitas bandeadas grafitosas, de color oscuro (cuarcitas negras), que se disponen en bancos de poco espesor y cierta continuidad. Al microscopio, presentan textura granoblástica bandeada, siendo característica de alternancia en lechos ricos en grafito y opacos, que además presentan distinto tamaño de grano (parece que el grafito actúa como inhibidor de la cristalización). Los componentes secundarios son cuarzo, opacos y grafito junto a accesorios como moscovita, biotita y clorita.

La edad de esta formación es Rifeense.

2.2. UNIDAD DE ARROYOMOLINOS

Los materiales de esta Unidad afloran en la esquina sudoccidental de la hoja, en una banda NO-SE, limitada al NE por la intrusión de la granodiorita de Pallarés; y al NO por la rampa lateral del cabalgamiento de Monesterio.

2.2.1. Pizarras negras (19), metagrauvacas y liditas (20). Vendiense (Sucesión Tentudía)

Se trata de sedimentos siliciclásticos en los que pueden distinguirse facies de tamaño arena de grano medio-fino (metagrauvacas-metalitarenitas) y facies de grano fino-muy fino (pizarras-pizarras ampelíticas). Es de destacar como rasgo importante la presencia de un aporte volcánico sistemático, evidenciado en la petrografía de las rocas siliciclásticas; ya que las litarenitas de la sucesión Tentudía son frecuentemente volcanoarenitas.

Las características más visibles en campo de esta serie son: alternancia de metareniscas y pizarras negras con o sin laminaciones, en secuencias pluridecimétricas que de forma espaciada culminan con capas centi a decimétricas de liditas que se acuñan lateralmente.

Estos sedimentos finamente laminados, carbonosos, sin señales de bioturbación, normalmente ricos en materia orgánica, son atribuidos a medios pelágicos: En el caso de la "serie negra" se trataría de áreas ligadas a franjas de lóbulos e interlobulares de abanicos submarinos de baja eficacia de transporte e incluso a sectores de abanico inferior o llanura submarina, cuando no se observan las intercalaciones de turbiditas.

Al microscopio, las metareniscas presenta textura blastosamítica esquistosa, formada por clastos subangulosos de cuarzo, albita y algunos fragmentos líticos (microcuarcitas y volcanitas de composición y naturaleza andesítica). la plagioclasa es de composición ácida (albita-oligoclasa), aparece en cristales tabulares, normalmente fracturados y rodeados de clorita, se observa en general procesos de alcalinización y carbonatización en esta fase mineral, probablemente debidos al metamorfismo regional. Otros minerales que se presentan son: apatito, rutilo y mineral de hierro.

Las liditas, están constituidas por microcuarzo granoblástico (con bordes de tendencia poligonal), sericita, materia carbonosa, opacos, jarosita y mineral de hierro. Presentan una orientación y bandeado debido a la presencia y distinta proporción de materia carbonosa, son frecuentes la vetas tardías de cuarzo.

Otra litología, muy citada bibliográficamente en esta serie, son las cuarcitas negras. Sin embargo, en este trabajo no se ha encontrado dicha litología, que quizás corresponda a litarenitas silicificadas, o bien a paquetes de liditas milonitizadas por cabalgamientos.

En cuanto a la potencia de la sucesión Tentudía, en esta hoja no existen nuevos datos que aportar por ello se acepta lo calculado en otros trabajos, que es del orden de 3.000 m.

Sobre la edad de esta formación se puede precisar, con los datos de esta hoja, que es anterior a la orogenia Cadomiense, lo cual está de acuerdo con la edad Rifeense medio-superior admitida en otras publicaciones (MITROFANOV y TIMOFEV en CHACON 1979; CHACON *et al.* 1984).

2.2.2. Serie volcanosedimentaria ácida (21) con metariolitas de grano grueso (22), metatraquitas (23) y conglomerados poligénicos (21 cgl). Vendiense-Cámbrico inferior. (Grupo Bodonal)

Se incluye en este apartado una serie siliciclástica con importante aportación volcánica, predominantemente ácida, cuyos afloramientos se extienden por el borde SO de la Hoja siguiendo las directrices regionales. En su base hay una discordancia angular y erosiva sobre la sucesión Tentudía, y el techo es un paso gradual a la formación carbonatada, datada regionalmente como Cámbrico inferior. Asímismo, se ha constatado que los "Porfiroides" de Bodonal son distintos en litología, posición estatrigráfica y posición estructural a los de Cala; por lo que se ha preferido denominar a la serie Grupo de Bodonal, haciendo así referencia a la nomenclatura más conocida. HERNÁNDEZ, E. (1971); EGUILUZ, L. (1987).

En la Hoja de Puebla del Maestre los materiales de ese grupo afloran en tres láminas, separadas por cabalgamientos con vergencia al SO. Todo los datos, a nivel de campo y de petrografía, indican que se trata de una única serie en la que se pueden diferenciar tres miembros.

- El basal, que aflora en el arroyo de Hoya Lancha, donde se observa la discordancia de base, constituido por una alternancia de metalitarenitas, pizarras y varios niveles de conglomerados poligénicos (21 cgl), en bancos métricos; es de destacar la presencia de dos paquetes litológicamente similares a los del grupo del techo. En el corte levantado existe una zona de metamorfismo de contacto y numeroso diques de metabasitas, muchos de ellos no cartografiables a esta escala.

- Un miembro intermedio, que es la parte más baja del corte de Ballesteros, constituido principalmente por una alternancia en estratos decimétricos de metalitarenitas y pizarras de colores gris-verdoso-amarillento, con aportes volcánicos detectados en la naturaleza de los clastos.

- Un miembro superior constituido por rocas volcano sedimentarias. En el corte de Ballesteros no aflora el techo, pero en áreas limítrofes de otras hojas se ha observado su paso transicional a la formación carbonatada del Cámbrico inferior. Se trata de rocas rosadas de aspecto néisico, cuarzofeldespáticas con cristales mayores de cuarzo y feldespato en una matriz fina sericítica, se observa una variación completa de la granulometría, desde los tramos más gruesos y compactos con cristales centimétricos de cuarzo, feldespato y muy ocasionalmente clastos de rocas ácidas y cuarcitas, hasta pizarras satinadas sericíticas muy finas de colores abigarrados. Todos los tramos se relacionan por cambios laterales de facies. Los más gruesos son los denominados porfiroides por otros autores y se han diferenciado en la cartografía como metariolitas de grano grueso. Al SO de Ballesteros se ha detectado un paquete básico intercalado en la serie de composición riolítica.

Como se observa en el mapa, los materiales del grupo de Bodonal están estructurados por la fase de cabalgamientos, y a nivel de afloramiento y de lámina se detectan dos fases regionales de deformación. La primera con desarrollo de esquistosidad y metamorfismo de muy bajo grado, y la segunda que crenula a la esquistosidad principal y da lugar a una esquistosidad grosera espaciada, sin blastésis.

Para la descripción petrográfica se han recogido muestras de las litologías más representativas. Los términos detríticos predominan en la parte inferior de la unidad (miembros inferior e intermedio) y se clasifican como metagrauvacas. Los clastos, subangulosos y tamaño limo-arena gruesa, son de cuarzo, albita y líticos de cuarcitas y cherts; la matriz es esquistosa microcristalina de composición cuarzosericítica. Otros minerales que aparecen en menor proporción son: clorita, materia carbonosa y esfena-leucoxeno. Suelen presentar bandeado propio de la estratificación, coincidiendo la litología más fina con la composición de las muestras más lutíticas.

Los términos con mayor componente volcánico, se han clasificado como tufitas, metacineritas y metavulcanitas (riolitas, albitófidos y diabasas):

Tufitas: Predominan en la parte superior de la unidad y están formadas por clastos de albita y cuarzo, subangulosos, heterométricos, de tamaño comprendido entre arena fina y gruesa. Presentan una matriz esquistosa constituida por cuarzo, albita, sericita y clorita; contienen minerales pesados como: esfena, circón y apatito. Se le atribuye un origen mixto piroclástico-epiclástico.

Metacineritas: Texturalmente son porfidoclásticas y están formadas por clastos subangulosos de albita y en menor proporción de cuarzo, con una matriz granolepidoblástica formada por cuarzo clorita y sericita. En menor proporción aparecen: apatito, rutilo, minerales de hierro y circón.

Metariolitas (22): el protolito es riolítico y está compuesto por cuarzo, feldespato potásico y albita; su textura es blastoporfídica o finogranular y esquistosa. Los fenocristales de cuarzo presentan golfos de corrosión y fuertes extinciones ondulantes; la plagioclasa generalmente es idiomorfa. La matriz es de naturaleza filitosa, recristalizada por efectos del metamorfismo regional, y está formada por sericita y clorita. La esquistosidad viene marcada por la orientación total de estos componentes laminares especialmente por la sericita. Los componentes minoritarios son: minerales de hierro, circón, rutilo, apatito y a veces turmalina y calcita. En general se presentan alteradas, y a veces intensamente con potasificación y argilitización de la plagioclasa. Esta litología es la de los términos más gruesos cartografiados en el mapa.

Albitófidos: presentan una textura blastoporfídica de grano fino, formados por fenocristales de albita y cuarzo, englobados en una matriz microcristalina, esquistosa, formada principalmente por sericita y clorita; la matriz de la roca original se halla recristalizada. En baja proporción se encuentra feldespato potásico, circón, esfena, minerales de hierro, rutilo, apatito y turmalina.

Espisodio básico: Se trata de un nivel poco potente (de orden métrico) y de un centenar de metros de corrida, se describe aquí por su importancia petrológica ya que se sitúa en una serie muy ácida; los contactos con el encajante son transicionales y están afectados por la esquistosidad regional. Tiene composición basáltica, se trata de una metadiabasa de grano fino. Presenta una textura intersertal esquistosa. Está formado por albita, clorita y opacos; la plagioclasa es subidiomorfa, maclada y está completamente albitizada; el único ferromagnesiano existente es clorita, que marca la esquistosidad. Los componentes accesorios son: esfena (procedente de la alteración parcial de la ilmenita), calcita (como subproducto de la albitización de la plagioclasa), apatito, cuarzo y rutilo.

En el techo de la lámina tectónica más meridional de Ballesteros aflora un paquete de unos 10 m de potencia (23), de naturaleza afanítica y colores blanquecinos amarillentos, esquistoso; que en zonas limítrofes a la Hoja se sitúa en el techo del Grupo de Bodonal, sobre el que se depositan las capas de transición a la Formación Carbonatada de edad Cámbrico inferior. En esta zona está brechificado, silicificado y con alteración hidrotermal, debido a la proximidad de la superficie de cabalgamiento. Petrográficamente se define como un nivel con metatraquitas.

Con los datos de esta Hoja no es posible establecer una potencia exacta. El corte realizado en Ballesteros da un espesor de sedimentos del orden de 600 m, luego la potencia se puede estimar en unos 700 a 800 m.

La edad de este grupo con las salvedades expuestas es de tránsito Precámbrico-Cámbrico, sin poder precisar más por la ausencia de fósiles en estos materiales vulcano-sedimentarios. No obstante, hay que resaltar el intenso burrowing que aparece en el miembro medio del corte del Ballesteros, que podría indicar, por correlaciones regionales, que ya estos materiales pertenecen al Cámbrico.

2.3. UNIDAD DEL VALLE

En el borde meridional de la Hoja, entre Las Navas de Lupo y el embalse del Pintado, aflora una pequeña cuña de materiales del paleozoico superior, que son la continuación de los materiales de esa misma edad reconocidos en el Sinclinal del Valle.

El afloramiento tiene una superficie aproximada de 1,5 km^2, y aparecen rodeados totalmente por materiales de la Unidad de Benalija, por lo que su ubicación en dicha posición es un tema abierto sin solución por el momento.

A su vez el afloramiento está roto por una pequeña cuña de materiales cámbricos, que separa dos formaciones distintas, al Norte una sucesión de lutitas oscuras con intercalaciones de calizas fosilíferas y al Sur una alternancia de lutitas oscuras y cuarcitas acarameladas.

2.3.1. Pizarras y metarenitas (24) con intercalaciones de calizas masivas con crinoides (25). Devónico

La mitad meridional de la Cuña del Valle, está ocupada, por una sucesión de pizarras grises que intercala niveles cuarcíticos de espesor variable, y que se dispone en secuencia invertida buzando al Norte.

La sucesión son pizarras satinadas de color gris y grano fino, moscovíticas, que intercala niveles de arenas inmaduros con abundante moscovita detrítica y en ocasiones bioturbadas.

Los niveles arenosos, suelen tener espesor centimétrico o decimétrico, no obstante, se observan algunos paquetes arenosos más potentes, que superan el metro de espesor, presentan pistas fósiles y ripples de corriente.

En el extremo occidental del afloramiento, hacia el muro de la formación aparecen unos niveles de espesor entre 6-8 m, de calizas masivas oscuras y fétidas, con abundantes restos orgánicos y crinoides que no han aportado ninguna precisión respecto a su edad.

La potencia de esta formación no se puede determinar, el espesor de los materiales aflorantes es de 200 metros.

2.3.2. Lutitas oscuras (26) y calizas con crinoides (27).Devónico

En la mitad septentrional del afloramiento correspondiente a la Unidad del Valle, aflora una monótona sucesión de lutitas grises, con alguna pasada arenosa inmadura de muy poco espesor, y con una intercalación carbonatada.

Las lutitas son de color gris oscuro, de grano fino o muy fino, con niveles milimétricos de arenitas inmaduras, y aparecen en una secuencia monoclinal monótona, muy verticalizadas interrumpida sólo al sur del afloramiento por la presencia de un nivel carbonatado. Estos niveles se han muestreado para acritarcos sin resultado alguno.

El afloramiento calizo, tiene forma lenticular, es de unos 2 m de espesor y 100 m de corrida; las calizas se disponen en bancos decimétricos, son de color gris y presentan abundantes restos orgánicos como crinoides, briozoos arborescentes, de edad indeterminada.

Asociados a las calizas, aparecen unos niveles grauváquicos, muy inmaduros, con abundantes micas detríticas y cantos angulosos de óxidos de hierro.

Es imposible determinar la potencia de esta formación, de la que no aflora ni el muro, ni el techo; el espesor de los materiales aflorantes es de 150 m.

No se han podido datar estos materiales, si bien se asemejan al Devónico del Sinclinal del Valle.

2.4. UNIDAD DE BENALIJA

Al Norte de la anterior Unidad y de la granodiorita de Pallarés aflora un conjunto de rocas detríticas, carbonatadas y volcánicas, que se extienden por el centro y norte de la Hoja. El afloramiento aparece delimitado por dos fallas, al Norte la falla de Guadalcanal, al Sur una zona de fractura compleja que se extiende desde el borde noroeste de la Hoja, hasta el embalse del Pintado.

Los materiales incluidos en esta Unidad, se relacionan con una serie de estructuras, que de Norte a Sur son: a) El Monoclinal de Benalija, b) la Cuña de la Alcornocosa, c) el Sinclinal del Pintado y d) la Cuña de Puerto Viejo. En estas estructuras se reconocen de muro a techo los siguientes materiales.

2.4.1. Pizarras y metagrauvacas (28) con intercalaciones de metagabros (29) y metavolcanitas ácidas (39). Precámbrico superior

Los materiales más bajos de esta Unidad, afloran en el extremo NO de la Hoja, y están representados por una monótona sucesión de pizarras y grauvacas con intercalaciones de metavolcanitas, que a nivel regional se correlacionan con la Sucesión Tentudía.

El afloramiento tiene forma de cuña limitado por fallas que cierra hacia el SE, sin que dentro de la Hoja se pueda observar ninguna relación que no sea de tipo mecánico con los materiales adyacentes; hacia el NO dentro de las Hojas de Llerena y Fuente de Cantos, estos materiales se sitúan a muro de una sucesión volcano-sedimentaria equivalente a la que aflora en la Cuña de Puerto Viejo.

La sucesión la compone una alternancia centimétrica de pizarras y grauvacas muy monótonas de color oscuro, que intercalan hacia el techo algún nivel lenticular de metavolcanitas.

Al microscopio, las pizarras y/o esquistos presentan texturas esquistosas, y están formadas por cuarzo, plagioclasa, clorita, biotita, mica incolora, etc... Los niveles grauváquicos presentan texturas blastosamíticas, y están formados por cuarzo, plagioclasa junto con algún fragmento de roca, inmersos en una matriz cuarzo micácea.

En el borde Norte de la Hoja, e interestratificado entre estos materiales, aflora un cuerpo de naturaleza gábrica, que se dispone subconcordantemente con la sucesión metadetrítica en la que encaja, y que se interpreta como una pequeña intrusión antemetamórfica de tipo lacolito.

Al microscopio presenta texturas nematoblásticas y está compuesta por horblenda (cloritizada) y plagioclasa (sausuritizada) alargadas según la esquistosidad. Próximos a los niveles gábricos, aparecen también unos niveles de volcanitas ácidas de poco espesor (unos 6-8 m) y continuidad lateral de 100 m, aproximadamente.

Es espesor de esta formación no se puede precisar en esta Hoja al no aflorar ni el muro ni el techo de la misma; el espesor aflorante es de unos 1.200 m.

La edad de estos materiales es Rifeense medio-superior.

2.4.2. Tobas y metavolcanitas básicas con conglomerados y volcanoclásticas (31). Precámbrico superior. (Fm Malcocinado)

Este conjunto metavolcánico está integrado por tobas andesíticas y conglomerados volcanoclásticos, que afloran en la Cuña de Puerto Viejo, al Sur del Cerro de Risco Gordo.

Los afloramientos son pequeños y aparecen desplazados dentro de la Hoja por el juego dextrorso de una serie de fallas, que permiten conectar estos afloramientos con los reconocidos en las Hojas de Llerena (borde SO) y Fuente de Cantos.

Los materiales reconocidos en los afloramientos son fundamentalmente tobas y metavolcanitas, si bien aparecen también algunos niveles conglomeráticos, que sólo se reconocen a techo de esta sucesión, casi inmediatamente por debajo de los primeros niveles arcósicos de la Fm. Torreárboles.

Las tobas son de color claro, presentan texturas esquistosas, y están formadas por porfiroclastos de cuarzo envueltos en una matriz cuarzo-micácea. Algunas muestras son clasificadas como esquistos moscovíticos de posible origen volcanoclástico.

Los niveles lávicos están representados por rocas más masivas, porfídicas de color verdoso, formadas por microcristales de plagioclasas inmersos en una mesostasis microcristalina cuarzo micácea, que son clasificadas como metaandesitas.

Los conglomerados están compuestos por cantos centimétricos-decimétricos de cuarzo, rocas ígneas granudas (granitos) y porfídicas (lavas andesíticas) y cuarcitas negras; la matriz es tobácea.

El espesor de esta formación no se puede determinar, ya que no aflora el muro de la misma; el espesor de los materiales aflorantes es de unos 300-400 m.

La edad de estos materiales es Rifeense superior-Vendiense (LIÑAN, E. *et al.* 1979).

2.4.3. Arcosas con intercalaciones de pizarras y conglomerados (32). Precámbrico superior. (Miembros Inferior de Torreárboles)

En discordancia sobre los anteriores materiales, aparecen otros de naturaleza detrítica, constituidos por arcosas masivas con intercalaciones esporádicas de pizarras que se correlacionan a escala regional con la Fm. Torreárboles (Miembro inferior).

Estos materiales afloran en la Cuña de la Alcornocosa, en el Anticlinal de la Condesa y en la Cuña de Puerto Viejo, único punto éste último, donde parece estar completo este tramo, ya que aflora el muro y techo del mismo (representado por la Fm. Malcocinado y el Tramo II de Torreárboles respectivamente).

Los puntos donde este tramo parece más potente, es en la Cuña de la Alcornocosa y en el Anticlinal de la Condesa, en este último punto se ha levantado una columna parcial en la pista de Llerena a Puebla de Maestre.

La secuencia está formada por unos paquetes de arcosas blancas, masivas, en bancos decimétricos-métricos, que intercalan niveles pizarrosos subordinados. El espesor de los bancos arcósicos y el tamaño de grano disminuye hacia el techo de la secuencia, por el contrario los niveles pizarrosos aumentan de espesor en el mismo sentido, propiciando con ello un paso gradual a los materiales suprayacentes.

Los bancos arcósicos muestran estructuras de ordenamiento interno, como granoselección y laminación cruzada; en algunos bancos se observan crestas de ripples que son próximas siempre a la dirección E-O.

En el Cerro de la Alcornocosa, se han reconocido unos niveles conglomeráticos, que no sabemos exactamente que posición ocupan en la serie, ya que su afloramiento aparece delimitado por fracturas; es muy posible que correspondan a los términos basales, pues es en esa posición donde se sitúan los niveles arcósicos más groseros en al Cuña de Puerto Viejo.

Al microscopio, los términos arcósicos presentan texturas clásticas blastosamíticas, y están formados por cuarzo, feldespato (básicamente plagioclasa), y escasos fragmentos de rocas (fundamentalmente cuarcíticos con texturas granoblásticas y pizarrosas), en una matriz muy escasa, intergranular de mica blanca. Los clastos son angulosos y heterométricos, la matriz aparece muy débilmente recristalizada. En algunas muestras se observan niveles con abundantes minerales pesados.

Los niveles conglomeráticos aparecen formados por fragmentos de rocas fundamentalmente volcánicas (porfídicas, traquíticas, etc.), otras granudas (tonalitas), y metamórficas (cuarcitas y pizarras moscovíticas), junto a clastos de cuarzo, todo ello inmerso en una matriz sericítica débilmente recristalizada.

2.4.4. Pizarras y grauvacas (33). Precámbrico sup.- Cámbrico inf. (Miembro Superior de Torreárboles)

En tránsito gradual sobre los anteriores materiales, se localiza otra sucesión detrítica, constituida por una alternancia rítmica de niveles pizarrosos con otros más groseros arcósicos y/o grauváquicos, cuyas secuencias son granodecrecientes hacia el techo. La base es una alternancia de pizarras y metarenitas en bancos centimétricos-decimétricos, con alguna intercalación esporádica de arcosas masivas blancas de espesor métrico; hacia la mitad predominan los niveles pizarrosos, sobre los arenosos; el techo es predominantemente pizarroso. El límite superior de esta sucesión, se ha situado en unos niveles de pizarras con nódulos de carbonatos.

Al microscopio los términos arenosos de este miembro muestran igual textura y composición que los del tramo inferior, si bien el tamaño de grano es inferior y aumenta la proporción de filosilicatos (sericita, moscovita, clorita y biotita). Estas rocas proceden de sedimentos arenosos con matriz arcillosa, y se clasifican como metagrauvacas (ocasionalmente algunas muestras con poca matriz, se clasifican como subarcosas).

Los niveles pizarrosos presentan textura esquistosa y están formados por cuarzo, sericita, moscovita, clorita, etc.; en algunas muestras se observa un bandeado composicional milimétrico con niveles pizarrosos y arenosos.

La edad de la Fm. Torreárboles en su conjunto (32, 33) es Vendiense-Ovetiense y es, según LIÑAN, *et al.* (1981), asimilable al Tomotiense de la URSS. O sea, Precámbrico superior-Cámbrico inferior.

2.4.5. Pizarras (34) con niveles calizos intercalados (35), alternancias de pizarras y calizas (36) calizas y dolomías marmóreas (37). Cámbrico inferior. (Caliza de Agua)

Sobre los sedimentos anteriores, aparece una sucesión detrítico-carbonatada que se dispone en concordancia aparente sobre ellos, y que fueron denominadas por FRICKE (1941) caliza de Agua.

Se localizan estos materiales en varios afloramientos, que se disponen en alineaciones de Sierras, como la de San Miguel, Cerro Hinojales, Sierra Prieta, etc. que se relacionan con las principales estructuras de esta Unidad (Sinclinal del Pintado, Cuña de Puerto Viejo, etc.).

No existe ningún corte completo de la formación, las observaciones son siempre fraccionarias, sin embargo sí podemos intentar una reconstrucción de la misma, que se caracteriza por un aumento de los carbonatos respecto a los terrígenos, a medida que ascendemos en la serie.

Los términos más bajos (36) lo constituyen una alternancia de materiales terrígenos de diversos tamaños (pizarras, areniscas y arcosas) con otros constituidos por calizas impuras y limolitas carbonatadas. Los terrígenos son de composición idéntica a los ya descritos para el segundo miembro de la Torreárboles; las calizas son de color claro, a veces grises y presentan un bandeado característico marcado por pequeñas diferencias granulométricas y por la cantidad de carbonatos.

Los términos siguientes se caracterizan por la mayor abundancia de carbonatos respecto a los terrígenos, y aparecen niveles de calizas en ocasiones oolíticas, aparecen también niveles de calizas estromatolíticas que alternan con lutitas y areniscas con ripples, estructuras de carga, granoclasificación, y con pistas unilobadas, en secuencias que se repiten varias veces.

El techo de esta formación carbonatada, lo constituye un paquete de calizas marmóreas masivas (37), en ocasiones karstificadas, que afloran en la Sierra de San Miguel (Monoclinal de Benalija) y en el Sinclinal del Pintado. Se trata de mármoles de colores blancos, masivos o semimasivos recristalizados, laminados con niveles de calizas rizadas hacia el techo, que culminan con calizas biohermales de algas, en las que LIÑAN, E. *et al.*, citan la presencia de arqueociátidos.

En cartografía cuando ha sido posible, se ha diferenciado el término de carbonatos semimasivos (37) de los inferiores (36); cuando no, se ha integrado todo en un término comprensivo (34) en el que se han diferenciado los niveles carbonatados más importantes (35).

Al microscopio los niveles carbonatados presentan textura que oscila según su composición de granoblástica (calizas puras) a granoblástica esquistosa (calizas impuras con cuarzo y minerales micáceos).

En el Sinclinal del Pintado, las calizas están afectadas por la intrusión de unos cuerpos gábricos, que originan su transformación en skarnoides; en los que se observa una feldespatización de la roca, y la blastesis desordenada y en ocasiones en agregados de epidota y anfíbol.

Los niveles pizarrosos, presentan textura esquistosa y están formados por cuarzo y filosilicatos; en ocasiones presentan un bandeado original de términos pelíticos y arenosos a los que se asocian niveles discontinuos de carbonatos.

Los únicos restos fósiles reconocidos en estas calizas son además de los arqueociátidos mencionados, algas del género Epiphyton y estromatolitae columnares, los cuales no permiten mayores precisiones dentro del Cámbrico, aunque por datos regionales estas calizas hay que situarlas en la parte baja del Cámbrico inferior (Ovetiense).

2.4.6. Pizarras verdes con nódulos carbonatados (38) con calizas (39), metarenitas y/o cuarcitas (40), metavolcanitas (41), pizarras moradas (42), niveles de arenas y carbonatos (43) y zonas silicificadas. Cámbrico inferior (Capas de Benalija)

Sobre las calizas anteriores, se apoyan unos sedimentos terrígenos, en su mayor parte lutitas verdosas, a veces moradas, frecuentemente con algo de carbonatos, que contiene pasadas de areniscas y volcanitas básicas.

Afloran estos materiales al Sur de la Sierra de San Miguel, y en las proximidades del embalse del Pintado, y se relacionan con una sucesión monoclinal, y un pliegue sinclinal respectivamente.

Dentro de esta formación (creemos que se le debe dar este rango) hemos podido diferenciar unos niveles discontinuos carbonatados (39), otros de pizarras moradas (42), otros arenosos (40) y/o de arenas y carbonatos (43) y por último intercalaciones de metavolcanitas (41).

El área de afloramiento de las Capas de Benalija, en la mitad norte de la hoja, queda compartimentado en tres bloques: el más septentrional de ellos muestra una secuencia monoclinal invertida; el segundo se corresponde con un núcleo anticlinal, y el más meridional corresponde a una secuencia monoclinal normal que da paso hacia el Sur, a las formaciones superiores.

En la secuencia monoclinal invertida, aparecen los términos más bajos de esta formación, representados por pizarras verdosas monótonas a veces con nódulos calizos, así como algunos niveles muy delimitados de pizarras moradas. Los niveles calcáreos (39), suelen tener poco espesor (1 ó 2 m) y continuidad lateral (100 a 600 m), son una excepción los afloramientos calizos que aparecen en el borde oriental de la Hoja (junto al Cortijo de Casa Alta) donde aflora una barra calcárea de unos 3-4 km de corrida que describe una serie de repliegues que en conjunto es un gran criterio de flanco invertido.

En el bloque central, los materiales que afloran son pizarras verdosas y amarillentas en ocasiones con nódulos carbonatados, así como pizarras moradas (42), niveles arenosos con intercalaciones de pizarras con carbonatos (43) y volcanitas básicas (41).

Los niveles arenosos (arcósicos) y las pizarras con carbonatos a ellos asociados (43) son los términos inferiores correspondientes a este bloque, y afloran sólo en el borde oriental de la Hoja, coincidiendo con la zona de cierre del pliegue anticlinal.

Las pizarras moradas suelen presentarse en paquetes de escaso espesor y continuidad, salvo al Norte del Cerro de Mata Redonda, donde alcanzan unos 70 m de espesor.

Los materiales aflorantes en este bloque muestran una secuencia de unos 600 m de espesor.

Los materiales que afloran en el bloque más meridional son, en la base, pizarras verdosas de grano fino muy monótonas, con alguna intercalación esporádica de rocas volcánicas básicas (41). Sobre ellas aparecen unas pizarras verdosas con nódulos de carbonatos que intercalan localmente niveles calcáreos (39) que alcanzan cierta entidad en la Sierra de la Araña; asociados a estos niveles carbonatados afloran unos niveles arenosos (40) que se extienden desde el Cerro del Tambor, hasta casi el borde oriental de la Hoja (40-60 m) y que alcanzan los 150-200 m en el borde occidental de la misma; sobre las pizarras moradas vuelven a aflorar pizarras monótonas verdes con niveles de carbonatos, algunos de cierta entidad, como el que aflora en la Ribera de Lara, así como algún nivel arenoso de poca continuidad y rocas volcánicas básicas que parecen asociadas a niveles de pizarras moradas. En este bloque de estructura muy simple (corresponde a una sucesión monoclinal normal) hay representados unos 500 metros de serie.

La correlación de los materiales en los distintos bloques del área de afloramiento de las capas de Benalija es problemática, ya que no existe ningún nivel guía específico que la permita hacer. Tampoco las precisiones paleontológicas son suficientes como para resolver este tema. Existen asociaciones de materiales que parecen repetirse en varios bloques, como es el caso de los niveles de arenas y carbonatos del bloque central, que podría correlacionarse con una asociación de rocas similar, que aflora a techo del bloque septentrional; la objeción que cabe plantearse es que la formación superior de pizarras y grauvacas moscovíticas debería aparecer en los bordes del bloque central a uno y otro lado del eje anticlinal.

Por el momento no se puede resolver este problema, y en consecuencia tampoco se puede determinar el espesor de esta formación, la cual es como mínimo la suma de los espesores reconocidos para los materiales aflorantes en el primer y tercer bloque, es decir unos 1.000 metros.

Las pizarras de Benalija, afloran también en el borde Sur de la Hoja, ocupando el núcleo del Sinclinal del Pintado; en este área las observaciones estratigráficas son peores, debido, por una parte, a la mayor complejidad estructural del mismo, y sobre todo a los procesos de alteración y metamorfismo asociado al emplazamiento de diversos cuerpos intrusivos localizados preferentemente en el borde meridional y occidental de dicha estructura. Este afloramiento corresponde casi en su totalidad a una sucesión muy monótona de pizarras verdes de grano fino o muy fino, en ocasiones carbonatadas, con algún nivel arenoso intercalado, y con pasadas muy locales de pizarras moradas; hacia la base existe un nivel carbonatado de cierta continuidad, y en ocasiones potente (10-15 m).

Al microscopio los términos pizarrosos de esta formación presentan textura blastopelíticas, y están formados por cuarzo, sericita y clorita y en menor proporción plagioclasa, moscovita, biotita (detrítica), circón, apatito, rutilo, opacos, etc. Los niveles de pizarras moradas tienen idéntica composición si bien presentan mayor porcentaje de óxidos de hierro. Algunas muestras tienen abundante calcita y se clasifican como pizarras calcáreas.

Los términos arenosos de esta formación, presentan una composición similar al de las pizarras, si bien aumenta la proporción del cuarzo sobre los filosilicatos, tienen textura blastosamítica y están formados por cuarzo, plagioclasa, sericita y clorita.

En el sector norte de la Hoja, las pizarras de Benalija aparecen localmente brechificadas y alteradas, en sitios donde se asocian a unos afloramientos de calizas y conglomerados calcáreos con fragmentos de rocas estructuradas que suponemos son los restos de un manto emplazado sobre estos materiales. Los procesos reconocidos son fenómenos de silicificación y/o albitización, con rellenos hidrotermales de cuarzo y plagioclasa a las que se asocia biotita-clorita y óxidos.

En la zona del Sinclinal del Pintado, las pizarras de Benalija, muestran una alteración importante. Se han estudiado y revisado un buen número de muestras en esta zona, y se ha comprobado que los fenómenos de alteración se asocian a la aparición de blastos desordenados de biotita-clorita; el hecho realmente llamativo es que cuando es mayor la alteración, la roca presenta un mayor contenido en feldespato potásico, y la muestra es clasificada sistemáticamente como arcosa (la textura parece la de una roca sedimentaria).

Es difícil interpretar estos datos, y justificar la relación entre la aparición de rocas arcósicas y metamorfismo; a no ser que sea debido a un proceso metasomático (potasificación) simultáneo; el hecho de que las rocas arcósicas presenten texturas de rocas sedimentarias, podría salvarse si el metasomatismo fuera previo a la deformación. Este supuesto induciría a pensar que los gabros y pórfidos graníticos del Pintado, deben ser de edad Paleozoico inferior, y podrían representar los equivalentes plutónicos de las rocas volcánicas que aparecen en esta misma Unidad en el Cámbrico medio.

En las pizarras de Benalija, se han reconocido diversos yacimientos fosilíferos (tribolites y arqueociátidos). En la base, las asociaciones reconocidas son de dad Marianiense inferior, y en las partes medias-altas de la formación, se han encontrado asociaciones típicas del Marianiense superior. En conclusión las capas de Benalija se piensa que incluyen el Marianiense (parte media del Cámbrico inferior) y es probable que su parte superior se sitúe ya en el Bilbiliense (parte alta del Cámbrico inferior).

2.4.7. Pizarras y grauvacas moscovíticas (44) con intercalaciones cuarcíticas (45) y de metavolcanitas (46). Cámbrico inferior. (Capas del Arroyo Tamujar)

Sobre los materiales anteriores, aparecen otros sedimentos terrígenos de coloración oscura y sin aportes de carbonatos, formados por pizarras limosas y grauvacas con niveles de cuarcitas y/o cuarzoarenitas.

Estos materiales afloran al sur de las capas de Benalija; la serie la constituye una alternancia visible incluso a escala microscópica, de lutitas de color oscuro y areniscas o grauvacas de grano fino a medio, por lo general muy micáceas, en las que se observan estructuras de ordenamiento interno, como son granoclasificación y laminación cruzada. Interestratificadas entre estos materiales se han diferenciado en la cartografía unos paquetes discontinuos de cuarcitas y/o cuarzoarenitas (45) que no sobrepasan en ningún caso los 5 m de potencia. Interestratificados también, aparecen rocas volcánicas básicas (46) en bancos de espesor métrico, que son más abundantes hacia el techo en la formación.

Al microscopio, las rocas detríticas muestran textura blastosamítica bandeada (se observa una alternancia de niveles más o menos arenosos y/o sericíticos), siendo sus componentes principales cuarzo, moscovita (detrítica), plagioclasa, sericita, junto a turmalina, circón, esfena, biotita (detrítica), apatito, etc.

Las rocas volcánicas interestratificadas son petrográficamente idénticas a las que se describen en el apartado siguiente.

La secuencia, está muy bien representada en el arroyo del Moro, el espesor de esta formación es de unos 650 metros, si bien en algunos puntos puede parecer mayor debido a repeticiones por fallas.

Respecto a la edad, esta unidad se sitúa por encima de los niveles con Saukandia del Cámbrico inferior, y por debajo de una formación de volcanitas que a escala regional se sitúa en el Cámbrico medio. En consecuencia debemos estar en la parte alta del Cámbrico inferior (Bilbiliense), pudiéndose por tanto correlacionar estos materiales con la parte alta de la Formación La Lapa (Miembro Vallehondo) de ODRIOZOLA et al. Hoja MAGNA de Zafra (1984).

2.4.8. Espilitas verdes y moradas (47) con intercalaciones de grauvacas (48). Cámbrico medio

Por encima de los materiales anteriores aparece un conjunto de rocas volcánicas básicas, y metasedimentos, que suponemos correlacionables con las denominadas Capas de Playón y con las espilitas de la Umbría-Pipeta, BARD, J.P. (1969).

La formación la componen fundamentalmente rocas volcánicas espilitizadas de colores oscuros y grauvacas ocres y marrones; en cartografía hemos distinguido dos niveles de volcanitas, y otro metasedimentario intercalado.

Esta sucesión, aflora en el borde Sur del monoclinal de Benalija, entre la sucesión de pizarras y

metagrauvacas moscovíticas y una falla de traza subvertical y rumbo subparalelo a las capas. El afloramiento se restringe prácticamente a la mitad oriental de la Hoja, único lugar donde está bien expuesta, más al Oeste se reconoce sólo un afloramiento puntual, en las proximidades del Cortijo de la Sevillana.

Las metavolcanitas son rocas masivas de color gris oscuro, verdoso o violáceo, que se presentan en afloramientos bastante caóticos que dan formas positivas y alomadas en el relieve.

Las grauvacas son muy similares a las de la unidad 44: Capas del arroyo Tamujar, si bien algo más masivas y desorganizadas.

Al microscopio, las metabasitas presentan una textura porfídico-fluidal, y está formada por fenocristales de plagioclasa y agregados cloríticos derivados de melanocristales, inmersos en una mesostasis microcristalina con plagioclasa, productos cloríticos y óxidos con orientación fluidal; las muestras se clasifican como espilitas y/o andesitas espilitizadas.

Los términos metasedimentarios son de composición grauváquica, petrográficamente muy parecidos a los de la formación inmediatamente inferior.

El espesor de esta formación, es desconocido, al no aflorar el techo de la misma; el espesor máximo reconocido es de unos 400 m.

La edad asignada es Cámbrico medio, por correlación con las Capas de Playón, BARD, J.P. (1969).

2.5. UNIDAD DE LOMA DEL AIRE

Los materiales correspondientes a esta Unidad, afloran en una banda de unos 4 km de anchura que cruza la Hoja en su borde NE con dirección N120-130°E; el límite NE es una falla de dirección regional que los separa de los materiales precámbricos de la Unidad de Casas de Pila (Falla de la Urbana), el límite Sur es la Falla de Guadalcanal, al Sur de la cual afloran los materiales cámbricos de la Unidad de Benalija.

Los materiales reconocidos pueden agruparse dentro del área de estudio, en tres formaciones claramente diferenciadas, cuyas relaciones han sido y son objeto de discusión.

Los tramos inferiores son una sucesión de pizarras y metarenitas que correlacionamos con la F. Torreárboles; le sucede una formación de pizarras sericíticas, mármoles y metarenitas, y sobre ella otra de pizarras y/o filitas satinadas con alguna intercalación arenosa y/o cuarcítica.

En trabajos anteriores no se había diferenciado la Fm. torreárboles; y la Formación de pizarras sericíticas, mármoles y metavolcanitas se interpretaba como un cambio lateral de la Formación de pizarras y/o filitas satinadas. Los datos obtenidos en el presente trabajo, nos muestran que la formación de pizarras sericíticas y mármoles, se sitúa a techo de la Fm. Torreárboles, y a muro de la formación de pizarras y/o filitas, tal y como se deduce de las cartografías obtenidas.

2.5.1. Pizarras y Metarenitas (49). Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior. (Fm Torreárboles)

Los materiales inferiores de esta Unidad son una sucesión de pizarras y metarenitas, que afloran a favor de una pequeña estructura anticlinal laminada por falla.

Los materiales que la integran son fundamentalmente pizarras grisáceas algo arenosas, satinadas y esquistosadas, que intercalan niveles esporádicos de unas areniscas y/o arcosas de grano fino y color claro.

Al microscopio, los niveles pizarrosos presentan texturas esquistosas, y están formados por cuarzo, sericita, moscovita y clorita; en algunas muestras se observa la presencia de niveles arenosos. Los niveles arenosos presentan texturas blastosamíticas e igual composición que los anteriores, si bien aumenta el contenido en cuarzo, y feldepatos (plagioclasa).

2.5.2. Mármoles (50) y pizarras sericíticas (51) con intercalaciones de tobas (52) y metarenitas (53). Cámbrico Inferior

Sobre los anteriores materiales aflora una sucesión de mármoles y pizarras sericíticas, con alguna intercalación de material arenoso preferentemente a techo de la sucesión.

Estos materiales aparecen en dos afloramientos separados por fallas, el más septentrional se extiende por las proximidades de Fuente del Arco; el más meridional coincide con un cierre perianticlinal que se prolonga desde el borde oriental de la Hoja, hasta el Cerro de Domingo Fernando, donde se localiza el cierre.

Los términos inferiores de esta sucesión, la componen esquistos sericíticos y niveles de calizas grises en bancos de potencia métrica, que intercalan niveles de areniscas en bancos de potencia decimétrica. Las calizas son de color gris, y se reconocen estructuras laminadas posiblemente de algas.

Hacia el techo se inicia una alternancia de mármoles y/o calizas marmóreas de colores blancos, ocres y asalmonados, con niveles de pizarras sericíticas. Los niveles carbonatados de este último tramo, son calizas laminadas de algas, con estructuras estromatolíticas espectaculares, entre las que se intercalan algunos niveles de calizas dolomíticas de aspecto brechoide.

Al microscopio los tramos detríticos son clasificados en su mayoría como pizarras sericíticas con texturas esquistosas lepidoblásticas y formadas por cuarzo y sericita, y en menor proporción clorita y accesorios. La roca procede de un sedimento lutítico sericítico de posible origen volcanoclástico. Una de las muestra próximas a la falla de Guadalcanal presenta síntomas de metamorfismo de contacto. Otras muestras con algo más de carbonatos, son clasificadas como pizarras y/o esquistos calcáreos. en ellos se reconoce la So por la concentración del carbonato en niveles preferentes.

Las calizas son mármoles impuros recristalizados con cuarzo detrítico y niveles abundantes con filosilicatos.

Los niveles arenosos presentan textura esquistosa blastosamítica y están formados por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) y sericita, junto a moscovita, esfena, circón, etc.

A techo de la sucesión se ha reconocido un nivel lenticular de metavolcanitas básicas de unos 3 m de espesor y 20-15 m de continuidad, de composición andesítica.

No se conoce la potencia total de esta sucesión, ya que como hemos indicado no afloran los términos intermedios de la misma; el espesor de los materiales aflorantes es de unos 600 metros.

Respecto a su edad, esta formación la situamos en el Cámbrico inferior, y la correlacionamos con las formaciones detrítico-carbonatados de esa misma edad que aflora en el conjunto de la Zona Ossa-Morena.

2.5.3. Pizarras satinadas oscuras (54) con niveles de metarenitas (55) y cuarcitas (56) Cámbrico inferior

Sobre los anteriores materiales aparece una monótona sucesión metadetrítica pizarrosa, que aflora en una banda de unos 3 km de anchura; dentro de dicha banda se produce el tránsito de esta sucesión a la anteriormente descrita, tránsito que ha sido interpretado como un cambio lateral (QUESADA, C. 1987), y que nosotros suponemos debido al cierre periclinal de un pliegue.

La sucesión es muy monótona, si bien se reconocen algunos niveles arenosos y cuarcíticos centimétricos y métricos que permiten controlar la estructura del afloramiento. En cartografía se ha diferenciado un nivel arenoso en el borde meridional del afloramiento, a muro de la serie, en contacto con la formación detrítico-carbonatada; materiales similares, afloran intercalados entre las pizarras y filitas, a destacar la existencia de un nivel de ortocuarcitas claras, próxima al techo de la sucesión reconocida, que cierra periclinalmente a la altura del Puerto Blanco.

Al microscopio las pizarras presentan texturas lepidoblásticas y/o granolepidoblásticas esquistosas, y están formadas por cuarzo, moscovita, sericita, plagioclasa, clorita, etc. Los niveles arenosos presentan textura blastosamítica, y se caracterizan por un mayor contenido en cuarzo que los niveles filíticos y/o pizarrosos.

El espesor de esta formación, es desconocido al no aflorar el techo de la misma; la potencia de los materiales aflorantes se estima en unos 750 m.

En trabajos previos esta formación ha sido considerada de edad Precámbrico superior por QUESADA, C. *et al.* 1989, pero por su posición respecto a la serie detrítico-carbonatada previamente descrita, se le asigna una edad Cámbrico inferior.

2.6. UNIDAD DE CASAS DE PILA

Dentro de la presente Hoja los materiales de esta Unidad afloran en el borde NE, ocupando una extensión pequeña de unos 6 km^2.

Los materiales afloran en secuencia normal configurando una afloramiento en forma de cuña que se abre hacia el Este (Hoja de Guadalcanal), limitado al Sur por la falla de la Urbana.
Dentro de esta Unidad, y de muro a techo, se distinguen las siguiente formaciones:
- Pizarras y metagrauvacas (S. Tentudía)

- Metavolcanitas y pizarras con intercalaciones de volcanitas ácidas y conglomerados.

2.6.1. Pizarras y metagrauvacas (57). Rifeense Sup.-Vendiense (Sucesión Tentudía)

Se incluye aquí un pequeño afloramiento de materiales detríticos, en su mayoría pizarrosos, con alguna intercalación grauváquica esporádica, que aparece en el borde Sur de esta Unidad. El afloramiento es pequeño, y se encuentra parcialmente recubierto, el único corte aceptable se localiza unos 300 m al Este del camino de acceso al Cortijo de la Torrecilla.

La Sucesión muy monótona está formada por unas pizarras oscuras de grano fino, esquistosadas, muy verticalizadas, que presentan un bandeado muy fino definido por la alternancia de niveles arenosos y pelíticos.

Al microscopio, los niveles pizarrosos presentan textura lepidoblástica, y se caracterizan por la abundancia de minerales micáceos (micas incoloras, clorita y biotita); los niveles arenosos presentan textura granolepidoblástica y mayor contenido y tamaño de los clastos de cuarzo.

Estos materiales, por su posición respecto a la formación volcanosedimentaria que se le superpone se correlaciona con la Sucesión Tentudía, y se le asigna por tanto una edad Rifeense superior.

2.6.2. Metavolcanitas básicas y pizarras (58) con intercalaciones de volcanitas ácidas y conglomerados (59). Rifeense Sup.-Vendiense

Integran esta formación materiales diversos, fundamentalmente volcanoclásticos, de composición básica y/o intermedia, junto a otros metasedimentarios y lávicos.

En cartografía se han agrupado en un término todas las rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición básica-intermedia, y sólo se han diferenciado los niveles de volcanitas ácidas, que aparecen como lentejones claros y con una cierta continuidad lateral. Los términos conglomeráticos se han diferenciado con una sobretrama.

El término general, corresponde como ya hemos indicado a tobas y en menor proporción a lavas de composición andesítica.

Las tobas andesíticas son rocas de textura blastoporfídica esquistosa, que están constituidas por porfiroclastos de plagioclasa, melanocratos y cuarzo (escaso) en una matriz-mesostasis granolepidoblástica con cuarzo, clorita, sericita, moscovita, epidota, calcita, etc.

Las lavas andesíticas están constituidas por fenocristales de plagioclasa y máficos (anfíbol y/o piroxeno), en una mesostasis microcristalina de la misma composición. Su textura es blastoporfídica, y el tamaño de fenocristales alcanza ocasionalmente los 2 mm.

Los materiales ácidos corresponden tanto a lavas como a tobas, de composición riolítica y/o dacítica, afloran en bandas de poco espesor y continuidad y suelen estar gossanizados.

Al microscopio, la roca presenta textura blastoporfídica (se reconocen restos de texturas perlíti-

cas) y está formada por fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa en una matriz microcristalina de cuarzo, moscovita, biotita, apatito, epidota, esfena, etc.

Los conglomerados aparecen en el borde oriental del afloramiento y pueden representar discordancias internas de pequeña entidad. Están formados con cantos en general bien redondeados de diversa naturaleza, entre los que predominan los andesíticos, o los graníticos; otros cantos reconocidos corresponden a cuarcitas, pizarras, rocas volcánicas ácidas, etc. Su matriz suele ser volcanoclástica o grauváquica.

Los tramos más finos de la sucesión, son rocas de aspecto esquistoso de grano fino y textura lepidoblástica, constituidas por clorita y cuarzo.

La potencia total de esta Formación no se puede establecer dentro de la presente Hoja, puesto que no aflora el techo de la misma. Una estimación mínima de la potencia de materiales representados se puede situar entre 800 y 1000 m.

Su edad sería, de acuerdo con las dataciones obtenidas por LIÑAN; E. *et al.* (1979), en las proximidades de Córdoba (Raso del Conejo), Rifeense superior-Vendiense.

2.7. UNIDADES PALEOZOICAS SIN ADSCRIPCIÓN A NINGÚN DOMINIO CONCRETO

Incluimos en este apartado, a una serie de materiales de edad paleozoico superior, que siguen una evolución independiente del resto de los materiales antes tratados, y que es imposible encuadrarlos en el esquema de dominios y/o unidades propuesto.

Los materiales incluidos en este apartado son:

2.7.1. Brechas calcáreas y calizas, pizarras y arcosas (60). Cámbrico-Carbonífero

En la Unidad de Benalija, y más concretamente sobre las capas de Benalija (38) y del Arroyo Tamujan (44), aparecen unos sedimentos groseros, poco evolucionados, constituidos por clastos de diversa litología y tamaño, con cemento de cuarzo y calcita. Se trata de unos afloramientos aislados, que dan resaltes en el relieve, y que se siguen por el monoclinal de Benalija, desde un extremo a otro de la Hoja.

Los afloramientos son complejos y de muro a techo presentan: a) una brecha de fragmentos rocosos estructurados, todos ellos atribuibles al Cámbrico inferior, y b) masas más o menos brechificadas de calizas y pizarras de características similares a las de la brecha. Estos materiales se disponen subhorizontalmente, sobre distintos términos del monoclinal de Benalija, que se encuentra en disposición vertical.

La brecha tiene aspecto masivo, los fragmentos son muy heterométricos y angulosos, y no se reconoce ninguna estructura de ordenamiento interno. En sus proximidades, las capas de Benalija, aparecen brechificadas y alteradas (silicificadas, albitizadas, etc.) adquiriendo también un aspecto caótico similar al de la brecha.
No parece difícil interpretar estos afloramientos: 1) las brechas podrían estar relacionadas con el emplazamiento de una lámina alóctona. 2) Las zonas de brechificación y alteración ligadaa a

estos afloramientos podrían representar los efectos que sobre el autóctono produce el emplazamiento de la lámina referida.

En cartografía las brechas y las masas de calizas y pizarras se han englobado en un único término y se les asigna una edad Cámbrico-Carbonífero.

2.7.2. Calizas masivas fosilíferas (61). Devónico-Carbonífero

En la mitad oriental de la Hoja, y a lo largo de la falla de la Fundición, que sirve de límite entre el monoclinal de Benalija y la Cuña de la Alcornocosa, aparecen unos afloramientos calcáreos que presentan abundantes restos fósiles. Por estar alojadas en una falla no se puede establecer su relación con los materiales adyacentes; todo parece indicar que han sido arrastradas tectónicamente a esta posición, y que hoy en día están fuera de su contexto original.

En el afloramiento se observan unas masas calcáreas arrosariadas, muy tectonizadas y recristalizadas con abundantes fracturillas rellenas por carbonatos, y en las que se aprecian numerosos restos fósiles.

Al microscopio, presentan texturas granoblásticas, en ocasiones brechoides y está compuesta por calcita como componente principal, y cuarzo, opacos óxidos y clorita como accesorios y/o secundarios.

La edad de estos materiales no ha podido ser determinada con precisión; se le asigna una edad Devónico-Carbonífero en base a la presencia de restos de crinoides, placas y espinas de equinodermos, etc.

2.7.3. Arenas, conglomerados y lutitas con carbón (62). Carbonífero-Pérmico

En el borde nororiental de la Hoja, aparecen unos afloramientos de arenas y conglomerados que representan los restos de una cuenca continental posorogénica conocida como Cuenca del Charco de la Sal.

Los materiales aparecen subhorizontales, y fosilizando un antiguo paleorrelieve, quizás bastantes acentuado; sólo en las proximidades de las fallas se observan buzamientos acusados debido a, que han sido afectados por el juego tardío de las mismas.

En la Cuenca del Charco de la Sal, la serie consta de un tramo basal arenoso y conglomerático (en las zonas marginales, los conglomerados son relativamente potentes) sobre el que se sitúa una secuencia lutítico-arenosa con numerosas arcillas que dan paso a capas de carbón y a lutitas laminadas e intensamente bioturbadas. Sobre ellas vuelven a aparecer depósitos arenosos con ripples de oscilación, estructuras flaser y linsen, interpretados como un sedimento de borde de lago con influencia de oleaje, debido a la presencia de fósiles de agua dulce.

Las cuencas carboníferas mejor conocidas son las del Charco de la Sal y de la Urbana, en las que BROUTIN, J. (1981) ha realizado un meticuloso estudio paleobotánico, que ha permitido datarlas como Autuniense superior, si bien por datos de sondeos mineros parece que los niveles basales no aflorantes llegan al Stefaniense.

La asociación de flora encontrada, parece indicar que en esos momento existía una conexión entre la zona de Ossa-Morena y el continente africano (BROUTIN, 1981). Esta particularidad no se observa en cuencas más septentrionales, lo que invita a situar un límite fitogeográfico al Norte de estos afloramientos.

2.8. CUATERNARIO

Los únicos materiales cuaternarios reconocidos en la Hoja y que tengan cierta entidad, son los siguientes:

2.8.1. Coluviones (63). Pleistoceno

Los coluviones, se desarrollan en las vertientes de la alineaciones montañosas de la Hoja, preferentemente asociados a los relieves calizos y cuarcíticos (cuarcitas negras), y se forman a expensas de la denudación de los relieves circundantes. Los depósitos más importantes se desarrollan en la vertiente sur de la Sierra de San Miguel, y en las proximidades de Fuente del Arco.

2.8.2. Depósitos aluviales (64). Holoceno

Se trata de depósitos detríticos groseros, en ríos y llanuras de inundación. Estos depósitos están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas en su mayor parte. El río Viar presenta un curso sinuoso dando lugar a la acumulación de arenas y gravas en depósitos de barra, en zonas interiores de curvas. El espesor de estos depósitos es de unos 2-8 m.

2.8.3. Lóbulos de solifluxión (65). Holoceno

En el borde sur de la Hoja, aparecen unos pequeños depósitos ligados a las vertientes septentrionales de los materiales cuarcíticos, en la denominada Unidad de Arroyomolinos.

Los depósitos se nutren del material cuarcítico del substrato.Tienen formas lobuladas, y se producen por fenómenos de solifluxión.

2.8.4. Travertinos (66). Holoceno

En la mitad septentrional de la Hoja, y en las proximidades de las calizas y/o dolomías cámbricas de la Sierra de S. Miguel, se reconocen unos pequeños afloramientos de una roca carbonatada de color claro y con abundantes restos vegetales, que interpretamos como depósitos travertínicos. Los afloramientos localizados, se sitúan en el extremo occidental del gran macizo carbonatado de la Sierra de San Miguel, en relación con una zona fracturada, a favor de la cual drenaba posiblemente dicho macizo calizo.

2.8.5. Suelos eluviales (67). Holoceno

Se incluyen en este apartado a los arenazos graníticos (lhem graníticos) desarrollados sobre la granodiorita de Pallarés.

Se trata de auténticos suelos de alteración, ligados a zonas deprimidas del relieve y que tienen su máximo desarrollo en las proximidades de Pallarés.

3. TECTÓNICA

La zona en cuestión ha sufrido los efectos de una o varias etapas orogénicas; hay datos evidentes de una orogénesis del Precámbrico Superior (Asíntica), y otra del Paleozoico Superior (Hercínica), si bien el alcance y correlación de los procesos asociados a una y otra, son temas aún en discusión.

El área de estudio aparece surcada por fallas longitudinales que aíslan Unidades independientes, con unas características tectónicas específicas cada una.

3.1. DEFORMACIÓN EN LAS DISTINTAS UNIDADES

En este apartado, expondremos en un principio el grado de evolución tectónico alcanzado por cada uno de los materiales según Unidades tectónicas, y se describirán las estructuras cartográficas más representativas de cada una de ellas; posteriormente, se procederá a un ensayo de correlación de las distintas fases de deformación observadas (Figura 1).

			U. CASAS DE PILA	U. LOMA DEL AIRE	U. BENALUA	U. DEL VALLE	U. ARROYOMOLINOS	U. FTE. DE CANTOS
OROGÉNESIS HERCÍNICA	Deformación	F_3	Crenulación				Crenulación	Crenulación
		F_2			Cabalgamientos		Cabalgamientos	Cabalgamientos
		F_1	Schistosity	Schistosity	Slaty clivage y/o Schistosity	Slaty clivage	Schistosity	Slaty clivage
	Metamorfismo		Grado muy bajo o bajo	Grado muy bajo o bajo	Grado muy bajo o bajo	Grado muy bajo o bajo	Grado muy bajo o bajo	Grado muy bajo o bajo
OROGENIA PRECÁMBRICA	Deformación		Una S obliterada		Una S obliterada		Una S obliterada	Schistosity
	Metamorfismo		Grado muy bajo bajo		Grado muy bajo o bajo		Grado muy bajo o bajo	Grado alto

Fig. 1: Cuadro de correlación entre Unidades (Deformación y metamorfismo)

En la Unidad de Casas de Pila sólo afloran materiales precámbricos, los cuales aparecen afectados por una S penetrativa (schistosity) de dirección N-120-140°E y de traza subvertical. Los materiales se encuentran en posición normal, y esta misma disposición se sigue hacia el Este (Hoja de Guadalcanal), hasta afectar a los materiales del paleozoico inferior; dado que en el campo los criterios tectónicos relacionados a la S más penetrativa son de flanco normal, deducimos que esta

superficie es hercínica, y que las posibles fases de deformación precámbricas que deben afectar a estos materiales estarían obliteradas por los procesos hercínicos posteriores.

En la Unidad Loma del Aire, los materiales aparecen afectados por una S del tipo "schistosity" en materiales pelíticos y carbonatados, de dirección N130°E y disposición subvertical.

Asociada a esta fase, se observa en cartografía una amplia estructura anticlinal con "plunge" hacia el NO, que hace desaparecer los materiales de la formación detrítico-carbonatada bajo las series detríticas superiores, a la altura de las Cumbres de Fuente del Arco; más al Sur y tomando el relevo de este anticlinal, aparece un sinclinal sinesquistoso que condiciona la aparición de la formación detrítico-carbonatada en el borde Sur de esta Unidad a la altura de las Casas de la Calderona.
En esta Unidad, la geometría de los pliegues cartografiados, así como las relaciones S0-S1 observadas en el campo, nos hablan de pliegues de geometría bastante evolucionada próxima a la Clase 2 de Ramsay.

En la Unidad de Benalija se localizan una serie de estructuras de plegamiento de dirección N-130EE, que se asocian a una S penetrativa del tipo "slaty cleavage" que es la única superficie de deformación que presentan las rocas paleozoicas.
En esta Unidad se reconocen varias estructuras mayores: en el Monoclinal de Benalija se reconoce sucesivamente un sinclinal y un anticlinal sinesquistoso, que en su conjunto definen un gran criterio de arrastre con sinclinal hacia el Sur; al sur de la Cuña de la Alcornocosa se reconoce primero un anticlinal sinesquistoso (Anticlinal de la Condesa) en cuyo núcleo aflora la formación Torreárboles, y le sucede hacia el Sur otra estructura sinclinal similar que denominamos Sinclinal del Pintado (ver esquema tectónico).

Las estructuras de esta Unidad, presentan una geometría poco evolucionada, que se pone de manifiesto por el amplio ángulo entre S_0 y S_1 en los flancos de los pliegues, y por la poca deformación interna observada en fósiles y oolitos, etc.; son sin duda los pliegues menos evolucionados de todos los reconocidos, con geometría próxima a la de un pliegue paralelo (Clase 1B de Ramsay).

En los materiales precámbricos de esta Unidad, la S más patente parece de edad Hercínica y oblitera una S anterior de posible edad precámbrica.

Por último, en esta Unidad hay evidencias de la posible existencia de una lámina cabalgante, integrada por materiales cámbricos, emplaza sobre el Monoclinal de Benalija. Todo parece indicar que esta Unidad, se situaba en un nivel estructural alto, donde los acortamientos se resuelven mayoritariamente a favor de superficies de despegues.

En la Unidad del Valle, los materiales están afectados por una S tectónica, del tipo "slaty cleavage" de edad hercínica de dirección N130°E y vergente al SO, que provoca la inversión de la serie. Las relaciones de esta Unidad, con la de Benalija, son difíciles de dilucidar. Los contactos actuales son mecánicos, sin embargo es llamativo el hecho de que esta Unidad conecte a ambos lados con la misma formación de la U. de Benalija, lo que sugiere que el acercamiento original entre ambas Unidades fuera debido, al juego de un manto u otra estructura similar, previa a la fracturación.

En la Unidad de Fuente de Cantos, la esquistosidad más patente reconocida (schistosity) es de edad Precámbrica, y a ella se asocian una serie de procesos metamórficos que culmina a escala regional con la formación de granitos anatécticos (granodiorita de Monesterio).

La única estructura hercínica cartográfica reconocida en esta Unidad, es la zona fracturada que con dirección aproximada N-S sirve de límite oriental de dicha Unidad. Este accidente parece corresponder con la rampa lateral del cabalgamiento de Monesterio, si bien es posible que esté trastocada por accidentes posteriores.

En la Unidad de Arroyomolinos, básicamente, la estructuración se puede explicar por la superposición de varias etapas de deformación, correlacionables con otros sectores en Ossa-Morena. La primera deformación afecta sólo a la Sucesión Tentudía, y se detecta cartográficamente por la discordancia de la base del Grupo de Bodonal, que desarrolla varios paquetes de conglomerados con cantos poligénicos, cuyo metamorfismo y esquistosidad es anterior a la deformación del cuerpo sedimentario. Asímismo, en las láminas transparentes, la Sucesión Tentudia presenta tres esquistosidades, mientras que el Grupo de Bodona tiene solo dos. Esa primera deformación debe corresponder a la Orogenia Cadomiense.
Posteriormente y afectando tanto a la Sucesión Tentudía como al Grupo de Bodonal, hay tres fases de deformación que pueden atribuirse a la Orogenia Hercínica. La primera con plegamiento isoclinal y desarrollo de esquistosidad, con metamorfismo de muy bajo grado. La segunda es una fase de cabalgamientos, desde escala cartográfica a escala de afloramiento, con vergencia hacia el SO, y que desarrolla estructuras menores asociadas a las superficies de cabalgamiento. La tercera pliega los cabalgamientos y da lugar a la crenulación de la esquistosidad anterior.

Las estructuras más relevantes corresponden al apilamiento de láminas cabalgantes con vergencia SO, separadas por superficies de cabalgamiento (ver esquema tectónico).

En el extremo septentrional de esta Unidad solo afloran materiales de la Sucesión Tentudía; la monotonía de la serie no ha permitido reconocer su estructura interna, no obstante los datos de la cartografía indican que se trata de una lámina cabalgante, que incluso incorpora al Macizo de Pallarés. La superficie del cabalgamiento basal (Cabalgamiento del Guijo), al NO queda interrumpida tectónicamente por la rampa lateral del cabalgamiento de Monesterio y en su extremo suoriental está cortada por la intrusión granítica del macizo de la Hoja de Santa María. El autóctono relativo de esta lámina es a su vez otra lámina que incorpora materiales de la Sucesión Tentudía y el Grupo de Bodonal. Esta lámina se superpone mediante el cabalgamiento de Endrinales a la otra lámina en la que afloran sólo los materiales más altos del Grupo de Bodonal.

La lámina más meridional está constituida por los materiales más altos del Grupo de Bodonal; que a su vez es alóctona sobre la Sucesión Tentudía mediante un cabalgamiento muy tendido que apenas está representado en esta Hoja.
Aunque la superficie cartografiada es insuficiente para observar la evolución tectónica lateral de estas unidades, por estratigrafía y disposición de las series, parece que las láminas tectónicas descritas forman parte de un sistema imbricado autóctono respecto a la lámina septentrional y alóctono a su vez sobre los materiales de la Sucesión Tentudía, que afloran en el ángulo suroccidental.

Posteriormente estas superficies de cabalgamiento están plegadas por la tercera fase hercínica, con pliegues de gran radio de dirección N 120- 140°E. A la superposición de esta fase se debe la disposición actual de los cabalgamientos en esta Hoja. En zonas limítrofes los planos de cabalgamiento dan pliegues con esta dirección y plano axial subvertical.

3.2. LAS DISTINTAS FASES DE DEFORMACIÓN

3.2.1. Fase prehercínica (Cadomiense)

Sólo se puede constatar y valorar la existencia de una orogenia Cadomiense, en las Unidades de Arroyomolinos y Benalija, donde están representados materiales de los ciclos Precámbrico y Hercínico. En estas Unidades no se observan estructuras mayores atribuibles a esta fase, únicamente se constata por la presencia de una esquistosidad anterior a la primera hercínica, que se observa bien al microscopio en las muestras de la Sucesión Tentudia, y en los cantos del conglomerado de base del Grupo de Bodonal.
Salvo en la Unidad de Fuente de Cantos, en la que se llega a la anatexia, la blastesis asociada a esta esquistosidad es propia de un metamorfismo de bajo o muy bajo grado, pues solo se identifica clorita y micas blancas; con la excepción de algunos cantos del conglomerado en los que se han visto anfíboles. En general la cristalinidad de las rocas de la Sucesión Tentudía es baja, si bien se observa más estructurada que las del Grupo de Bodonal.

3.2.2. Primera fase hercínica

A esta fase se debe la estructuración más evidente a nivel de afloramiento.

En los materiales precámbricos las estructuras mayores son pliegues que se detectan por la polaridad estratigráfica de los mismos. A escala de afloramiento la esquistosidad asociada a esta fase es subparalela o forma un ángulo muy bajo con la estratificación, las charnelas son muy escasas y pertenecen a pliegues similares e isoclinales. De la disposición actual se puede decir que el plegamiento de esta fase consiste en pliegues de gran amplitud y baja longitud de onda (isoclinales), con una dirección que no formaría un gran ángulo con las direcciones de las fases posteriores, como parece deducirse de la ausencia de figuras de interferencia.

En los materiales paleozoicos esta fase produce pliegues de diferente geometría de dirección regional y plano axial subvertical. Asociada a esta fase se desarrolla en estos materiales unas S penetrativa del tipo "schistosity" y/o "slaty cleavage".

A escala cartográfica se observan buenos ejemplos de como varían los pliegues de esta fase de una Unidad a otra y buena prueba de ello son los pliegues observables en las Unidades de Benalija y Loma del Aire (estos últimos muchos más apretados).

3.2.3. Segunda fase de deformación hercínica

Las estructuras mayores atribuidas a esta fase son los cabalgamientos con vergencia SO, que cortan a la esquistosidad y plegamiento de la primera fase y son replegados por la tercera fase hercínica.
Con respecto a la secuencia de emplazamiento de las lámicas cabalgantes (o mantos) el único dato que aporta la cartografía es que el cabalgamiento del Guijo es anterior a la rampa lateral del de Monesterio, que lo solapa.

Las superficies de cabalgamiento dan lugar a una intensa deformación observable por las estructuras menores asociadas. Estas superficies no son planos definidos, en el campo se pueden seguir porque llevan asociados lentejones de cuarcitas de tamaños muy variables entre el decímetro y el centenar de metros de longitud, con potencias máximas de 30 a 40 m; estos paquetes cuarcíticos se interpretan como lentejones de lidítas sedimentarias, posteriormente tectonizadas y silicificadas. En afloramiento son crestones de cuarcitas con varias silicificaciones que presentan diferente deformación y colores variados: negros, rosados, verdosos, blancos, etc. En estos paquetes se pueden observar desde brechificaciones hasta estructuras de cizalla conformes con el movimiento hacia el SO del cabalgamiento.

Asimismo, aparecen bandas con especial deformación paralelas a la traza de los cabalgamientos, tanto en el autóctono como en el alóctono, de espesores normalmente próximos al centenar de metros. En ellas se observan numerosas superficies de cizalla de dirección, buzamiento y sentido de movimiento conforme a los cabalgamientos; vetas de cuarzo gris replegadas (al microscopio son vetas hidrotermales) y sobre todo un fuerte replegamiento de las superficies preexistentes. Los pliegues de tamaño centimétrico tienen morfología suave, asimétricos y paralelos (RAMSAY, 1967), con pliegues menores asociados, de dirección paralela a los cabalgamientos y buzamientos de los ejes muy variables; con frecuencia su morfología es coherente con el movimiento hacia el SO de las superficies de cizalla.

3.2.4. Tercera fase hercínica

Se trata de una fase de plegamiento, que da pliegues suaves de plano axial subvertical y ejes subhorizontales de direcciones próximas a N 140°E, a los que en ocasiones se asocia una S penetrativa de plano axial.

La esquistosidad de crenulación se ve a escala de afloramiento, aparecen superficies de ruptura, espaciadas (del orden centimétrico) con acumulación de óxidos de hierro, irregulares y anastomosadas, normalmente se trata de esquistosidad de crenulación en flanco de micropliegues. Al microscopio en algunas rocas pelíticas se observa una intensa crenulación con o sin desarrollo de superficies de esquistosidad; éstas no tienen blastesis aunque reorientan los minerales micáceos.

En las rocas ígneas del Macizo de la Hoya de Santa María, esta fase da lugar a una esquistosidad de dirección N120-140°E y buzamiento 65-80° NE, definida por una fábrica planar penetrativa en los bordes, que hacia el centro va desapareciendo progresivamente. En los granitoides esta esquistosidad se observa a escala de afloramiento por la orientación de los minerales de hábito prismático acompañada por marcadas superficies de discontinuidad. A escala microscópica viene definida

por orientación de los minerales prismáticos, flexuras de plagioclasas y micas, extinción ondulante de cuarzos y feldespatos potásicos, y una granulación de todos los componentes minerales.

3.3. FRACTURAS

Los distintos sistemas de fracturas que actualmente observamos, responde a un comportamiento rígido del orógeno durante los últimos momentos de la evolución hercínica. Los sistemas de fractura más importantes son los siguientes:

Fracturas N115-125°E

Dentro del área de estudio podemos distinguir una serie de fracturas pertenecientes a esta familia que sirven de límite entre las distintas Unidades reconocidas en la Hoja, como son la Falla de la Urbana, Falla de Guadalcanal, Falla de la Fundición, etc. Posiblemente haya que incluir en este grupo la falla que sirve de límite meridional de la Unidad de Benalija y que pone en contacto esta Unidad con la de Fuente de Cantos y Arroyomolinos.

Normalmente se acepta que estas fracturas, han jugado como desgarres sinestrorsos, aunque el movimiento debe ser más complejo, con una cierta componente vertical que debe montar los bloques septentrionales sobre los meridionales.

Fallas N 60-70°E

Dentro de la Hoja aparecen fracturas cuya dirección es próxima a N 60-70°E. Estas fracturas hay que interpretarlas según la cartografía como desgarres sinestrorsos y su movimiento es compatible con el de las fracturas anteriormente descritas. Este sistema está bien representado en el monoclinal de Benalija, y parece que son singenéticas con las anteriores; posiblemente representen uno de los pares de desgarre dentro de una banda de cizalla, definida entre las grandes fallas longitudinales.

Fallas N 45-55°E

Otro sistema de fractura importante es aquel de dirección N 45-55° E; este sistema forma aproximadamente unos 30E con el sistema anterior, y la cartografía nos indica que han jugado como fracturas con una cierta componente horizontal sinestrorsa. Este sistema parece que representa las líneas de máxima tensión dentro de la banda de cizalla definida por las grandes fracturas longitudinales; su movimiento sinestrorso podría deberse a un campo de esfuerzo en el que a la componente rotacional, se suma un cierto aplastamiento.

Fracturas N 150°E

En el borde occidental de la Hoja, se localizan un conjunto de fallas de dirección aproximada N 150°E (son las que delimitan la Cuña de Puente Viejo) que funcionan como desgarres con movimiento dextrorso. Fracturas similares pero de menor salto, se localizan en las proximidades de Puebla del Maestre, y en las colas del embalse del Pintado; a menudo aparecen rellenas por diabasas.
Estas fracturas podrían en principio interpretarse como el par asociado a las fallas N 60-70° E; si

bien algo menos norteadas que lo que cabría esperar (deberían ser muy próximas a N-S). Ello puede ser debido a un cambio del elipsoide de deformación con el tiempo, que podría haber sufrido un giro sinestrorso de unos 20-25° en los últimos momentos de la evolución hercínica.

3.4. NEOTECTÓNICA

Los únicos marcadores netoectónicos útiles de la hoja son las superficies de erosión. La más antigua, probablemente paleógena, está desnivelada y hundida merced a dos grandes accidentes de dirección NO-SE (N 140°E) localizados a un lado y otro de la alineación montañosa Peña del Buho-Risco Gordo. La segunda superficie, probablemente neógena, está afectada por un conjunto de fallas de dirección NO-SE (N 110°E), sobre todo en el área de Sierra de Guadalcanal. El desnivel llega a ser de hasta 60 m entre las superficies de un borde y otro de dicha sierra.

Existe también un buen número de anomalías geomorfológicas (escarpes abruptos muy netos y rectilíneos, facetas triangulares, desviación brusca de cauces fluviales, etc.) asociadas a accidentes de dirección ONO-ESE y concentradas en el tercio nororiental de la hoja.

Por otro lado, la Rivera de Benalija muestra encajamientos anómalos a su paso por la Sierra de Guadalcanal, lo que, unido a la deformación de las superficies de erosión antes citada, lleva a suponer una elevación del bloque de la sierra en épocas relativamente recientes.

4. PETROLOGÍA

En este apartado se describen, los carácteres petrológicos y petrográficos de las rocas ígneas y metamórficas presentes en la Hoja. Las primeras de ellas en orden cronológico y diferenciando si es posible la edad de los procesos petrogenéticos.

4.1. ROCAS ÍGNEAS

Dentro de la presente Hoja, hay una gran variedad de rocas ígneas (intrusivas y extrusivas) ligadas bien a un magmatismo Precámbrico o Hercínico.

Las rocas ígneas más antiguas son de edad precámbrica, y se trata de rocas extrusivas, representadas sobre todo en la Unidad de Casas de Pilas; que han sido ya descritas en el apartado de estratigrafía. Además, existen rocas plutónicas pre-hercínicas, como la granodiorita de Pallarés y el granito de Ahillones.

Las rocas ígneas del ciclo hercínico, están representadas por las manifestaciones volcánicas del Paleozoico inferior, ya descritas en la estratigrafía y por una serie de cuerpos plutónicos de diversa, edad, así como un conjunto de rocas filonianas repartidas irregularmente por toda la Hoja.

4.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas

Los cuerpos plutónicos aquí incluidos son el granitoide de Ahillones y la granodiorita de Pallarés.

4.1.1.1. Granito de Ahillones (1)

Dentro de la Hoja los afloramientos del Granito de Ahillones se localizan en su extremo nororiental, ocupando una extensión algo inferior a los 2 km^2 y representan el borde meridional de un cuerpo de mayores dimensiones que se extiende hacia el Norte hasta las proximidades de Ahillones. Intruye este granito, en los materiales de la Unidad de Casas de Pila, y sus relaciones con los materiales adyacentes son: a) de tipo mecánico con la Formación volcanosedimentaria del Precámbrico superior y b) es recubierto en discordancia por los depósitos continentales de la Cuenca del Charco de la Sal.

En el campo los afloramientos graníticos muestran una roca de aspecto masivo, poco deformadas (la deformación se centra en bandas), y con disyunción en bolos. La roca es de aspecto granudo, de tamaño de grano medio y color rosáceo.

Al microscopio presenta textura granular, hipidiomorfa, y en ocasiones se observan evidencias claras de deformación cristalina. Los componentes principales son cuarzo (intersticial) y plagioclasa (oligoclasa); los accesorios y/o secundarios más frecuentes son biotita (puede ser componente principal), moscovita, sericita (de plagioclasa), apatito, circón, etc.

La edad de este granito, ha sido discutida BARD, J.P. y FABRIES, 1977 lo consideran como un granito postectónico cuyo emplazamiento tuvo lugar con posterioridad a la segunda fase de deformación Hercínica. DELGADO QUESADA, M. 1971 lo atribuye al Precámbrico superior y menciona ya el hecho de que cantos de este granito aparezcan involucrados en el conglomerado de la formación volcano-sedimentaria. BLADIER (1974) lo atribuye también al Precámbrico Superior, si bien los conglomerados antes mencionados los sitúa en el Cámbrico inferior; por último APALATEGUI, O. *et al.* 1983 muestran el carácter calcoalcalino de este granito que interpretan como un granito orogénico cadomiense equivalente plutónico de las series volcano-sedimentarias del Precámbrico terminal.

Ultimamente este granito ha sido datado por SCHÄFER, H.J. *et al.* (1989) con el método U-Pb y ha proporcionado una edad Precámbrico superior.

4.1.1.2. Granodiorita de Pallarés (2,3,4)

En la mitad occidental de la Hoja, aflora un cuerpo granítico bastante homogéneo intrusivo en los materiales de la Unidad de Arroyomolinos que se extiende desde las proximidades de Pallarés, hasta el borde meridional de la Hoja.

El afloramiento tiene forma de cuña el cual se abre hacia el Oeste, donde queda interrumpida por un accidente de dirección próxima al N-S (se interpreta como la rampa lateral del cabalgamiento de Monesterio) que pone en contacto este granito con los materiales de la Unidad de Fuente de Cantos. Los contacto del granito son mecánicos, salvo su borde meridional donde se desarrolla una amplia aureola de metamorfismo de contacto, sobre materiales de la sucesión Tentudía, (la aureola llega a solapar con la del granito de la Hoya de Santa María).
En el campo la roca es de aspecto uniforme, compacto y presenta disyunción en bolas; el granito no presenta deformación apreciable, cuando existe se centra en bandas.

Se trata de un cuerpo de composición bastante uniforme (2: granodiorita biotítica) en el que se distingue solo en su borde meridional una facies marginal (3) de carácter algo porfídico y de similar composición.

Al microscopio presenta textura granuda hipidiomórfica de grano medio, formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como componentes principales; entre los accesorios y/o secundarios destacan los opacos, turmalina, circón, apatito, sericita (de plagioclasa), allanita, etc.

Los bordes septentrionales y occidentales del granito, están mecanizados, y la roca aparece aquí triturada, en ocasiones granulada, y recristalizada; se observan dos etapas de fracturación, la primera en condiciones dúctiles produce una neisificación de la roca
(granulación y recristalización), la segunda produce una cataclasis fría con trituración y brechificación de la misma. Estas zonas fracturadas representan los actuales límites entre las Unidades de Arroyomolinos y las de Benalija y Fuente de Cantos respectivamente.

Dentro del granito, se localizan también unos diferenciados básicos, que se suponen relacionados con una etapa tardía de cristalización del mismo.

La edad de este granito ha sido determinada por CUETO, L.A. *et al.* 1982 por el método Rb/Sr sobre roca total (se tomaron 7 muestras de la facies común granodiorítica) obteniéndose una edad de 572,8 ± 74,4 m.a., es decir se trata de un granito cadomiense de edad próxima al límite Precámbrico-Cámbrico.

4.1.1.2.1.- Consideraciones petrológico-geoquímicas

La única muestra tomada sobre este tipo de rocas, presenta unos contenidos que permiten encuadrarla como ligeramente más ácida que el quimismo que podría esperarse de una roca granodiorítica s.s., como se puede ver en la tabla 1.

El hecho de que solamente se haya tomado una muestra (9058), no permite hacer una extrapolación para todo el macizo.
Como se puede ver en el informe complementario de geoquímica, el cálculo de los parámetros A y B de Debon-Lefort marcan la tendencia hacia el campo adamellítico de esta roca. Mientras que en el diagrama AFM, se observa cómo esta muestra se separa del trend propio de una asociación típicamente calcoalcalina.

MUESTRAS	A	B	C	
	9058	9059	9508	9514
Coordenadas	X: 750.600 Y: 4.220.980	X: 760.68 0 Y: 4.214.730	X: 756.040 Y: 4.211.250	X: 755.740 Y: 4.211.270
(%)				
SiO_2	66.87	49.84	67.26	67.76
Al_2O_3	14.60	16.60	16.80	15.80
FeO_T	4.71	8.98	3.46	3.40
MgO	1.36	6.29	1.57	1.58
CaO	2.59	9.38	2.29	3.63
Na_2O	2.97	3.26	3.71	3.12
K_2O	3.56	1.29	2.78	2.18
MnO	0.09	0.02	0.08	0.01
TiO_2	0.76	1.57	0.16	0.29
P_2O_5	0.20	0.21	0.11	0.10
H_2O	0.20	1.19	1.25	0.75
TOTAL	97.91	98.63	99.47	98.61
(p.p.m)				
Li	36	24	18	24
Be	2	3	2	2
Rb	150	30	60	60
Sr	188	441	159	354
Y	33	25	9	11
Zr	250	98	126	127
Ba	868	220	522	732
As	5	16	5	5
Nb	24	40	13	18
Ta	2,5	2,5	2,5	2,5
Ce	71	25	10	35
La	34	10	10	10
Cr		189		
Co		36		
Ni		25		
V		178		

TABLA 1: Análisis químicos de rocas ígneas hercínicas y prehercínicas.
A: Granodiorita de Pallarés, B: Gabro del Pintado, C: Granito de la Hoya

4.1.2. Rocas Ígneas Hercínicas

Dentro del ciclo Hercínico, se han reconocido, las siguientes rocas ígneas.

4.1.2.1. Gabros del Pintado (5)

En el borde meridional de la Hoja, en la zona del embalse del Pintado, afloran unos cuerpos básicos, que son intrusivos en materiales del Paleozoico inferior de la Unidad de Benalija.

Se trata de diversos cuerpos de pequeña entidad, (no superan los 6 km^2 de superficie de afloramiento), que aparecen desconectados entre sí.

Los afloramientos próximos al Cerro de Cabeza García y los del Norte de Las Navas de Lupo, son macizos de 2 y 6 km^2 de superficie, de formas cincunscritas, que intruyen indistintamente a las formaciones detrítico-carbonatada, y/o a las capas de Benalija. El cuerpo localizado próximo al Cerro Hinojales, intruye siempre en materiales de la formación detrítico-carbonatada y se dispone subparalelo al rumbo de las capas, dando la impresión de que se trata de una intrusión de tipo lacolito.

El afloramiento del Norte de las Navas de Lupo, es de composición fundamentalmente gábrica, si bien se reconocen términos más diferenciados en las zonas periféricas de composición diorítica.

En el campo se presentan como una roca granuda, masiva, compacta, sin orientación preferente, que da formas positivas en el relieve.

Al microscopio se observa una roca con textura granular, homométrica, hipidiomorfa, ofítica, compuesta por plagioclasa (andesina) y anfíbol uralítico (hornblenda marrón, verde y actinolita) procedente de piroxeno (augita diopsídica), los minerales accesorios y/o secundarios más importantes son sericita, biotita, epidota, apatito, circón, esfena, etc.

Se observa una alteración importante, generalizada que provoca la transformación de la plagioclasa y del piroxeno original a productos micáceos.

El afloramiento del Cerro Hinojales, es de composición fundamentalmente diorítica y presenta una composición similar a los anteriores, si bien la plagioclasa es algo más sódica (oligoclasa) y los melanocratos son anfíboles.

Incluimos en este apartado a un pequeño cuerpo de rocas granudas, que aparece pinzado en una zona de fractura, en lo que hemos denominado Cuña de Puerto Viejo, al norte, entre Cerro Matilla y Sierra Prieta. El afloramiento es de muy pequeñas dimensiones, por lo que no se ha cartografiado, y se restringe a una pequeña pinzadura de dirección N 140EE con una corrida de un kilómetro aproximadamente y una anchura máxima de unos 50 m.

El material reconocido en el afloramiento es una roca granuda de grano variable (hay facies de grano medio y de grano fino) y de color claro, de composición anortosítica.

Al microscopio (muestra 9342) se trata de una roca de textura granular, compuesta por plagioclasas subidiomórficas en forma de texturas acumuladas, y por minerales máficos que ocupan espacios intergranulares.

La edad de estos cuerpos no ha sido establecida, pero por sus relaciones con el encajante suponemos que pueden ser del Paleozoico inferior y por tanto los equivalentes plutónicos de las rocas efusivas que afloran en la Unidad de Benalija.

4.1.2.1.1.- Consideraciones petrológico-geoquímicas

Se ha tomado una muestra para el estudio geoquímico de los gabros del Pintado (9059). Los resultado analíticos de elementos mayores y menores más representativos se muestran en la tabla 1.

Se trata de una roca básica (49% de SiO_2), con un índice de aluminosidad semejante a las rocas graníticas de la zona.

Los contenidos de elementos mayores, están en consonancia con el carácter básico de esta roca. Algunos elementos traza, como Cr y V, con valores superiores a 150 p.p.m. resultan representativos de este tipo de rocas.

Los indicios de alteración impiden que los resultados analíticos de esta muestra puedan considerarse como representativos del tipo de magmatismo que dió lugar a estos gabros.

4.1.2.2. Granitos del Pintado (6)

En la zona del embalse del Pintado, y asociados, al menos espacialmente, a los cuerpos gábricos descritos, aflora una mesa granítica de dimensiones similares a las anteriores.

El afloramiento es de forma casi circular, circunscrito, de unos 3 km^2 de superficie y presenta su borde meridional mecanizado.

En campo, la roca presenta disyunción en bolos, es de color rojizo o pardo rojiza, y presenta una textura porfídica acusada.

Las relaciones de intrusión con los cuerpos gábricos, son poco claras, habiéndose observado criterios contradictorios en cuanto a sus relaciones temporales, que apuntan hacia un emplazamiento simultáneo.

Al microscopio, la roca presenta textura porfídica, y está compuesta por fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y alguna biotita, todos ellos inmersos en una mesostasis microgranuda cuarzo-feldespática.

Por su textura y relación con el encajante parece tratarse de una roca de emplazamiento superficial.

4.1.2.3. Granito de la Hoya de Santa María (7,8,9)

Las rocas plutónicas de La Hoya de Santa María afloran en el extremo suroccidental de la hoja, en los alrededores de dicha localidad. Constituyen un cuerpo de forma irregular alargado en dirección NO-SE, y de unos 11 km^2 de extensión de afloramiento, en esta hoja; situándose su parte meridional en la hoja de Almaden de la Plata (919).

Este macizo está compuesto por rocas pertenecientes a una misma serie magmática, formada por términos cuya composición varía desde tonalina a granito.
Estas rocas intruyen de forma neta en metasedimentos precámbricos y paleozoicos de la Sucesión Tentudía y del Grupo de Bodonal; cortando de forma brusca alguna de sus estructuras.

Morfológicamente producen un fuerte gradiente negativo hacia el interior del cuerpo granítico, quedando las cotas más altas en las proximidades con las corneanas, que actúan como barreras ante la erosión.

En función de las características composicionales y texturales de estas rocas, se han diferenciado tres facies, que de menor a mayor grado evolutivo han sido: tonalitas y granodioritas biotíticas (7), granodioritas de dos micas (9) y leucogranitos (8).

Las tonalitas y granodioritas biotíticas (7) corresponden a la facies más extendida del macizo, ocupando más de las dos terceras partes de la superficie aflorante en esta hoja; siendo la facies granodiorítica la más extendida con relación a la tonalítica.

Donde ha sido posible observar la roca fresca, ésta es una roca de color claro, en la que destacan las placas de biotita de grano medio-grueso. Está compuesta principalmente por plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda, y feldespato potásico en los términos granodioríticos.

La textura es hipidomorfa, heterogranular, foliada.

El estudio petrográfico realizado, muestra que la diferencia principal entre los términos granodioríticos y tonalíticos se encuentra en el contenido en feldespato alcalino (microclina) y en la naturaleza del ferromagnesiano, biotita y ocasionalmente hornblenda en las granodioritas, y hornblenda más biotita en las tonalitas, lo que conlleva un aumento en el índice de color de las granodioritas a las tonalitas.

Dentro de esta facies, fundamentalmente hacia los bordes del macizo, se ha observado una fábrica planar penetrativa que define planos de esquistosidad de dirección y buzamiento N 120°-140°, 65°-70° NE.

Asímismo, se han localizado dos tipos de enclaves: xenolitos de dimensiones métricas, pertenecientes a la Sucesión Tentudía, y que en la mayoría de los casos presentan esquistosidad penetrativa, y autolitos centimétricos microgranítico de composición monzonítica que están compuestos por microclina poiquilítica englobando cristales idiomorfos de hornblenda, plagioclasa y biotita.

Las granodioritas de dos micas (9) afloran en el extremo meridional del macizo, situándose, mediante contacto gradual, entre la facies granodiorítica-tonalítica y la facies leucogranítica.

Son rocas de color gris poco alteradas, que afloran en bolos, más o menos aisladas, dando un relieve positivo respecto a la facies principal.

Las granitoides de esta facies están compuestos por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, moscovita y biotita, como minerales principales y apatito y circón como accesorios; la sericita y clorita son los minerales secundarios más comunes.
Presentan una esquistosidad penetrativa de dirección N 120°E y buzamiento subvertical, dirección subparalela a la encontrada en la facies principal y en la roca de caja.

Los leucogranitos (8) afloran en dos áreas una en el borde suroccidental y otra en la zona central del macizo, con una forma de afloramientos seudoelíptica, alargada en dirección NO-SE.

Se pone en contacto con las granodioritas biotíticas en las zonas de borde y con las granodioritas de dos micas en la zona central; en ambos casos mediante contacto gradual.

Presentan una textura hipidiomórfica, equigranular con tamaño de grano fino-medio y, tectonizada. La orientación no es evidente en muestra de mano, poniéndose de manifiesto en lámina delgada.

Composicionalmente corresponden a la facies más evolucionada del macizo, y están compuestos por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico (microclina), biotita y moscovita.

Como se ha expuesto, las rocas del macizo de La Hoya de Santa María, corresponden a una misma secuencia granítica que va desde tonalitas y granodioritas biotíticas a leucogranitos.

Este macizo, es un conjunto intrusivo hercínico emplazado con posterioridad a la fase de cabalgamiento (corta a los cabalgamientos) y antes de la tercera fase hercínica.

4.1.2.3.1. Consideraciones petrológico-geoquímicas

Se han tomado dos muestras (9508 y 9514). Los análisis químicos figuran en la Tabla 1. Se observan unos contenidos de SiO_2 en torno al 67%, que se proyectan en campos más próximos a granitos biotíticos e incluso adamellíticos. La diversidad de facies en este granito queda recogida también en el muestreo realizado aunque sólo sean dos muestras. Mientras que tanto SiO_2 como Al_2O_3 presentan valores homogéneos, el resto de los elementos varían sensiblemente. En general la muestra 9514 presenta contenidos más elevados en elementos de filiación básica típicos de granodioritas, aunque también ocurre un incremento de algunos elementos menores que indican una mayor evolución, como pueden ser Li, Y, Nb, V y Ce.

Las relaciones $Ca/(Na_2O + K_2O)$ son de 0,35 en la primera muestra y 0,68 en la segunda, lo que unido al reducido número de muestras no permite homogeneizar o deducir una serie de características comunes, que permitan adscribir estas dos muestras a una serie en concreto.

4.1.3. Rocas filonianas

4.1.3.1. Diques de Metabasitas (10)

Son muy abundantes, tanto en la Sucesión Tentudía como en el Grupo de Bodonal, suelen con-

cretarse en bandas de varios centenares de metros de espesor; tienen longitudes desde métricas a pluridecamétricas y espesores métricos. Los diques tienen en común que cortan a la estratificación y esquistosidad principal hercínica, y están afectados en los bordes por la esquistosidad espaciada de crenulación (tercera fase hercínica). En campo son rocas verdes con frecuentes blastos de plagioclasa y aparentemente de diferente composición, sin embargo al microscopio la composición es bastante homogénea.

Corresponde a rocas básicas en general, aunque puede observase esporádicamente algún término leucocrático con tendencia a composición diorítica.

Petrográficamente se trata de rocas de grano fino y medio, con textura ofítica o blastofítica; puntualmente pueden presentar textura porfídica (variedades leucocráticas).

Como componentes principales aparecen plagioclasa, anfíbol y piroxeno.

La deformación hercínica se traduce en el carácter esquistoso de la roca, patente en las proximidades en los bordes de diques, mientras que, hacia el centro los minerales suelen ser más isótropos. No se puede precisar si en las fases esquistosas existe blastesis metamórfica ya que los minerales son compatibles con los productos de alteración autometasomáticos.

4.1.3.2. Diques de Felsitas (11)

Son mucho más escasos que los anteriores, tienen la misma disposición estructural, y son de mayor longitud y menor espesor que los anteriores.

Se trata de rocas de naturaleza riolítica, compuestas por fenoblastos de feldespato alcalino (albita-microclina) y cuarzo. Pueden presentar texturas panxenomórficas de grano fino y microporfidoblásticas; en ambos casos, muestran una esquistosidad ligera marcada por sericita. Como minerales accesorios contienen esfena y mineral de hierro.

4.1.3.3. Diques de rocas básicas (diabasas) (12)

Estos materiales afloran en la mitad occidental de la Unidad de Benalija, en pequeños afloramientos que aparecen cicatrizando fracturas de direcciones variables. En afloramiento se trata de una roca masiva, de grano medio, compacta de colores oscuros. Al microscopio presenta textura granular, holocristalina, hipidiomorfa, y está compuesta por plagioclasa, piroxeno, y en menor cantidad biotita. La plagioclasa es del término andesina, y aparece parcialmente alterada a sericita y clorita (sausuritización); el piroxeno es del tipo pigeonita, y al igual que la biotita se altera a clorita. Los componentes accesorios son apatito, esfena, opacos y cuarzo (este último intersticial).

4.1.3.4. Diques de cuarzo (13)

En el trabajo realizado se ha localizado un único dique de cuarzo en la mitad noroccidental de la Hoja, que encaja en una fractura de dirección N60EE y buzamiento subvertical, que se sitúa sobre las pizarras de Benalija.

4.1.3.5. Diques leucograníticos (14)

Los diques leucograníticos se asocian al Granito de la Hoya de Santa María, presentan textura hipidiomórfica de grano fino, con tendencia alotriomórfica.

Los componentes principales son: plagioclasa, cuarzo y microclina. La plagioclasa es subidiomórfica y presenta una intensa sericitización con paragénesis de sericita + epidota. Los cristales de cuarzo son redondeados, y muestran extinción ondulante e incipiente granulación. El feldespato potásico aparece como fase mineral tardía. Presenta biotita parcialmente alterada y prehnita. Como minerales accesorios contienen circón y mineral de hierro.

4.2. METAMORFISMO

4.2.1. Metamorfismo regional

Dentro de la presente Hoja, como en el resto de Ossa-Morena, todos los materiales de edad precarbonífero superior están afectados en grado variable por transformaciones metamórficas de tipo regional de diversa intensidad y edad. A estas se superpone localmente un metamorfismo térmico inducido por la intrusión de cuerpos plutónicos.

La descripción de los procesos metamórficos y del grado de evolución de los distintos materiales aflorantes, se hará con arreglo a la división en Unidades mantenidas en el capítulo de estratigrafía.

4.2.1.1. Unidad de Casas de Pilas

En esta Unidad todos los materiales están afectados por metamorfismo regional en condiciones de grado bajo y/o muy bajo.

En la Formación Malcocinado, se localizan asociaciones propias del límite grado bajo-grado muy bajo, o incluso de la parte inferior del grado bajo y que son las siguientes:

- En rocas metapelíticas y/o volcanoclásticas ácidas

* Cuarzo-sericita-clorita-plagioclasa (oligoclasa).
* Cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa (oligoclasa).

- En rocas básicas:

* Oligoclasa-clorita/biotita verdosa.
* Oligoclasa-clorita

4.2.1.2. Unidad de Loma del Aire

Los materiales que integran esta unidad han sufrido los efectos de un metamorfismo regional en condiciones propias del grado muy bajo, no apreciándose diferencias en el grado de evolución

de las distintas formaciones diferenciadas; las asociaciones paragenéticas características son las siguientes:

- En metacineritas, pizarras y metavolcanitas ácidas.

  * Cuarzo-clorita
  * Cuarzo-sericita
  * Cuarzo-sericita-clorita
  * Cuarzo-sericita-clorita-biotita...

- En metavolcanitas básicas

  * Plagioclasa-clorita
  * Plagioclasa-clorita-epidota

- En rocas carbonatadas

  * Calcita-sericita-clorita

4.2.1.3. Unidad de Benalija

Toda la Unidad de Benalija, está afectada por metamorfismo regional de bajo y/o muy bajo grado.

Las paragénesis reconocidas en esta unidad son:

- En rocas básicas

  * Plagioclasa-clorita

- En rocas detríticas

  * Cuarzo-sericita
  * Cuarzo-sericita-clorita
  * Cuarzo-sericita-clorita-biotita verdosa
  * Cuarzo-moscovita-biotita

- En rocas detríticas carbonatadas

  * Calcita-clorita
  * Calcita-sericita
  * Calcita-biotita

Las paragénesis con biotita aparecen en los términos más bajos de esta Unidad (Sucesión Tentudía, Formación volcano-sedimentaria, Formación Torreárboles y detrítico-carbonatada) y su aparición se restringe al borde occidental del afloramiento en las proximidades de Puebla del maestre, y en la Cuña del Puertoviejo.

4.2.1.4. Unidad del Valle

La evolución metamórfica de los materiales integrados en esta Unidad, es idéntica a la de la Unidad de Benalija.

4.2.1.5. Unidad de Fuente de Cantos

Los materiales de la Unidad de Fuente de Cantos presentan un metamorfismo regional progradado que alcanza condiciones de alto grado con migmatización y formación de granitoides anatécticos (Granodiorita de Monesterio) QUESADA (1975) y EGUILUZ (1987).

Las asociaciones reconocidas son:

-En materiales pelítico

* Cuarzo-sillimanita
* Cuarzo-andalucita
* Sillimanita-cordierita

- En rocas básicas

* Piroxeno (diopsido)- hornblenda marrón- plagioclasa.

- En rocas calcosilicatadas

* Calcita-dolomita-diópsido

La edad precámbrica de las asociaciones metamórficas y de los distintos cuerpos anatécticos asociados, han sido confirmadas últimamente mediante la datación de la granodiorita de Monesterio por el Método Rb/Sr, que ha aportado una edad de 572 " 32 m.a. (QUESADA, C. op. cit.).

4.2.1.6. Unidad de Arroyomolinos

En la Unidad de Arroyomolinos la esquistosidad principal, se acompaña de un metamorfismo regional hercínico de bajo grado correspondiente a la facies de esquistos verdes, zona de la clorita, pudiendo llegar en algunos puntos a la zona de la biotita.

Las paragénesis reconocidas son:

- En rocas básicas

* Albita-clorita
* Albita-clorita-tremolita

- En pizarras, cineritas, riolitas y grauvacas

  * Cuarzo-clorita
  * Cuarzo-clorita-tericita

4.2.2. Metamorfismo de contacto

En la Unidad de Arroyomolinos se ha detectado metamorfismo de contacto en varios puntos. el más definido corresponde a la aureola de metamorfismo térmico del macizo de la Hoya de Santa María, además se ha localizado una estrecha banda a lo largo del contacto meridional del macizo de Pallares, y por último en dos pequeñas áreas, sin rocas ígneas aflorantes, en Hoya Lancha y norte de Ballesteros.

La aureola de metamorfismo de contacto del macizo de La Hoya de Santa María viene definida a nivel de afloramiento por una secuencia que comienza junto al contacto por unas corneanas, que rápidamente pasan a una ancha banda de rocas silicificadas, con abundantes óxidos de hierro, que las confieren un aspecto peculiar, a continuación de la cual se sitúa otra banda menos definida, en la cual los efectos del metamorfismo de contacto son menos evidentes.

En general, es un metamorfismo de baja intensidad, que comienza con corneanas hornbléndicas y pasa a rocas con blastesis de cordierita (pseudomorfos de agregados micáceos) en rocas de naturaleza pelítica y de anfíbol (tremolita y hornblenda) en las rocas básicas. El resto de la secuencia presenta blastesis de biotita de pequeño tamaño (< 150 μ) con pleocroismo pardo rojizo.

Esta biotita está formada por la tercera fase hercínica y suele cristalizar, miméticamente, según planos de esquistosidad preexistentes, fundamentalmente en los originados en la primera fase hercínica. La deformación se manifiesta por extinciones ondulantes y plegamiento de los blastos de biotita, así como por una deformación general de las corneanas que les dan al microscopio una textura particular.

En el borde sur del Macizo de Pallares, los efectos de metamorfismo de contacto, se manifiestan por blastesis de moscovita poiquiloblástica y por "fantasmas" de fenocristales, totalmente alterados a agregados sericíticos, que son cortados por la primera esquistosidad hercínica.

En los otros dos puntos citados, el metamorfismo de contacto únicamente se ha observado en lámina delgada, por una blastesis de biotita, que estructuralmente se dispone igual que en el caso de la Hoya de Santa María.

En la Unidad de Benalija dos muestras próximas a las intrusiones gábricas del Pintado presentan las siguientes paragénesis estáticas:

- Roca silico-carbonatada.
  . Tremolita
  . Epidota-tremolita
  . Epidota Hornblenda verde
- En rocas detríticas
  . Biotita

Es decir se observa un metamorfismo térmico en facies Albita-epidota, que puede alcanzar la facies hornbléndica (parte baja).

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

El área estudiada se encuentra situada en la porción occidental de Sierra Morena donde la dirección de las alineaciones montañosas cambian de NO-SE a E-O. Hidrográficametne forma parte de la cuenca del Guadalquivir en su tramo medio-bajo, encontrándose muy próxima a la divisoria de aguas entre el Guadalquivir y el Guadiana.

El clima de la región es de tipo Mediterráneo continental (Capel (1981)). Esta variedad climática presenta un régimen de precipitaciones moderadamente altas, oscilando entre los 500 y los 800 mm. Estos valores se pueden superar en relieves con orientación favorable respecto a los vientos oceánicos, como es el caso de la Sierra de Aracena con valores superiores a los 1.200 mm.

La distribución estacional de las lluvias presenta un máximo principal al final del otoño y durante el invierno. En primavera se aprecia un máximo secundario que se va haciendo más importante aguas arriba en las cuencas de los ríos Guadiana y Guadalquivir.

Entre junio y septiembre el rasgo predominante es la sequía que en el mes de julio llega a sus cotas mínimas: de 0 a 4 mm.

La precipitación nival se reduce a las montañas y sólo en condiciones excepcionales.

La temperatura media anual es de 16°C con valores superiores a los 18°C en las zonas más meridionales (índice de insolación: 2800-3000 horas/año). En esta región se dan los veranos más calurosos del Pais con medias mensuales que superan los 30°C. En cambio los inviernos son frescos, excepto en la zona más meridional que recibe los influjos de vientos oceánicos menos frios. La temperatura media de los meses más fríos puede descender de los 10°C con un índice bajo de heladas (de 2 a 20 días/año).

El relieve dentro de la hoja, está marcado por la abundancia de llanuras y lomas que en ocasiones son interrumpidas por alineaciones montañosas de dirección ONO-ESE.

Las dos alineaciones montañosas principales son paralelas y están muy próximas entre sí en el extremo NE de la hoja. La más septentrional aparece inmediatamente al Sur de Fuente del Arco y sus principales elevaciones son: Cerro de Domingo Fernando (725 m), Cerro de San Benito (846 m), Cerro del Conjuro y Cerro La Capitana (960 m) que es la mayor cota dentro de la hoja.

Inmediatamente al sur se encuentra la Sierra de San Miguel cuyas principales cumbres son: el Cerro Carraca (761 m) y el Cerro Santa Cruz (785 m).

Más al Sur se encuentra la Sierra de Guadalcanal con alturas inferiores a 600 m. y que no constituye ninguna alineación.

La práctica totalidad de la superficie de la hoja pertenece a la cabecera del Rio Viar (afluente por la derecha del Guadalquivir) aguas arriba del Embalse del Pintado que se encuentra en el borde sur de la hoja. El principal afluente por la derecha de este tramo del Rio Viar es el Rio Vendoval que a su vez tiene como tributarios a los arroyos del Veral, de los Zarzales Martín, y a la rivera de Santa María. Además del Vendoral también son afluentes por la derecha del Rio Viar los arroyos de la Puebla, de la Matilla y Corchero.

Los principales afluentes del Rio Viar por la izquierda son: la rambla de los Molinos, el arroyo Vuelta Cortada, la rivera de Lara, el arroyo del Moro y la rivera de Benalija.

El extremo noreste de la hoja, por encima de la transversal de Fuente del Arco, forma parte de la cuenca del Rio Bembézar, en concreto de la cabecera del Rio Sotillo que es afluente por la derecha del primero.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio Morfoestructural

En el Macizo Hespérico se distinguen tres grandes unidades morfoestructurales en base a los movimientos alpinos de bloques que dieron lugar al Sistema Central.

- Macizo Hespérico Septentrional
- Sistema Central
- Macizo Hespérico Meridional

El Macizo Hespérico Meridional, donde se ubica el área estudiada, está formado, al norte, por los relieves de las Villuercas y los Montes de Toledo incluyendo algunos afluentes de la margen derecha del rio Tajo. Por el sur limita con la Depresión del Guadalquivir y por el este llega hasta el Campo de Calatrava.

Dentro de esta unidad meridional se reconocen tres conjuntos en virtud de sus características geomorfológicas y evolutivas (Díaz del Olmo y Rodríguez Vidal, 1989):

- Montes de Toledo y Campo de Calatrava
- Cuenca del Guadiana y relieves orientales
- Sierra Morena

Estos conjuntos nos sirven de base para delimitar las unidades morfoestructurales de orden intermedio que se van a diferenciar en el Mapa Morfoestructural regional, a escala 1:1.000.000, del entorno de la hoja.

El primer conjunto ocupa un gran sector al noreste del Hespérico Meridional y en él sólo se distinguen dos unidades:

- Montes de Toledo
- Campo de Calatrava

El segundo, que ocupa la zona norte y noroeste, está formado por tres unidades:

- Cuenca continental extremeña
- Tierra de Barros
- Cuenca del Guadiana

Y dentro de la Sierra Morena:

- Unidad Occidental o Surportuguesa-Onubense
- Unidad Central o Pedrocheña
- Unidad Oriental o Alcudiana

De estas ocho unidades extraidas del último trabajo citado, tan sólo aparecen tres en el entorno de la hoja (ver esquema morfoestructural): las unidades Central y Occidental de Sierra Morena y la Tierra de Barros.

La Unidad Central de la Sierra Morena, que es la más representativa de la región, se caracteriza por la abundancia de relieves graníticos, entre los que destaca el batolito de los Pedroches que constituye un pasillo estructural entre las cuencas del Guadalquivir y del Guadiana. En la zona occidental destacan los importantes relieves graníticos que aparecen al sur de la falla de Constantina. Todos ellos siguen en general la dirección hercínica.

La Unidad Occidental, que desde la provincia de Huelva se adentra en Portugal, se caracteriza por una fuerte tectónica de plegamiento que toma una dirección principal E-O, rasgo que la diferencia de las unidades Central y Oriental de dirección principal ONO-ESE.

En ella aparece el Complejo Volcanosedimentario que incluye la denominada Faja Pirítica con una gran cantidad de explotaciones mineras.

Morfológicamente destacan los aplanamientos interrumpidos por escasos relieves residuales.

La Tierra de Barros que ocupa la porción más occidental del zócalo Hercínico, se caracteriza por presentar un relieve completamente arrasado del que emergen algunos relieves residuales de orientación hercínica. También aparecen algunos restos de sedimentación terciaria que se traducen en un relieve tabular similar al de las Vegas del Guadiana, con depósitos de arcillas rojas, conglomerados y frecuentes bancos carbonatados.

El área ocupada por la hoja de Puebla del Maestre pertenece en su totalidad a la Unidad Central de la Sierra Morena. Dentro de ella se pueden diferenciar cuatro unidades de rango menor de las cuales sólo tres están presentes en la hoja.

a) Relieve apalachiense. Está representado por los ejes de calizas de orientación hercínica que constituyen la Sierra de San Miguel, la alineación montañosa situada al sur de Fuente del Arco y algunas otras de menor importancia al sur de Puebla del Maestre.

La existencia de estos relieves se debe fundamentalmente a un factor estructural que es el que da origen a los levantamientos, y en segundo lugar a un factor litológico que es el que condiciona que se conserven unos u otros materiales en función de su resistencia a ser erosionados.

Como principal elemento estructural generador de relieve aparece el relieve conforme anticlinal que origina relieves positivos (alineación Cerro de San Benito-Cerro de la Capitana). En segundo lugar, relacionado con el factor litológico, se encuentran las crestas debidas a capas verticalizadas ya que, si bien el origen de la alineación y verticalización de las capas es de origen estructural, la erosión diferencial es la causante de que aparezcan estas crestas siempre ligadas a las barras calizas (Sierra de San Miguel, Sierra Prieta, Cerro del Brujo, del Milano, etc.).

Por último, tienen gran importancia los sistemas de fallas que suponen una modificación en el relieve bien será por haber dado lugar a un contraste litológico que ha favorecido la conservación del escarpe de falla o bien sea por su actividad reciente. El sistema más importante es el ONO-ESE que a veces toma rumbo NO-SE (al sur de Puebla del Maestre). La incidencia de este sistema es importante, acentuando los bordes de algunas sierras (borde norte de la sierra de San Miguel, borde norte del Cerro del Tambor, borde norte del macizo situado al noreste de Puebla del Maestre, etc.).Así mismo tiene incidencia condicionando el trazado de algunos valles (Arroyo de la Jayona, Arroyo de García, Río Viar, etc.).

El sistema NE-SO actúa como modificador de las alineaciones y fallas del sistema anterior provocando escalonamiento en las sierras (Sierra de San Miguel, Sierra de Guadalcanal).

De menor importancia es el sistema E-O que en ocasiones aparece ligado al sistemas principal dando lugar al relevo de fallas de ambos sistemas.

b) Relieve Granítico. Constituye una importante banda que atraviesa la zona occidental de la hoja de NO a SE. Además de esta importante zona que corresponde al Granito de Pallarés, existen otros afloramientos de menor importancia (Gabros del Pintado y Granito de Ahillones).

Son escasos los diques que originan crestas, sólo en la margen derecha del arroyo Juncal existe un testimonio de esta morfología.

Son frecuentes las alteraciones superficiales que llegan a constituir horizontes edáficos con más de dos metros de espesor.

c) Modelado de aplanamiento. Tiene una importante representación en la hoja sobre todo en una banda que atraviesa la misma de sureste a noroeste y también en el extremo suroccidental.

En esta unidad se aprecian aplanamientos a distintas cotas que son interrumpidos por barras calizas; por relieves conformes anticlinales y por un conjunto de klippes tectónicos que forman relieves positivos.

d) Raña. Se trata de una unidad mixta con episodios de sedimentación, erosión y edafización que constituye un importante jalón cronoestratigráfico. Esta unidad menor está ausente en la hoja de Puebla del Maestre.

5.2.2. Estudio del Modelado

5.2.2.1. Laderas

Son formas poco desarrolladas en esta hoja: Los coluviones pueden aparecer ligados a crestas (Sierra de San Miguel), a laderas de relieves debidos a klippes (Rivera de Benalija) o bien a aristas fluviales (Cerro Hinojales); en su base suelen conectar con depósitos aluviales (Río Viar), o a veces con aplanamientos (Barranco de los Gallegos). Las solifluxiones son importantes en la vertiente norte de la cresta situada al este del Arroyo Seco (borde sur de la hoja); donde tienen lugar en los esquistos de la Unidad de Arroyomolinos, en un cambio brusco de pendiente debido a un contacto con las cuarcitas negras que originan las crestas.

5.2.2.2. Fluviales

Como ya se ha mencionado, esta hoja está ubicada en su práctica totalidad en la cabecera de la cuenca del Río Viar. Por tanto, las formas deposicionales que en ella aparecen son mínimas: únicamente algunos rellenos de fondo de valle en los Ríos Viar y Vendoval.

Más abundantes son las formas erosivas, como cabe esperar en la zona de producción de sedimentos (cuenca alta). Las más frecuentes son las aristas fluviales (Sierra Morona, Puerto Viejo, Cerro Hinojales, etc.) así como la erosión lateral de los cauces en el tramo próximo al Embalse del Río Viar, donde la erosión lateral progresa hasta generar una terraza erosiva, o en la Ribera de Benalija en donde el rio se ha ido encajando con un trazado altamente sinuoso, que ha llegado al extremo de dejar un canal abandonado por la progradación erosiva lateral del cauce. La velocidad de encajamiento en este cauce ha debido ser alta, dando lugar a una red fluvial colgada en la margen izquierda, donde se producen algunas rupturas bruscas en el perfil longitudinal del rio.

5.2.2.3. Karst

Los fenómenos kársticos no se ven reflejados con formas de importancia en el relieve. Tanto la infiltración como la disolución no tiene incidencia en el desarrollo de un karst de importancia.

La única constatación gemorfológica de circulación subterránea que se aprecia en los importantes macizos calcáreos del noreste de la hoja, es la formación de unas pequeñas terrazas travertínicas ligadas a surgencias del borde sur de la Sierra de San Miguel.

5.2.2.4. Poligénicos

Son las formas más representativas, junto con las tectónicas, que aparecen en la hoja. Se observan dos superficies poligénicas de aplanamiento (S1 y S2) a cuatro niveles topográficos. Ello es debido a factores tectónicos que se explicarán más adelante:

S1: entre 740 y 760 metros y entre 540 y 600 metros
S2: entre 400 y 460 metros y entre 350 y 380 metros

Es destacable la presencia de tantos niveles con diferencias de cotas de 400 metros en el espacio ocupado por una hoja 1:50.000. La superficie con más desarrollo es la S2 que entre 400 y 460 metros de cota ocupa una gran franja de dirección hercínica entre el Río Viar y la Sierra de San Miguel. Esta se encuentra ligada a la cota de circulación de los dos rios mas importantes, Viar y Vendoval, que no han llegado a encajarse en ella significativamente. Por este motivo las áreas en las que se observa esta superficie conservan una cierta conexión entre sí.

Por el contrario la S1 en sus cotas de 540 a 600 metros que también está representada en diversas zonas (Puebla del Maestre, Sierra de San Miguel), está colgada respecto a los actuales niveles de circulación, por lo cual está intensamente desmantelada apareciendo en retazos dispersos como cerros testigos (Cerros de Mata Redonda o Taraje).

La S1 en cotas altas, entre 740 y 760 metros sólo aparece en el extremo suroeste de la hoja desligada de la franja donde se desarrolla el resto. Se encuentra por encima de todas en retazos dispersos pero no muy degradados.

La S2 en cotas bajas (350-380) es absolutamente minoritaria, se observa solamente en la margen oriental del Embalse del Pintado. Se encuentra a la misma cota que la red fluvial.

5.2.2.5. Antrópicos

En esta hoja no existen modificaciones importantes del relieve debidas a agentes antrópicos. Tan solo existen algunas canteras entre las que destacan las de la Sierra de San Miguel que explotaban las calizas y dolomías de la Unidad de Benalija con una importante corta.

De otro lado cabe citar los escasos cerros que se encuentran abancados para su explotación forestal (Cerro del Tambor).

La modificación más importante es la debida al Embalse del Pintado. Este constituye una importante superficie de agua libre artificial que modifica los niveles de base de la cuenca alta del Rio Viar a la vez que regula el resto de la cuenca aguas bajo. A nivel geomorfológico tiene gran incidencia como trampa de sedimentos, alterando por completo la delimitación de las distintas zonas de la cuenca: producción, transporte y sedimentación. Es decir, puede contribuir a crear áreas de sedimentación en la cuenca alta donde correspondería el dominio de la erosión y a su vez provocar erosión en la zona aledaña aguas abajo donde quizás debería predominar el transporte sedimentario.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales en la hoja son extremadamente escasas si prescindimos de los recubrimientos edáficos y suelos en general.

Se han reconocido cuatro formaciones superficiales de las cuales ninguna tiene representatividad:

- Depósitos aluviales de fondo de valle.
- Depósitos coluviales: conos y laderas de derrubios, canchales y pedrizas.
- Depósitos de solifluxión
- Formación travertínica.

5.3.1. Depósitos aluviales de fondo de valle

Es una formación superficial de sección lenticular que únicamente tiene cierta entidad desde una perspectiva longitudinal en el Río Viar o en el Vendoval. Es decir, se puede seguir cartográficamente el depósito a lo largo de 20 km sin interrupción, sin embargo su anchura no supera en ningún punto los 200 m.

Se trata de un depósito de gravas con matriz arenosa poligénicas y con cantos bien redondeados.

El espesor de esta formación no supera, por lo que se puede apreciar, los seis u ocho metros.

5.3.2. Depósitos coluviales: conos y laderas de derrubios, canchales y pedrizas

Se trata de unas formaciones que varían de espesor aumentando hacia la base del talud que recubren. Su morfología en planta puede ser de abanico (Barranco de los Gallegos) o longitudinal siguiendo uniformemente la morfología de la ladera (Sierra de San Miguel). Su textura es de brecha con abundante matriz lutítica roja o parda (dependiendo del sustrato) y su estructura es masiva.

A veces se encuentran desprovistos de matriz lutítica y conforman los canchales o pedrizas.

Una característica importante de esta zona es que si bien la inmensa mayoría de la superficie está cubierta de suelos, excepto en las laderas donde se desarrollan coluviones, estos suelos son muy exiguos no superando por lo general los 20 ó 30 cm.

5.3.3. Depósitos de solifluxión

Son depósitos del propio sustrato esquistoso que se ha desplazado gravitatoriamente no sólo a favor de unos planos de rotura circulares concretos, sino que además la propia roca ha sufrido la rotura de su estructura interna para convertise en una masa caótica con frecuentes convoluciones y lóbulos. Como superficie de despegue utilizan un cambio litológico brusco entre una banda esquistosa y otra cuarcítica dentro del nivel basal de la unidad Arroyomolinos.

5.3.4. Formación Travertínica

Es la menos representativa de las cuatro a nivel areal, sin embargo, pueden presentar interés a nivel hidrogeológico, paleoclimático o kársito.

Es una tabla de travertinos de 2 a 5 metros de espesor, situada en el Arroyo del Moro. Presenta una evolución lateral de facies desde niveles bioclásticos con abundantes detríticos y niveles piso-

líticos en la zona más proximal, hasta una sucesión de travertino bioclástico en cascada sobre el que se desarrolla un travertino de baja energía que conserva los tallos fosilizados en posición de vida.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

5.4.1. Dinámica Regional

Las superficies de erosión poligénicas o aplanamientos constituyen en el Hespérico Meridional las unidades básicas de la historia geomorfológica, como resultado de una evolución de regradación policíclica del zócalo.

Si bien en otras zonas del Macizo Hespérico esta evolución está bien caracterizada y los aplanamientos perfectamente ubicados en su contexto cronoestratigráfico, en Sierra Morena faltan estudios en amplias zonas por lo cual la labor de interpretación, correlación y síntesis se hace compleja e incierta. La intensa degradación que sufren gran parte de estas superficies así como las frecuentes desnivelaciones de origen tectónico, condicionan en gran medida la interpretación de sectores parciales.

Aún así se reconocen al menos dos etapas importantes en el desarrollo del relieve de Sierra Morena:

Los aplanamientos posthercínicos generados en la prolongada etapa de emersión a que se ve sometido el macizo tras la orogenia hercínica. Para esta etapa se citan aplanamientos de edades pretriásicas, finicretácica, postoligocena, preocena, etc. Probablemente se trata de una misma superficie que en unas zonas ha sido recubierta por depósitos que permiten datarla mientras que donde no ha sido sellada, ha seguido evolucionando.

La superficie Neógena o Finineógena, que constituye meridional de la denominada "Superficie Fundamental de la Meseta", es el evento más representativo en Sierra Morena, sin embargo su acentuado carácter policíclico aconseja por el momento su estudio sectorial.

5.4.2. Superficies Poligénicas

Constituyen el rasgo más importante de la hoja habiéndose distinguido dos superficies a cuatro niveles topográficos (ver Análisis Geomorfológico).

La presencia de tantos niveles en un área reducida invita a tomar precauciones acerca de su génesis.

La superficie más representativa es la S2, que es aprovechada por los principales cursos fluviales como nivel de circulación. Es una superficie bastante bien conservada que aparece en los niveles más bajos (400-450 m) por tanto debe ser más moderna que la S1.

Inmediatamente por encima aparece la S1, que es una superficie representativa por tener diversos afloramientos en una amplia franja de la hoja, pero minoritaria por lo reducido de los mis-

mos y muy degradada por la mala conservación que presenta con respecto a la red fluvial actual. Se encuentra colgada y por tanto sufre los efectos erosivos del encajamiento.

Las distintas características geomorfológicas, grado de conservación, relación con la red fluvial, etc. apuntan que se trata de dos ciclos de regradación distintos, los que han generado estas dos superficies S1 y S2. Pero más concluyente resulta la propia disposición de sus afloramientos que se encuentran muy próximos sin que exista en muchos casos ningún accidente que pudiera desnivelar una hipotética superficie única. Algunos ejemplos significativos de esta disposición pueden ser: S2 en el Río Vendoval- S1 al noroeste de Puebla del Maestre; S2 en el Arroyo del Moro- S1 en el Cerro de la Mata Redonda; S2 en el Arroyo Vuelta Cortada- S1 en Cerros de los Horcajos y Cerro Taraje.

Por su parte la S2 que se presenta a cotas bajas (350-380 m) en el Embalse del Pintado tiene unas características muy similares al resto de dicha superficie, ya que se encuentra bien conservada y a nivel con la red fluvial actual. A su vez existen algunas anomalías geomorfológicas entre la S2 en cotas bajas y a cotas altas (400-460 m): La rivera de Benalija es extremadamente incisiva como consecuencia de su fuerte pendiente. Esto podría deberse a un descenso de su nivel de base por reactivación del juego de fracturas NO-SE que limitan al sur la Sierra de Guadalcanal. Así pues se interpreta que esta superficie S2 se encuentra hundida entre 20 y 50 metros por fenómenos tectónicos en la zona del embalse del Pintado.

La superficie que aparece a cotas altas (740-760 m) en el extremo suroeste, con varios afloramientos relativamente bien conservados, ante la desvinculación del resto de las superficies, es probable que se trate de una de ellas, en una zona de levantamiento reciente. Esta hipótesis es coherente con el probable funcionamiento de la importante falla NO-SE, situada al suroeste de Puebla del Maestre. Esta conserva un escarpe rectilíneo que podría ser reflejo de una actividad reciente. Por tanto, se considera que la S1 ha sufrido una desnivelación debido a un levantamiento del sector suroeste.

En resumen, se puede concluir que en la hoja en cuestión, existen al menos dos aplanamientos de distinta generación:

- Aplanamiento posthercínico representado por la S1
- Superficie Neógena representada por la S2

En un estudio regional Díaz del Olmo (1983) considera ambas superficies de la misma generación, encontrándose desniveladas por la falla del Pintado. La edad de las superficies sería premiocena y la tectónica postpliocena.

5.4.3. Interrelación tectónica-evolución geomorfológica

Independientemente de la tectónica hercínica generadora de las directrices principales del relieve que ya ha sido tratada en el apartado 2, se aborda aquí la tectónica que influye en la evolución reciente del modelado.

Los principales marcadores de pulsaciones tectónicas recientes, son las superficies poligénicas. También pueden indicar actividad reciente el trazado de los cursos fluviales.

El importante accidente de dirección NO-SE que limita el borde norte del Granito de Pallarés, podría haber funcionado a finales del Paleógeno; siendo el causante de un hundimiento superior a 100 m del bloque oeste. Para la datación de esta fase utilizamos la S1 que probablemente terminó su ciclo regradativo durante el Paleógeno.

Los accidentes de dirección NO-SE situados en el borde sur de la Sierra de Guadalcanal serían representativos de una fase finipliocena o cuaternaria responsable del hundimiento del bloque SO. Importantes fenómenos erosivos revelan un posible levantamiento reciente de la Sierra de Guadalcanal respecto a la zona del Embalse del Pintado.

Hay que tener en cuenta que la primera fase podría no existir si la desnivelación de la S1 se hubiese producido a la vez que la de la S2. En este caso sólo existiría una fase finipliocena.

Existen también algunas fallas del mismo sistema NO-SE que producen desplazamiento de curso fluviales que puede reflejar la actividad de esta fase neotectónica. Este es el caso de la Rambla de los Molinos que sufre un desplazamiento sinistrorso: otro tanto le ocurre al Rio Viar en el tramo comprendido entre los arroyos de Fuente de la Encina y de Lara; también el arroyo del Moro a su paso por el Cerro del Tambor y la Rivera de Benalija en el borde sur de la Sierra de Guadalcanal sufre un desplazamiento dextrorso.

La evolución geomorfológica de la hoja se puede resumir en las siguientes etapas:

1.- Emersión del macizo tras la orogenia hercínica
2.- Desarrollo durante el Mesozoico y base del Terciario de un aplanamiento posthercínico (S1)
3.- Probable fase tectónica que desnivela este aplanamiento
4.- Desarrollo durante el neógeno de la Superficie Neógena (S2)
5.- Implantación de la red fluvial sobre esta superficie
6.- Fase tectónica finipliocena o cuaternaria que desnivela las superficies neógena, incrementa el escalón producido en la superficie posthercínica y provoca el desplazamiento de algunos cursos fluviales
7.- Depósitos en el fondo de los valles, formación puntual de travertinos y desarrollo del modelado de vertientes durante el cuaternario

5.5. MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

5.5.1. Rasgos internos

Los principales accidentes neotectónicos, como ya se ha comentado son los de dirección NO-SE que implican una desnivelación de las superficies neógenas así como el desplazamiento en el trazado de algunos cursos fluviales. Esta actividad debió tener lugar a finales del neógeno o ya dentro del cuaternario.

En la actualidad no se conoce actividad histórica de seismos dentro de la superficie de la hoja.

5.5.2. Rasgos externos

A partir de la última etapa de desnivelación tectónica, tiene lugar un encajamiento de la red fluvial y el desarrollo de coluviones en algunas ladera. Esto conduce a una degradación importante de las superficies bajas ya que las altas estarían ya degradadas.

En este punto de la historia, probablemente cuando ya se había configurado la red de drenaje, existe la posibilidad de que pequeños pulsos tectónicos fueran responsables del desplazamiento de algunos cursos fluviales (ver Evolución Dinámica).

Inmediatamente se entra en la etapa actual donde se producen varios fenómenos holócenos de interés:

- El socavamiento lateral de los cauces que en algunos casos (Rivera Benalija) alcanza un grado extraordinario llegando a conectar un meandro con el siguiente y dejando por tanto un tramo de canal abandonado.
- El depósito en el fondo de los valles como consecuencia del incremento de la carga en suspensión
- La formación puntual de travertinos en relación con oscilaciones climáticas que pudieron tener incidencia en variaciones del nivel freático. Probablemente debió de generarse en una etapa templada posterior a la última fase glacial.
-Menor importancia tienen los fenómenos puntuales de inestabilización de laderas que se producen también en esta etapa como consecuencia del incremento de pendiente en las laderas.
- Por último se producen pequeñas modificaciones antrópicas del relieve: canteras y aterrazamiento de laderas; y una obra hidráulica que va a modificar sensiblemente la dinámica fluvial de la cuenca: el Embalse del Pintado.

De cara a un futuro próximo es de esperar que se produzcan pocos cambios de importancia en el relieve. Probablemente la zona que más rápido va a ser degradada es la Sierra de Guadalcanal, sobre todo su sector meridional. Por el contrario, el resto de la cabecera del rio Viar verá ralentizado su proceso erosivo de encajamiento fluvial mientras el Embalse del Pintado ejerza un papel de nivel de base intermedio. Presumiblemente esto incida también en el incremento negativo del desarrollo de movimientos en masa en las laderas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El área objeto de estudio, es como hemos indicado en el capítulo de estratigrafía, una yuxtaposición de Unidades tectónicas, cada una de las cuales muestran parte de la secuencia estratigráfica global.

En la ZOM, no se han estudiado ni definido todavía el conjunto de las Unidades que la integran, motivo este por el que resulta por el momento imposible, reconstruir la paleogeografía del área de estudio, en los distintos períodos geológicos; tampoco existe acuerdo en cuanto a la asignación cronoestratigráfica de algunas formaciones o conjunto de formaciones que la integran.

El esquema de evolución que se propone, adolece de las limitaciones aludidas, y se hará en un contexto más amplio, tomando como referencia, la evolución geotectónica de toda la ZOM.

6.1. CICLO PRECÁMBRICO

Los materiales de la ZOM, pueden integrarse en dos grandes ciclos bien diferenciados, uno de edad Precámbrico y otro de edad Hercínico. A su vez, los materiales precámbricos de la ZOM, pueden agruparse en dos grandes grupos de rocas, uno preorogénico y otro sinorogénico.

El grupo preorogénico está representado dentro del área de estudio, por la denominada "Serie Negra", si bien a escala regional se incluye en este apartado a los Neises de Azuaga.

El depósito de los materiales de la "Serie Negra" es discutido, si bien la homogeneidad y amplia distribución de esta formación, parece indicar una cuenca marina amplia y con condiciones de depósito uniforme. Las metavolcanitas (anfibolitas y neises) intercaladas en esta formación, presentan un quimismo similar al de los Neises de Azuaga, y se suponen relacionados con un proceso extensivo generalizado y de bastante duración.

El grupo sinorogénico, estaría representado por la parte alta de la Serie Negra (sucesión Tentudía) y por la formación volcano-sedimentaria (F. Malcocinado).

La sucesión Tentudía, está compuesta por pizarras y grauvacas en ocasiones microconglomeráticas, y se supone representan el relleno flysch de una cuenca sinorogénica Cadomiense.

La formación Malcocinado, se caracteriza por el acopio de depósitos piroclásticos y lávicos de naturaleza ácida-intermedia (riolita-andesita), junto a otros sedimentos terrígenos, propios de un medio somero, en los que se reconocen depósitos de debris-flow y capas turbidíticas (QUESADA, C. 1987).

El carácter calcoalcalino de los productos volcánicos de esta formación, y sus relaciones espacio-temporales con el resto de las formaciones aflorantes, permiten interpretarla como un volcanismo orogénico ligado a un margen activo SÁNCHEZ CARRETERO, R. *et al.* (1989).

El ciclo Precámbrico finaliza con la orogenia Cadomiense, y los procesos ígneos y tectonometamórficos a ella asociados. La existencia de un evento orogénico finiprecámbrico ha sido un tema de debate en todo el Macizo Ibérico Español durante los últimos años; la primera referencia de su existencia en el ZOM se debe a MACPHERSON (1879), posteriormente DELGADO QUESADA, M. (1971) retoma el tema, aporta nuevos argumentos sobre ella, y abre toda una línea de trabajo sobre estas nuevas ideas, que son seguidas por la mayoría de los autores.

Actualmente son numerosas las evidencias sobre la existencia de una orogenia finiprecámbrica en la ZOM, si bien los carácteres de la misma y su alcance son todavía temas en controversia.

El magmatismo finiprecámbrico, está representado como ya hemos indicado por las sucesiones volcánicas calcoalcalinas del Precámbrico terminal, y por la presencia de diversos cuerpos intrusivos de igual o parecido quimismo. Dentro del área de estudio, las sucesiones volcánicas finiprecámbricas están representadas en la Unidad de Casas de Pila y muy localmente en la de Benalija; el plutonismo finiprecámbrico tiene sus máximos exponentes en los granitos de Pallarés y Ahillones.

El metamorfismo asociado a la orogenia finiprecámbrica afecta a los materiales precámbricos preorogénicos, y en menor media a los sinorogénicos, y se pone en evidencia con claridad, allí donde la intensidad de los procesos hercínicos ha sido menor. Dentro del área de estudio, existen evidencias palpables de este metamorfismo, como lo demuestra el hecho de que la blastesis helicítica asociada a la intrusión de la granodiorita de Pallarés (de 572 ± 74 m.a., según CUETO, A *et al.* 1982) engloba la esquistosidad más manifiesta desarrollada en el encajante Precámbrico (S. Tentudía).

6.2. EL CICLO HERCÍNICO

Con posterioridad al ciclo Precámbrico, se inicia un nuevo episodio de sedimentación en la ZOM, transgreviso y en régimen extensivo.

Este período se inicia cuando no se había logrado el arrasamiento total de la cadena finiprecámbrica, y se superpone a un proceso extensivo que provoca una compartimentación de la corteza en bloques.

Todos estos hechos se reflejan en una compleja paleogeografía de los materiales del Paleozoico inferior, que se caracteriza por su acusada diferenciación y por sus distintas relaciones con el substrato Precámbrico.

En la ZOM, el inicio de la transgresión paleozoica, viene marcado por el depósito de las arenas y conglomerados de Torreárboles, la cual se produce en un ambiente marino muy somero, o incluso fluvial.

La naturaleza de los sedimentos, y los icnofósiles encontrados, dan fe de un ecosistema con depósitos arenosos bajo condiciones de rápidos aportes y con cierta continuidad.

De forma gradual, progresa la transgresión, y se instala una plataforma carbonatada que da lugar al depósito de las formaciones detrítico-carbonatadas durante parte del Cámbrico inferior (oveteinse-Marianiense); estas formaciones son las representantes de los ecosistemas marinos, que se desarrollan a favor de pulsaciones transgresivas, y durante el cual se produjeron pequeñas fluctuaciones del nivel del mar, que motivaron en algunos casos la destrucción de las biohermos existentes.

En la Unidad Loma del Aire, la formación detrítico-carbonatada, está representada por una secuencia de pizarras sericíticas (cineritas) con pasadas de mármoles de color claro, procedentes de calizas bioconstruidas por mallas de algas; estas calizas se formaron en un ecosistema marino-somero, en áreas locales donde la precipitación de carbonatos y terrígenos estuvieran en gran parte controladas por factores biológicos. La sedimentación es en parte volcánica (fundamentalmente tobácea), relacionada con ciertos focos de emisión, que estarían lo suficientemente alejados como para permitir el florecimiento de las comunidades algales.

En la Unidad de Benalija, las calizas se depositarían en la plataforma continental, zona infralitoral (menos de 100 m de profundidad). Este ecosistema estaba ocupado en principio por algas planctónicas y por metazoos de cuerpo blando; después se le agregan por primera vez comuni-

dades de mallas de algas, que influyeron sobre el clima originando la precipitación selectiva de sales dando lugar a las calizas laminadas. Bajo estas condiciones se depositaron facies variadas de carbonatados ricos en materia orgánica, así como terrígenos, en la época de mayor entrada de energía exosomática al ecosistema.

Con el tiempo se consolida la transgresión, el ecosistema queda más alejado de la costa, y ello produjo la entrada de faunas más conservadoras que forman comunidades arrecifales, al abrigo de las cuales se instalan Hyolitodos, Braquiopodos inarticulados, esponjas y trilobites.

El depósito de las pizarras de Benalija coincide con el aumento de la profundidad del ecosistema, posiblemente nos situaríamos en la zona cerca litoral de la plataforma permitiendo la coexistencia de faunas pelágicas y bentónicos, adaptadas a una sedimentación fundamentalmente pelítica.

Como consecuencia de un cambio en la sedimentación, se produce el depósito de las formaciones detríticas del Cámbrico inferior (Bilbiliense). El depósito de las capas del Arroyo Tamujar, representa una ruptura definitiva del ecosistema, por la entrada de energía exosomática que repliega definitivamente las faunas conservadoras. Estos materiales representan quizás el inicio de una etapa regresiva que en algunos puntos (ver MAGNA Hoja de Zafra) culmina con la aparición de una barra cuarcítica y/o microconglomerática.

Al techo de estas formaciones detríticas aparecen las primeras manifestaciones volcánicas importantes, muy desarrolladas durante el Cámbrico medio (se dejan sentir desde el Cámbrico inferior). El volcanismo, muy abundante en el borde meridional de la ZOM, consiste en una serie bimodal de alcalina-hiperalcalina a toleítica, en la que predominan los términos básicos. Además de las rocas efusivas, aparecen en diversos puntos cuerpos intrusivos subvolcánicos, en relación espacial con ellas.

Llas proximidades de ciertas fallas que juegan con posterioridad.

Desde las rocas pérmicas, no hay registro sedimentario alguno, a excepción de los depósitos cuaternarios, integrados por coluviones, aluviales actuales y travertinos.

El depósito de los materiales cuaternarios parece relacionado con una elevación de la zona respecto a la Cuenca del Guadalquivir al principio del Cuaternario, que unido al cambio a un clima más suave, origina el encajamiento de la red, y el modelado actual de la Hoja.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

Dentro de la Hoja, son pocas y de escaso desarrollo las explotaciones mineras, a excepción de las labores de hierro beneficiadas en la Sierra de San Miguel.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

El área cubierta por la Hoja, es asiento de un pequeño número de labores mineras, algunas de las cuales fueron minas activas de cierta importancia. Cuadro I.

Hierro

Las labores más importantes reconocidas son las de mineral de hierro, que corresponden a la Mina de la Jayona (5, 6) y Minas del Cerro de Sta. Cruz (7, 8, 9).

Estas explotaciones beneficiaban una mineralización semimasiva de óxidos y carbonatos de hierro, que se sitúan a techo de las calizas de agua, y cuya corrida se extiende a todo lo largo de la Sierra de San Miguel. La mineralización se concentra preferentemente en la mitad occidental del afloramiento, si bien hacia el borde oriental de la Hoja, vuelven a verse concentraciones interesantes (10), ya fuera de la Hoja, en las proximidades de Guadalcanal, siguen las mineralizaciones en este mismo nivel estratigráfico.

Esta mineralización ocupa la misma posición geológica y presenta grandes analogías con la del Cerro del Hierro, por lo que se supone que deben tener un origen común (aunque existen procesos kársticos posteriores que las afecten de forma desigual). La mineralización ocupa, a escala regional, una posición estratigráfica muy definida, por ello, debe tratarse de una mineralización sedimentaria.

Otras mineralizaciones estratófilas de Fe, pero de menor importancia, se localizan en la Formación Torreárboles (Unidad de Benalija) afectada por cuerpos intrusivos (20).

Existen también dos indicios filonianos (16,17) de óxido de Fe, de escasa importancia. En ambos casos, los filones están alojados en fracturas que afectan a rocas carbonatadas.

Cobre

Existen nueve indicios de cobre reconocidos en el área de estudio. Todos ellos, excepto uno son filonianos y con escasas labores, que en la mayoría de los casos son exclusivamente de reconocimiento.

Las direcciones de los filones son muy diversas, y generalmente están jalonando fracturas importantes, como, por ejemplo, los situados en el borde milonitizado de la Granodiorita de Pallares (14, 15), los alojados en fracturas NO-SE que bordean por el Norte ese mismo cuerpo intrusivo, pero afectando a rocas detrítico-carbonatadas del Cámbrico inferior (18, 19), y por último en otras fracturas más pequeñas, de dirección NE-SO, dentro de la Granodiorita de Pallares (1), o en las pizarras de Benalija (2), o en dirección subparalela con las capas den la Unidad Loma del Aire (11).

Dentro de los materiales precámbricos (Serie Negra) del borde SO de la Hoja, existe un indicio de sulfuros de Fe y Cu (21) diseminados en tobas pizarrosas con lechos de cuarzo, que localmente presentan nódulos y lentejones de gossans.

CODIGO	NOMBRE	COORDENADAS UTM	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	LABORES	OBSERVACIONES
1	Cortijo de Clavijo	x= 750 480 y= 4 221 100	Montemolín	Cu	Filoniana	Qz, Py, Cpy, Malaquita	Pequeña labor de reconocimiento	Fractura N 30º E brechificación con diqueollos de cuarzo
2		x= 761 500 y= 4 223 450	Casa de Reina	Cu,Fe	Filoniana	Oxidos de Fe Malaquita	Pequeña labor de reconocimiento	Fracturas N-S a N 30° E
3	Llanos de la Malena	x= 245 900 y= 4 220 050	Guadalcanal	Ba	Filoniana	Barita, calcita, cuarzo	Varias trincheras dos niveles en aprox 50 m de profundidad	Red de fracturas rellenas en una zona de fracturación NE-SW
4	Cerro de los Horcajos	x= 760 050 y= 4 227 170	Casas de Reina	Ba	Filoniana	Barita, calcita, cuarzo		Filón NE-SO en pizarras de Benalija
5	Mina La Jayona	x= 240 880 y= 4 224 120	Fuente del Arco	Fe	Estratoide	Hematites Sidenta		Mineralización en niveles carbonatados, entre pizarras (Cámbrico inf.)
6	Mina Abandonada	x= 241 750 y= 4 224 100	Fuente del Arco	Fe	Estratoide	Hematites Sidenta		Niveles y lentejones en calizas (Cámbrico)
7	Cerro de Santa Cruz	x= 243 150 y= 4 223 500	Fuente del Arco	Fe	Estratoide	Hematites Sidenta	Varios cortes importantes a cielo abierto	Niveles y lentejones en calizas (Cámbrico)
8	Cerro de Santa Cruz	x= 244 150 y= 4 223 650	Fuente del Arco	Fe	Estratoide	Hematites Sidenta		Mineralización en niveles y lentejonesen calizas (cámbrico)
9	Puerto del Castaño	x= 244 300 y= 4 223 980	Fuente del Arco	Fe	Estratoide	Hematites Sidenta		Mineralización en materiales detríticos carbonatados (Cámbrico)
10		x= 247 975 y= 4 221 700	Guadalcanal	Fe	Estratoide	Hematites Sidenta		Niveles y lentejonesen calizas (Cámbrico)
11		x= 762 500 y= 4 227 750	Casas de Reina	Cu	Filoniana			Filón N 120E en U. Loma del Aire
12		x= 756 500 y= 4 225 075	Casas de Reina	Fe	Filoniana	Oxidos Fe Hematites		Filón N-S en tono brechificadoy silicificado en pizarras de Benalija
13		x= 748 550 y= 4 227 080	Montemolín	Cu	Filoniana			Filón N-S, posible combinación al N de la banda milonítica al W de Pallarés
14		x= 748 650 y= 4 223 300	Montemolín	Cu	Filoniana			Mineralización de banda milonítica N-S
15		x= 748.750 y= 4.222 225	Montemolín	Cu	Filoniana			Mineralización de banda milonítica N-S
16		x= 752 400 y= 4 221 625	Puebla del Maestre	Fe	Filoniana			Contacto mecánico entre F. Torreárboles y pizarras con calizas
17		x= 754 525 y= 4 221.950	Puebla del Maestre	Fe	Filoniana			F. Torreárboles junto a dique de pórfido básico
18		x= 754 900 y= 4 219 475	Puebla del Maestre	Cu	Filoniana			FracturasNO-SE entre F. Torreárboles y R detrítica-
19		x= 758 000 y= 4 216.350	Puebla del Maestre	Cu	Filoniana			Filón NE-SO en banda de fractura NO-SE
20		x= 238.700 y= 4 212 725	Monasterio	Fe	Estratoide			Encaja en Unidad de Benalija afectada por la intrusión de pórfidos ácidos
21	La Tenencia	x= 760 275 y= 4 210 400	Monasterio	Fe,Cu	Estratoide	Sulfuros de Fe, en óxidos Fe	Sene de pequeños registros	Niveles tobáceos (100-150 m de anchura) con lechos de cuarzo, pirtas de sulfuros y nódulos o lentejones de gossan

Cuadro I: Resúmen de indicios minerales

Bario

Dentro de la Hoja, se han reconocido dos filones de barita, uno en Los Llanos de la Malena (3) y otro en el Cerro de los Horcajos (4). En ambos casos, la mineralización se presenta en filones de dirección NE-SO. El primero de ellos encaja en unos niveles calcáreos que se superponen tectónicamente a las pizarras de Benalija, y en las mismas pizarras; el segundo sólo encaja en las pizarras de Benalija.

En el indicio de Los Llanos de la Melaja, la mineralización no se asocia con un único filón, sino que se produce una impregnación (stockwork) de la roca de caja en las proximidades del mismo, ocupando fracturillas de diversa orientación. Este indicio ha sido explotado hasta fechas recientes.

7.1.2. Rocas industriales

No existe dentro de la Hoja ninguna explotación importante de rocas, a excepción de pequeñas graveras intermitentes en las proximidades de Pallarés y Puebla del Maestre.

Las graveras son explotadas de forma temporal sólo cuando se realiza alguna obra en la zona, las cuales son siempre de escasa magnitud. La explotación se realiza de forma casi artesanal, sin maquinaria apropiada, en el mejor de los casos con palas acopladas a tractores de uso agrícola.

En el área existen rocas que podrían tener cierto interés como roca ornamental, tales como determinados niveles marmóreos del núcleo anticlinal de la Unidad de Loma del Aire, y los términos masivos de la Unidad de Benalija, y los gabros del Pintado.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

En general en la cuenca del Guadalquivir las precipitaciones se caracterizan por lo irregular de su distribución espacial y temporal. En la hoja de Puebla del Maestre la pluviometría media se encuentra comprendida entre 700 y 800 mm/año; los días de lluvia, que no llegan a 60, se concentran en otoño e invierno. La precipitación máxima para un período de 24 horas es superior a 150 mm.

La temperatura media anual es de 16°C, coincidente con la media de la cuenca hidrográfica dándose temperaturas extremas en verano y moderadas en invierno.

Según la clasificación de Papadakis el clima es de rasgos templado-cálido y mediterráneo subtropical.

La evapotranspiración potencial (ETP) se mueve en valores de 850 mm/año.

7.2.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales son recogidas por el rio Viar y sus afluentes Vendoval y Arroyo del Moro, tributarios del Guadalquivir; estas aguas están reguladas por el embalse de Pintado parte de cuyo vaso se encuentra representado en la Hoja.

El valor de escorrentía que se registra en la cuenca del embalse es de 135 Hm^3/año, con una aportación específica de 5,4 l/seg/km^2. El volumen medio de agua regulado por el embalse es de 79 Hm^3, empleándose éste para riegos y producción hidroeléctrica. La capacidad máxima del embalse es de 202 Hm^3.

El Indice de Calidad General (ICG165) de las aguas superficiales, en el embalse de Pintado, única estación de análisis, se encuentra entre 70 y 80. Según este índice estas aguas son buenas y poco mineralizadas.

Las únicas zonas húmedas detectadas en la hoja se circunscriben a los sectores de cola del embalse El Pintado en su confluencia con los ríos y arroyos que lleguen hasta él. En estos puntos el agua queda estancada, con poco fondo, y se origina una flora subacuática.
No se han encontrado en la hoja sectores con riesgo de inundación, por avenidas importantes.

7.2.3. Características hidrogeológicas

Las rocas que ofrecen mejores características hidrogeológicas son las brechas calcáreas, calizas y dolomías más o menos marmóreas pertenecientes al Devónico y Cámbrico; aflorantes en dos bandas con dirección NO-SE.

El conjunto de rocas carbonatadas pertenecen al Sistema Hidrogeológico de Sierra Morena, este sistema está constituido por una serie de corridas calcáreas sin conexión entre sí, dando lugar a un conjunto de acuíferos aislados del Sistema de Sierra Morena, especialmente en la Hoja, es escasa debido a las siguientes razones:
- Reducida extensión de los afloramientos
- Distribución heterogénea de los mismos
- Alternancia de pizarras en la serie
- Drenaje natural por ríos

La alimentación del conjunto de acuíferos aislados del Sistema de Sierra Morena es debida a la infiltración del agua de lluvia registrada sobre los propios afloramientos, que, para una superficie de 165 km2 de acuíferos, los recursos evaluados son del orden de 23 Hm3/año, de los cuales 20 Hm3/año son drenados por ríos y 3 Hm3/año se explotan por obras de captación para abastecimiento urbano. Dentro de la hoja se aprovechan 0,5 Hm3/año de las calizas, estando las explotaciones concentradas en el sector de Puebla del Maestre.

Otros sectores de interés hidrogeológico local están constituidos por las zonas de fractura, si bien el caudal susceptible de captación es generalmente muy limitado. Las áreas fracturadas se encuentran en los granitos aflorantes en la hoja y en las zonas silicificadas.

Por lo que se refiere al "lehm granítico" apenas tiene interés hidrogeológico ya que su escasa potencia, 1 a 2 metros, y el drenaje del mismo por los arroyos que lo atraviesan, hacen que los recursos a explotar sean menores de 1 l/seg.

Las explotaciones de agua en granito son escasas, y se emplean para el abastecimiento de Pallarés y de Santa María de Nava. En el cuadro II figuran las características básicas de los principales puntos de agua inventariados.

En general, las aguas subterráneas tanto las procedentes de las calizas como las de los granitos se encuentran poco mineralizadas, las primeras son de facies bicarbonatadas cálcicas, y las segundas bicarbonatadas cálcico-magnésicas. las aguas que se explotan son aptas para el consumo humano, y sólo en el caso del punto 1236/4/1 (sondeo) se detecta un contenido de K+ superior al límite máximo admisible.

Número de registro	Natural	Prof. de la obra (metros)	Nivel piezométrico M.S.N.M. (Fecha)	Caudal l/seg. (Fecha)	Litología Acuífero (2)	Acuífero (3)	Conductividad mhos/cm	Residuo seco gr/l	Usos del agua (4)	Origen Documentación	Fecha origen de los datos generales	Observaciones
1236/1/1	M	--	--	<0,5(86)	Gra	--	--	--	A	ITGE	1986	
1236/1/2	S	75	534(90)	2(90)	Gra	--	433	0,350	A	ITGE	1990	Pallarés
1236/1/3	S	25	534(90)	--	Gra	--	--	--	O	ITGE	1990	
1236/1/4	S	39,5	538(90)	3(90)	Gra	--	702	0,587	R-G	ITGE	1990	
1236/1/5	S	50	538(90)	--	Gra	--	--	--	O	ITGE	1990	
1236/2/2	S	100	--	--	Ca Do	SM	--	--	A	ITGE	1983	
1236/2/3	S	125	--	--	Ca Do	SM	--	--	A	ITGE	1983	
1236/2/5	S	153	--	3(90)	Ca Do	SM	590	0,464	A	ITGE	1990	(1985) Q= 4,5 l/seg (Puebla del Maestre)
1236/2/6	P-G	23	--	2(85)	Ca	SM	--	--	A	ITGE	1985	En verano se seca (Puebla del Maestre)
1236/2/7	M	--	397(90)	2(90)	Ca-Piz	SM	--	--	AG	ITGE	1990	
1236/4/1	S	101	--	5(90)	Ca Do	SM	683	0,565	A	ITGE	1990	Ayunt. Fuente del Arco
1236/4/2	M	--	770	5(90)	CaPiz	SM	--	--	AG	ITGE	1990	
1236/4/3	M	--	650	5(90)	Ca Do	SM	--	--	RG	ITGE	1990	
1236/5/1	P	7	469	2(90)	Gra-Arc	--	256	0,267	R-G	ITGE	1990	"Lhem" granítico
1236/6/1	P	10	407	2(90)	Gra	--	--	--	R-G	ITGE	1990	
1236/6/2	S	170	--	1(90)	Ca	SM	--	--	A	ITGE	1990	(1983) Q=1,5 l/seg (Puebla del Maestre)
1236/6/3	S	160	--	1(90)	Ca	SM	--	--	A	ITGE	1990	Puebla del Maestre
1236/6/4	M	--	419	2(90)	Are-Ar	--	--	--	R-G	ITGE	1990	"lehm" granítico
1236/6/5	S	40	--	2(90)	Are-Ar	--	--	--	A	ITGE	1990	"lhem" granítico (Hoya de Santa María)
1236/7/1	M	--	400	1(90)	Piz	--	622	0,497	G	ITGE	1990	
1236/7/2	M	--	458	0,25(90)	Piz	--	--	--	G	ITGE	1990	

CUADRO II: Resumen de inventario de puntos de agua.

(1) M= Manantial
P= Pozo
S= Sondeo
G= Galería

(2) Are= Arenas
Do= Dolomias
Ar= Arcillas
Piz= Pizarra
Ca= Calizas
Gra= Granito

(3) SM. Sierra Morena

(4) A= Abastecimiento
R= Regadio
O= No se usa
G= Ganadería

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (P.I.G)

Se han seleccionado 5 puntos de interés cuya descripción y situación se hace a continuación:

Punto nº 1

Se trata de una pequeña labor en areniscas carboníferas del Charco de la Sal. Se accede a este punto desde la Ctra. de Llerena a Guadalcanal tomando el camino que partiendo del km 5,4 de dicha Ctra., llega al arroyo Donato.

Punto nº 2

Tronco fósil silicificado (xilópalo) de grandes dimensiones. Se accede a este punto tomando el carril que partiendo del km 5,4 de la Ctra. de Llerena a Guadalcanal, une dicha Ctra. con el Cortijo de torrecilla, en cuya puerta está el tronco.

Punto nº 3

Se trata de pliegues tardíos de plano axial horizontal en relación con los últimos esfuerzos. Se llega a este punto tomando el camino que desde Puebla del Maestre se dirige hacia el Pintado. Al llegar al rio Vendoval el punto se encuentra a unos 200 m aguas abajo.
Punto nº 4

Se trata de un buen afloramiento de calizas con crinoides en el extremo occidental de la Unidad del Valle. Se accede a este punto desde el Cortijo de Majadales, tomando el camino que sale desde dicho cortijo hacia el NE, a unos 350 m.

Punto nº 5

Aspecto de detalle del conglomerado poligénico de la base del Grupo de Bodonal. Se accede a este punto por el camino forestal al arroyo de Hoya Lancha.

9. BIBLIOGRAFÍA

APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; ODRIOZOLA, J.M. y PEÓN, A. (1983).- Mapa geológico de España 1:50.000 Hoja de Llenera nº 877. ITGE 20 ed. madrid.

ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; FERNÁNDEZ CARRASCO J. y GARROTE, A. (1981).- Individualización de diferentes dominios y Unidades en el Anticlinorio Olivenza-Monesterio. Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe nº 8. pp. 147-169.

BARD, J.P.- Le metamorphisme regional progressif des Sierras d'Aracena en Andalusie occidentale (España) sa place dans le segment hercinien sud-iberique. Thèse Univ. Montpellier.

BLADIER, Y. (1974).- Structure el petrologie de la bande blastomylonitique Badajoz-Córdoba. Les roches cataclastiques-Clasification- Interpretatión. These 3 cycle. Univ. Montpellier pp. 1-105.

BROTUIN, J. (1981).- Etude paleobotanique et palynologique du passage Carbonifere-Permien dans las bassins continentaux du Sud-Este de la zona d'Ossa-Morena (environs de Guadalcanal). Implications paleogeografiques y bioestratigrafiques. Thése Doct. Univ. P. et M. Curie. Paris pp. 1-234.

CAPEL MOLINA, J.J. (1981).- Los climas de España Vilassar de Mar. Barcelona. Oikos-tan, 429p.

CUETO, L.A.; EGUILUZ, L.; LLAMAS, F.L. y QUESADA, C. (1982).- La granodiorita de Pallares, un intrusivo precámbrico en la alineación Olivenza-Monesterio. IV Reunión del GOM. Comun Serv. Geol. Portugal. t. 69 fase 2. pp. 219-226.

DELGADO QUESADA, M. (1971).- Esquema geológico de la Hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). Bol. Geol. Min. t. XXXII pp. 277-286.

DELGADO, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E. y LORENTE, F. (1977).- Criterios para la diferenciación en dominios en Sierra Morena Central. Studio Geologica V.12 pp. 75-90.

DÍAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDA, J. (1989).- El Macizo Hespérico Meridional. En Bielza de Ory V.: Territorio y Sociedad de España I: Geografía Física. Ed. Taurus.

DÍAZ DEL OLMO, F. (1983).- Sierra Morena. Nuevas consideraciones en sus interpretaciones de geomorfología y geología regional. Revista de Estudios Andaluces 1, pp. 35-42.

EGUILUZ, L.- Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme Burguillos-Monesterio Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral. Universidad del Pais Vasco pp. 1-667.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1989).- El Relieve. En Bielza de Ory V.: Territorio y Sociedad de España I: Geología Física. Ed. Taurus.

FABRIES, J. (1997).- Metamorfisme et plutonisme varisque dans la partie meridional de la Meseta Iberique. Coll. Intern. CNRS. Rennes n1 243 pp. 487-495.

FRIKE, W. (1941).- Die geologie des Grenz-gebietes zwischen nordostlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis Univ. Berlin pp. 1-88.

LIÑAN, E. y SCHMITT, M. (1979).- Microfósiles de las calizas precámbricas de Córdoba (España) y Reunión del GOM. Temas geológicos y mineros pp. 171-197.

MACHPHERSON, J. (1879).- Estudio geológico y petrográfico del norte de la provincia de Sevilla B.C.M.G. 10. pp. 97-269.

JULIVERT, M. et al. (1974).- Mapa tectónica de la Península Ibérica y Baleares. IGME. Madrid, 113 p.

ODRIOZOLA, J.M.; PEON, A. y VARGAS, I. (1984).- Mapa geológico de España a escala 1:50.000. 20 Serie (MAGNA). Hoja n1 854. Zafra.

QUESADA, C. (1975).- Geología de un sector de la parte central del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Alrededores de Monesterio (Badajoz). Tesis Licenciatura Univ. Granada pp. 1-128.

QUESADA, C. y LARREA, F. (1987).- Mapa geológico minero de Extremadura. Junta de Extremadura. Consejería de Industria y Energía.

SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M. EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y APALATEGUI, O. 1989).- El magmatismo calcoalcalino del precámbrico terminal en la ZOM (Macizo Ibérico). Rev. Soc. Geol. España 2 (1-2) pp. 7-21.

SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, T.; NÄGLER, T.F., (1989).- Panafrican and Caledonian ages in the Ossa Morena Zone (SO Spain): A U-Pb and Sm-Nd study: Terra Astrac Vol. I. pp. 350-351.

ISBN 84-7840-684-0



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA