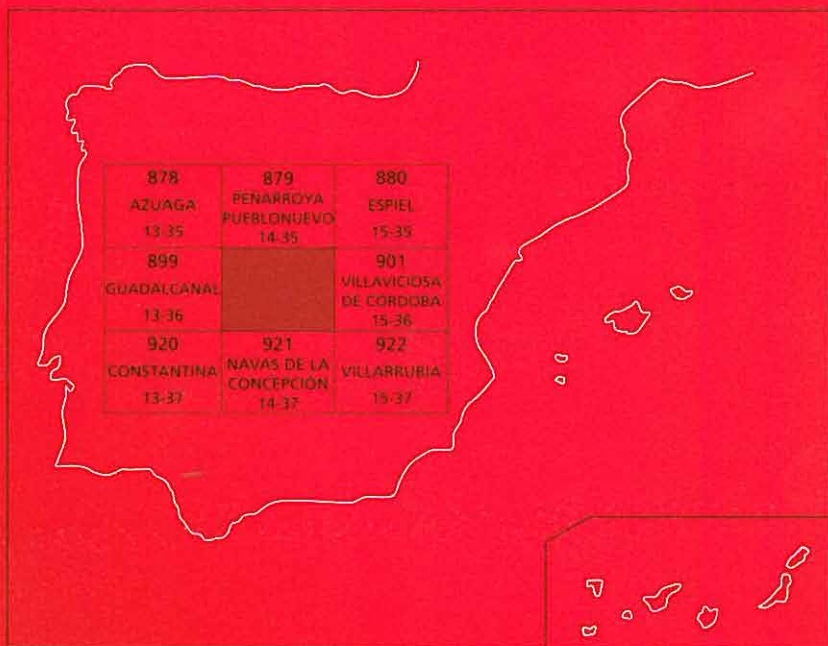




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LA CARDENCHOSA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

900 (14-36)

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LA CARDENCHOSA

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 22390-2007

ISBN: 978-84-7840-685-2

NIPO: 657-07-007-X

Impresión: Trébol Propuesta Gráfica

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ADARO como empresa contratista del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME), y para la cual ha prestado su colaboración C.G.S., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Responsable del Proyecto

Marino Insúa Márquez (ADARO). Cartografía y Memoria

Cartografía Geológica

Marino Insúa Márquez (ADARO). Cartografía y Memoria
A. Carvajal Menéndez (ADARO). Cartografía y Memoria
J. Huerta Carmona (C.G.S.). Cartografía y Memoria
J. Matas González (ADARO). Asesoramiento en Cartografía y Memoria

Estratigrafía y Sedimentología

F. Leyva Cabello (ADARO)

Geomorfología

F. Moreno Serrano

Neotectónica y Sismotectónica

F. Moreno Serrano
A. Carvajal Menendez (ADARO)

Petrología

T. Nodal Ramos (ADARO)
J. Huerta Carmona (C.G.S.)
E. Pascual (Universidad de la Rábida)

Geoquímica

M. Lourdes Agudo Fernández (ADARO)

Hidrogeología

R. Cantos (C.G.S.)

Dirección y Supervisión

V. Gabaldón López (IGME)
J. Fernández-Gianotti (IGME)
Hidrogeología: J.C. Rubio Campos (IGME)
Recursos Minerales: L. 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	7
2. ESTRATIGRAFÍA	9
2.1. PROTEROZOICO.....	11
2.1.1. Corredor Blastomilonítico. Gnéisés blastomiloníticos, micaesquistos y anfíbolitas (8).....	11
2.1.2. Sucesión Albarrana. Gnéisés biotíticos y migmatíticos (9); cuarcitas feldespáticas, metaarcosas y esquistos (10); anfíbolitas (11) y pegmatitas (12).....	13
2.1.3. Sucesión Cabril-Peña Grajera. Gnéisés cuarzofeldespáticos-biotíticos (13); paragneises oclares (14) y migmatitas (15). facies cuarcítico-biotítico-sillimaníticas (16); metaarcosas y/o cuarcitas feldespáticas (17) y pegmatitas (18).16	
2.1.4. Sucesión Cerro de Los Pavillos. Gnéisés biotíticos y micaesquistos alternantes (19).....	18
2.1.5. Sucesión Albariza-Bembézar. Micaesquistos moscovíticos con andalucita y/o estaurolita y/o granate (20); alternancia de cuarcitas feldespáticas y micaesquistos moscovíticos (21); metabasitas (22); pegmatitas con silicatos de aluminio (23) y ortogneises de mina maría (24).....	19
2.1.6. Formación Azuaga. Metapelitas laminadas y metacuarcitas (25); con metabasitas (26); con niveles de conglomerados (27); intercalaciones cuarcíticas (28) y diques de cuarzo (29).....	21
2.2. PRECÁMBRICO- CÁMBRICO INFERIOR.....	24
2.2.1. Unidad Loma del Aire. Metacineritas sericíticas: metatobas y metavulcanitas andesíticas-riolíticas (30); metaandesitas (31); niveles carbonatados (32) y conglomerados.....	24
2.3. CARBONÍFERO.....	25
2.3.1. Cuenca carbonífera de Benajárafe. Pizarras; areniscas y capas de carbón (34) y conglomerados (33).....	26
2.3.1.1. Complejo volcánico de Erillas.....	26
- Andesitas y traquiandesitas porfídicas(35)	
- Tobas ácidas y aglomerados volcánicos (36)	
- Riolitas y tobas riolíticas (37)	
- Pórfidos dacíticos y riolíticos (38)	
2.3.1.2. Consideraciones petrológico-geoquímicas.....	28
2.3.2. Cuenca carbonífera de Valdeinferno. Conglomerados masivos de cantos angulosos (39); lutitas arenosas con capas de carbón (40).....	30
2.4. CUATERNARIO.....	30
2.4.1. Aluvial (42).....	30
2.4.2. Coluvial (41).....	30
3. TECTÓNICA	31
3.1. DEFORMACIONES PREHERCÍNICA Y HERCÍNICA.....	31
3.2. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA.....	41
3.3. FRACTURACIÓN TARDÍA.....	43
3.4. NEOTECTÓNICA.....	44

4. PETROLOGÍA.....	45
4.1. ROCAS ÍGNEAS.....	45
4.1.1. Rocas plutónicas.....	46
4.1.1.1. Gabros de Los Ojuelos-La Coronada (5).....	46
4.1.1.2. Stock de La Cardenchosa: Granito de dos micas (6) y leucogranito albitico (7).....	46
4.1.1.2.1. Consideraciones petrológico-geoquímicas.....	48
4.1.2. Rocas filonianas.....	49
4.1.2.2. Pórfidos graníticos y cuarzomonzoníticos (1 Y 2).....	49
4.1.2.3. Diabasas del Alcornocal (4).....	50
4.2. METAMORFISMO.....	51
4.2.1. Metamorfismo regional.....	51
4.2.2. Metamorfismo de contacto.....	56
5. GEOMORFOLOGÍA.....	56
5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.....	56
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	57
5.2.1. Estudio Morfoestructural.....	57
5.2.2. Estudio del Modelado.....	57
5.2.2.1. Formas Poligénicas.....	57
5.2.2.2. Formas Fluviales.....	59
5.2.2.3. Formas de Ladera.....	60
5.2.2.4. Formas Antrópicas.....	60
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	60
5.3.1. Alteritas.....	60
5.3.2. Sedimentos.....	60
5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	61
5.5. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS.....	61
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	62
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	65
7.1. RECURSOS MINERALES.....	65
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	65
7.1.2. Minerales energéticos.....	66
7.1.3. Rocas industriales.....	66
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	74
7.2.1. Climatología.....	74
7.2.2. Hidrología superficial.....	74
7.2.3. Características hidrogeológicas.....	75
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	76
9.- BIBLIOGRAFÍA.....	77

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de la Cardenchoza (900/14-36) se sitúa al NO de la provincia de Córdoba, en su límite con las provincias de Badajoz y Sevilla, quedando una pequeña parte del SO en ésta última.

Dentro de los límites de esta hoja, únicamente se sitúan las aldeas de La Cardenchoza y Los Morenos, así como las instalaciones de ENRESA, para el tratamiento y almacenamiento de residuos radioactivos, en la antigua aldea minera de El Cabril.

Los datos de población indican que entre las localidades mencionadas no se alcanza el medio millar de habitantes.

La actividad productiva se reduce a la agricultura y ganadería en el borde septentrional y, forestal y cinegética en el resto del área.

Por otra parte, ha habido una intensa actividad minera enfocada a minerales metálicos, fundamentalmente plomo y cinc, minerales radiactivos, minerales industriales (fluorita, barita y feldspatos), y explotaciones de carbón de las cuencas de Benajarafe y Valdeinfierno. Ninguna de estas explotaciones, tanto a cielo abierto como en profundidad, han tenido gran desarrollo y actualmente todas ellas están inactivas.

El único foco de actividad importante se desarrolla en las instalaciones de El Cabril.

Como consecuencia de la escasa población y actividad económica, las vías de comunicación se reducen a tres carreteras locales. La más importante cruza la Hoja en dirección próxima a N-S (Los Ojuelos-San Calixto), otra es la vía de acceso a El Cabril, y la tercera es la carretera comarcal Fuente Obejuna-Cazalla de la Sierra, que atraviesa el ángulo NO de la Hoja. El resto de la superficie sólo es accesible por pistas o caminos forestales y sendas.

Orográficamente es un área muy accidentada, que se caracteriza por el encajamiento de una densa red fluvial, sobre una superficie de erosión, cuya cota está alrededor de los 700 m dando lugar a las mayores altitudes: Sierra Albarrana, Loma de las Palmas, Sierra de la Marioneta y todo el borde septentrional de la Hoja.

El encajamiento de la red de drenaje es progresivo hacia el Sur, alcanzándose las cotas más bajas en la zona meridional con alturas en torno a los 250 m. Este proceso da lugar a un relieve muy acusado con fuertes pendientes.

El curso de agua más importante corresponde al río Bembezar, con régimen estacional y trazado sinuoso, que forma parte de la Cuenca del Guadalquivir. Completan la red hidrográfica de la hoja los ríos Onza, Benajárfate y el arroyo de la Montesina. En el límite meridional se encuentra la cola del Embalse del Bembezar.

Por último, cabe mencionar que el borde meridional de la Hoja entra en los límites del Parque Natural de Hornachuelos.

Desde un punto de vista geológico, la Hoja pertenece a la Zona de Ossa-Morena, según la división de LOTZE (1945) y JULIVERT *et al.* (1974) para el Macizo Ibérico. Según la división dada por DELGADO QUESADA *et al.* (1977) para Ossa Morena, en esta hoja afloran materiales pertenecientes a los dominios de: Valencia de Las Torres-Azuaga-Cerro Muriano, Sierra Albarrana y Zafra-Alanis-Córdoba.

La primera memoria y cartografía de la provincia de Córdoba la realiza MALLADA en 1880. En relación con las cuencas carboníferas, los datos más antiguos son de CARBONELL (1917), JONGMANS (1949) y JONGMANS y MELENDEZ (1950). Posteriormente debido a la presencia de pegmatitas con minerales de uranio, se realizaron una serie de trabajos, destacándose los de CARBONELL (1928 y 1941), LÓPEZ AZCONA y ABBAD (1942) y ARRIBAS (1963).

Los primeros datos geológicos conocidos de esta hoja datan de 1970 con el reconocimiento geológico del Norte de la provincia de Córdoba, realizado por la División de Minería del IGME.

DELGADO QUESADA (1971) publica el primer trabajo sobre los materiales precámbricos del área, sentando las bases de los estudios posteriores.

LAURENT (1974) y LAURENT y BLADIER (1976) definen y describen la banda blastomilonítica de Badajoz-Córdoba.

CHACÓN *et al.* (1974) realizan estudios de más detalle, describiendo el tipo de metamorfismo al Norte y Sur de la Falla de Azuaga.

GARROTE (1974, 1976) analiza las asociaciones minerales de diversas zonas metamórficas y establece el primer esquema de zonación metamórfica en Sierra Albarrana.

WAGNER (1978) y GARROTE y BROUTIN (1979) estudian la edad de la cuenca carbonífera de Valdeinfierno, asignándose en ambos estudios una edad Tournaisiense superior (Carbonífero inferior). Los dos últimos autores asignan, igualmente, una edad Tournaisiense medio para la cuenca de Benajárfate y para el vulcanismo ácido suprayacente.

GARROTE y SÁNCHEZ CARRETERO (1979) y SÁNCHEZ CARRETERO (Inédito) realizan los primeros estudios de detalle sobre el stock granítico de La Cardenchoza.

GARROTE *et al.* (1980) establecen la relación existente entre las pegmatitas y la zonación metamórfica de los materiales de Sierra Albarrana.

BAEZA ROJANO *et al.* (1981) describen los materiales volcánicos de la cuenca de Banajarafe y sus mineralizaciones.

CABAÑAS y NUCHE (1982) realizan un estudio geológico, sismológico y geotectónico del núcleo de Sierra Albarrana.

GABALDÓN *et al.* (1985) establecen la paleogeografía de las cuencas carboníferas de Ossa-Morena y describen con detalle la secuencia estratigráfica de algunas de ellas, incluyendo la de Valdeinfierno.

El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Dominio de Valencia de Las Torres-Azuaga-Cerro Muriano), ha sido objeto de numerosos trabajos geológicos; actualmente está siendo estudiado por la Universidad del País Vasco, y sus publicaciones más recientes son las de ABALOS y EGUILUZ (1990 a,b) y ABALOS *et al.* (1990).

En relación con el núcleo de Sierra Albarrana se han realizado numerosos trabajos dirigidos por ENRESA, y actualmente se encuentran en curso tres tesis doctorales que contemplan diferentes aspectos geológicos. Los trabajos más recientes son de GONZÁLEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990) y AZOR, A. (inédito).

Como trabajos más específicos sobre la cartografía y problemática geológica destaca la Hoja 1/50.000 de La Cardenchosa, realizada por INGEMISA (sin publicar) y especialmente el "Estudio geológico a escala 1:5.000 del núcleo de Sierra Albarrana" de CGS para ENRESA (1986), y el "Estudio Geológico-Minero de la antigua Reserva del Estado: Coto Minero Nacional Carbonell" de ENADIMSA (1984).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales que afloran de la Hoja se puede dividir en tres grandes grupos: uno constituido por rocas que han sufrido metamorfismo regional polifásico y varias fases tectónicas; otro de edad Carbonífero Inferior sin metamorfismo y con una tectónica superficial propia de cobertera, y por último un grupo heterogéneo de rocas ígneas posteriores a estos dos, que los afectan y metamorfizan, cuya edad hercínica y origen no presentan dudas a nivel regional.

Las series del primer grupo, para FONTBOTE y JULIVERT (1974) pertenecen a la Zona de Ossa-Morena cuyo límite superior estaría situado en el batolito de Los Pedroches; posteriormente diversos autores (DELGADO-QUESADA *et al.* 1977; CHACÓN *et al.* 1979) trasladan el límite entre la Zona Ossa-Morena y Centro Ibérica más al S, proponiendo incluso como límite la Falla de Azuaga, accidente tectónico de gran envergadura que pasa por el N de la Hoja, APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE (1983), lo sitúan en la depresión carbonífera del Guadiato, y más recientemente GUMIEL *et al.* (1990) lo sitúan en la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba).

El significado y situación de este límite seguirá sin poderse establecer hasta que no se conozca con detalle la evolución tectónica, historia geológica y repercusiones paleogeográficas de las series del Neoproterozoico y Paleozoico de ambas zonas ligadas al mismo. Desde un punto de vista tectónico, actualmente se acepta como válido, a escala regional, el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. Lo que es cierto es que estos materiales forman parte de un gran anticlinorio (Portalegre-Badajoz-córdoba, CHACÓN, 1979).

Las diferentes subdivisiones que se pueden hacer en la Zona de Ossa-Morena, responden a la aceptación generalizada de que esta zona está estructurada en dominios estrechos y alargados, separados por grandes fallas longitudinales o alineaciones de rocas ígneas que indican grandes geosuturas. No hay consenso entre los diferentes autores para la denominación de estos dominios.

En la Hoja están representados tres dominios separados por las fallas de Azuaga, al Norte, y Malcocinado, al Sur. Al Norte de la falla de Azuaga se sitúa el dominio de Cerro Muriano-Valencia de Las Torres (GEOM, 1983), que corresponde al dominio de Valencia de Las Torres de CHACÓN *et al.*, (1974) y GARROTE (1974, 1976), a la Banda Blastomilonítica de LAURENT (1974), al dominio Cerro Muriano-Azuaga de DELGADO-QUESADA *et al.* (1977) y a la Banda Portalegre-Azuaga-Los Santos de CHACÓN y PASUCAL (1977, 1978 y posteriores) y últimamente al Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba de ABALOS *et al.* (1990).

Entre las fallas de Azuaga y Malcocinado se sitúa el Dominio de Sierra Albarrana, de CHACÓN *et al.*, (1974), GARROTE (1974, 1976), DELGADO-QUESADA *et al.*, (1977), denominado por CHACÓN y PACUAL (1977, 1978 y posteriores) como Banda Fuente del Maestre-Usagre-malcocinado (o Usagre-Llerena), y por APALATEGUI *et al.*, (1983) y ABALOS *et al.*, (1990) como Grupo de Sierra Albarrana, esta denominación es aceptada igualmente por GONZALEZ DEL TANAGO (1990).

Estos dos dominios corresponden para BARD (1989) a la zona Aceuchal-Hinojosa-Azuaga y para APALATEGUI *et al.* (en la Hoja MAGNA de Azuaga, 1986), Dominio de Valencia de Las Torres-Cerro Muriano y de Sierra Albarrana.

Al Sur de la falla de Malcocinado afloran los materiales del Dominio de Zafra-Alanís-Córdoba, denominación comunmente aceptada en la bibliografía.

Hay que señalar que el criterio para la separación de dominios no es lo mismo para los diferentes autores, ya que no se han establecido de forma definitiva las características tectono-meta-mórficas ni sedimentarias propias, ni las relaciones entre ellos.

Dentro de esta hoja quedan bien establecidos los límites entre los diferentes materiales. Al Norte de la falla de Azuaga se sitúa el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba constituido fundamentalmente por un complejo gnésico, milonitizado por una deformación propia de una gran banda de cizalla. Al Sur aflora el Grupo de Sierra Albarrana constituido fundamentalmente por materiales detríticos metamorizados, según un domo térmico elongado en dirección NW-SE, en el que los materiales de más alto grado de metaformismo se sitúan en la zona axial de la Sierra Albarrana.

Para ABALOS *et al.* (1990), el Corredor Blastomilonítico comprendería una unidad alóctona (Grupo de Córdoba-Fuente Obejuna), sobre el Grupo de Sierra Albarrana que constituiría un autóctono relativo.

La falla de Malcocinado que se ha cartografiado en el extremo SW de la Hoja, separa el Grupo de Sierra Albarrana del Dominio de Zafra-Alanis-Córdoba, que en este sector está representado por los materiales vulcano-sedimentarios de la Unidad Loma del Aire, concordantemente bajo el tramo carbonatado del Cámbrico inferior.

Cronoestratigráficamente, la escasez de datos no permite establecer de forma definitiva la edad de estos materiales. Todos ellos están afectados por varios episodios de deformación y fases metamórficas. En la bibliografía más reciente, aún no se ha establecido un marco tectónico global para el conjunto de los materiales aflorantes. En la realización de la Hoja se ha observado que el núcleo de Sierra Albarrana ha sido afectado por, al menos, una fase prehercínica. ABALOS y AGUILUZ (1990, a), en el Corredor Blastomilonítico definen una fase prehercínica de edad Proterozoico Superior. El resto de los materiales de la Hoja están afectados por varios episodios de deformación y metamorfismo de la Orogenia Hercínica.

Discordante sobre estos materiales, se depositan las Cuencas de Valdeinfierno y Benjarafe.

Igualmente hay una importante actividad magmática, con rocas ígneas, plutónicas y subvolcánicas, de composición variada desde básica a ácida. Todas están relacionadas en edad y origen, perteneciendo a lo que se ha denominado alineación magmática Villaviciosa-La Coronada; se han distinguido las rocas plutónicas básicas del complejo básico Los Ojuelos, el Macizo granítico de La Cardenchosa, haz de diques de diabasa del Alcornocal y diques graníticos.

Posteriormente sólo se encuentran depósitos cuaternarios de escaso espesor: depósitos coluviales y depósitos de fondo de valle, en general muy reducidos.

2.1. PROTEROZOICO

2.1.1 Corredor Blastomilonítico. Gnéisés blastomiloníticos, micaesquistos y anfibolitas (8)

Este grupo de materiales está poco representado, aflorando únicamente una pequeña banda de unos 4 km² al Norte de la Falla de Azuaga. La cartografía de detalle de esta falla ha puesto de manifiesto que su trazado es complejo, con la aparición de varias superficies tectónicas, que hacia el Este se ven interrumpidas por la intrusión de las diabasas del Alcornocal.

Los afloramientos de estos materiales en la Hoja son fundamentalmente cataclasis, en las que se han borrado, en su mayor parte, las estructuras preexistentes. Esta cataclasis está relacionada con las diferentes superficies tectónicas de la Falla de Azuaga, anteriormente citadas.

Dada la influencia de la deformación frágil de la Falla de Azuaga y de la densa red de diques de diabasas del Alcornocal, ha sido necesario, para el reconocimiento de estos materiales alejarse, hacia el NO, de los límites de la hoja.

El contacto de estos materiales con los metasedimentos del Grupo de Sierra Albarrana y con el granito de La Cardenchoza, está siempre marcado por planos de falla, ligados a la fracturación de la falla de Azuaga. Como se observa en la cartografía, en esta zona el trazado de la falla está ramificado y diferencia bloques tectónicos; lo que ha sido corroborado por una campaña de sondeos realizada en la investigación de la Reserva del Coto Carbonell (ENADIMSA, 1984).

En una banda de unos 500 m de anchura, los gnéises está milonitizados y se presentan silicificados, de aspecto masivo, color gris azulado, en los que esporádicamente se observa una fábrica planar, marcada por la orientación de cristales milimétricos de feldespato y estiramiento del cuarzo, microplegados, al menos por dos sistemas, con figuras de interferencia.

Al microscopio son milonitas, en las que se ha borrado su textura inicial, apareciendo una esquistosidad con cristales relictos sin blastesis. Se definen como milonitas o gnéises miloníticas de composición cuarzo feldespática. La milonitización provoca un fuerte retrometamorfismo que impide reconocer la paragénesis original.

Hay que añadir que también en las proximidades de la falla, debido a rejuegos tardíos, hay una fuerte cataclisis que brechifica las rocas con aparición en las brechas de: sericita, cuarzo y feldespato potásico; aparte de los fluidos posteriores hidrotermales mineralizados.

El resto de los afloramientos corresponden a una serie de gnéises, alternando en lechos esquistosos y cuarcíticos, con "ojos" milimétricos de feldespato; la esquistosidad viene marcada por los feldespatos y por láminas leucocráticas de cuarzo. Toda la estructura se debe a la esquistosidad, no observándose ningún rasgo sedimentario.

Estos paquetes de gnéises alternan con pasadas métricas de micaesquistos con placas de moscovita y algunos blastos de feldespato dispersos; ocasionalmente la proporción de micaesquistos puede igualar a los paquetes de gnéises.

El estudio microscópico de los gnéises muestra que se trata de rocas gnéisicas con cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), feldespato potásico (ortosa-microclina), mica blanca, biotita, anfíbol, granate y clorita. Y como componentes accesorios: esfena, circón, allanita y minerales pesados. Se definen como gnéises y cuarcitas gnéisicas. Todas presentan una esquistosidad milonítica y otra etapa posterior dinámica con textura cataclástica, que produce trituración del cuarzo y el feldespato. Esta etapa da lugar a una esquistosidad por bandas paralelas a la estructura, que es la que se suele observar en el campo.

Los paquetes de micaesquistos en campo son marrones (por alteración), milonitizados, con grandes placas de moscovita, pasadas de paquetes de gnéises cuarcíticos y gnéises con fenoblastos de cuarzo y feldespato, y niveles decimétricos de cuarcitas negras.

Petrográficamente están formados por mica blanca, cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato potásico, granate, circón, grafito, turmalina y opacos como accesorios. Presentan textura ganolepidoblástica milonitizada. Las cuarcitas negras están formadas casi exclusivamente de cuarzo y algo de grafito y biotita.

Otras rocas observadas son ortoanfibolitas y gnéises anfibólicos. Aparecen en el campo como "diques" de escasa potencia (10 m) y gran corrida. Están constituidas por plagioclasas (andesina-oligoclasa), anfíbol, en general horblenda verde-marrón y en cantidades menores, granate, feldespato potásico y piroxeno residual. Aparece también cuarzo en fisuras y en la rocas original esfena y/o pocos sulfuros. Se trata de rocas de composición gabroidea y origen ígneo, posteriormente metamorfozadas.

En resumen, todos los tipos de rocas descritos definen una serie gnéisica-esquistosa, de composición bastante homogénea, con la exclusión de los diques o sill básicos. Los datos disponibles indican que inicialmente era una serie vulcanodetrítica, con un fuerte componente lutítico y aportes terrígenos, cuarzo feldespáticos, piroclásticos ácidos, y diques de naturaleza básica.

La edad de estos materiales se cifra, al menos en el Neoproterozoico, como se deduce de las dataciones radiométricas realizadas en zonas próximas; concretamente, en protolitos de metabasitas de la Lámina Eclogítica con una datación de 617 ± 6 m.a. (SHÄFER *et al.*, en ABALOS *et al.* 1990) y en los gnéises feldespáticos del Complejo Leptino - anfibolítico de 595 ± 30 m.a. (BELLÓN *et al.* en ABALOS *et al.*, 1990).

Las observaciones de campo y los estudios petrográficos realizados, permiten aceptar como válido el esquema aportado por ABALOS *et al.*, (1990), para el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba.

Estos autores plantean que en el Corredor Blastomilonítico afloran dos grandes grupos de rocas: el Grupo de Córdoba-Fuente Obejuna (Unidad Alóctona) y el Grupo de Sierra Albarrana (Unidad Para-autóctona). La unidad Alóctona está constituida por un apilamiento de cinco láminas con características litológicas, petrográficas e historias y evoluciones tectonotérmicas propias, que de base a techo del apilamiento son:

- Gnéises Milonita de Higuera de Ilerena
- Lámina Blastomilonítica de Gnéises Migmatíticos
- Lámina Eclogítica
- Complejo Leptino-anfibolítico
- Serie Negra

De las cinco láminas que componen la Unidad alóctona, los gnéises y micaesquistos del Corredor Blastomilonítico, que afloran en el Norte de la Hoja, se podrían correlacionar con la Lámina Blastomilonítica de Gnéises Migmatíticos de ABALOS y EGUILUZ (1990. a y b).

2.1.2 Sucesión Albarrana. Gnéises biotíticos y migmatíticos (9); cuarcitas feldespáticas, metaarcosas y esquistos (10); Anfibolitas (11) y pegmatitas (12)

Se corresponde con el tramo de cuarcitas y arcosas de Sierra Albarrana de DELGADO QUESADA (1971), siendo definida formalmente por GARROTE (1976).

Aflora en el núcleo de la estructura de Sierra Albarrana dando lugar a sus relieves más sobresalientes.

Esta sucesión queda limitada al NO por una falla de dirección NNE-SSW a la altura de la Casa del Café, poniéndose en contacto con la formación Azuaga. Al SE, sin embargo, queda recubierta por la formación Cabril-Peña Grajera en el cierre de una estructura anticlinal.

La base de esta formación está constituida por unos gnéises ocelares (9), migmatíticos de características muy similares a los observados en el resto de la sucesión Cabril-Peñagrajera en el flanco NE, a pesar de existir cierta mecanización, parece ser gradual pasándose a una alternancia entre gnéises y metaarcosas. En el flanco SO parece probable la existencia de una falla que pone en contacto ambas formaciones, a juzgar por la existencia de texturas miloníticas próximas al contacto (ENRESA-CGS, 1985).

La litología dominante está formada por "cuarcitas" feldespáticas (10) blancas, rosadas en superficie, que aparecen en bancos decimétricos a métricos. Presentan frecuentes estructuras sedimentarias del tipo laminación cruzada de bajo ángulo, laminación paralela y ripples. Las laminaciones observadas se deben a la existencia de frecuentes nivelillos ricos en minerales melanocráticos, (turmalina preferentemente y opacos). Asimismo, sobre la superficie de los bancos se han localizado estructuras en forma de montículos milimétricos elipsoidales que podrían representar bioturbaciones del tipo skolithus deformados.

Las cuarcitas alternan con metaarcosas, más fácilmente alterables que aquéllas debido a su mayor contenido feldespático. Estos materiales originan zonas más deprimidas en las vertientes.

Por último, aparecen intercalaciones más esporádicas de gnéises ocelares y esquistos biotítico sillimaníticos en niveles decimétricos a métricos.

Desde el punto de vista sedimentológico, a pesar de las altas condiciones de metamorfismo que se alcanzan en estos materiales, se han podido distinguir dos tipos de secuencias.

El primer tipo es el observado en la serie del Río Bembézar, en el cual las secuencias más completas tienen espesores decimétricos (30 a 70 cm) y muestran un término inferior con base débilmente erosiva a plana, de cuarcitas masivas o a veces con laminación paralela, puesta de manifiesto por un listado de coloración alternante gris claro-gris oscuro.

Le siguen las cuarcitas de grano medio a fino y color gris claro con estructuras "hummocky" y "swales" que bien, como haces de láminas o como cuerpos centi a decimétricos, es el que alcanza mejor desarrollo en las secuencias.

El siguiente término, que esporádicamente se observa en las secuencias de mayor espesor, es nuevamente de cuarcitas masivas de color gris claro cuyo techo, en algún caso, muestra laminación de ripples.

Por último y de forma aún más esporádica, la secuencia muestra un término superior de meta-*pelitas* con laminación paralela y linsen de metaarenisca. Estos sedimentos pueden pasar lateralmente a para-anfibolitas (11).

Este tipo secuencial de estratificación cruzada Hummocky (H.C.S.) es asimilable al descrito por WALKER *et al.* (1983) y atribuido a sedimentos depositados en plataformas siliciclásticas dominadas por corrientes y olas generadas por tormentas, según la siguiente nomenclatura de término secuencial: Masivo y Gradadas (B), laminación paralela (P), laminación Hummocky (H), laminación cruzada (X), laminación paralela (F) y término pelítico (M).

En detalle, las secuencias aflorantes en el Río Bembezar muestran un predominio de tipos PHX amalgamados con secuencias PHM intercaladas. También de forma muy esporádica se intercalan en esta serie capas de espesor centi a decimétrico (8 a 15 cm) con base plana y granoclasificación como estructura apreciable.

Se tratarían de facies del tipo C1 o C2 de MUTTI-RICCI LUCCHI (1972, 1975). En este caso estas capas "turbidíticas" tienen su origen en las corrientes de retorno que inducen las tormentas.

El segundo tipo de secuencias se observa en otra serie realizada en la Sucesión Albarrana que ha sido denominada Mina de Barita.

En este caso la serie muestra dos tramos bien diferenciados. el tramo de la corta está constituido por un acúmulo de secuencias de este segundo tipo con facies de turbiditas. El predominio absoluto es para las fases de tipo D1 y D2 de MUTTI-RICCI LUCCHI con intercalaciones de facies de tempestitas del tipo PHX o HX en metaareniscas de grano fino a muy fino. El aspecto de este tramo de la Sucesión Albarrana es el de una ritmita con un monótono banqueado de espesor constante de 8 a 10 cm.

El tramo superior de la serie muestra características parecidas al descrito para el Río Bembézar, si bien se observa un progresivo aumento en la presencia de secuencias con espesores métricos y mayor desarrollo de los términos X y M secuenciales.

La escasez de los datos constatados con la Sucesión Albarrana sumado a la complejidad estructural, no permite establecer ciclos y modelos de facies precisos para esta formación.

Como primera tentativa y para las series y facies descritas, parece deducirse que en su conjunto los sedimentos de la Sucesión Albarrana son depósitos de plataforma siliciclástica dominada por tormentas y, dado el ciclo de facies más completo descrito (corta de la Mina de Barita) con predominio de las facies turbidíticas en el tramo inferior y facies del grupo H.C.S. en el superior, se trataría de un ciclo de facies grano y estrato creciente que definiría una situación regresiva para la Sucesión Albarrana dentro de la secuencia deposicional.

Petrográficamente las "cuarcitas" son en realidad gnéises leucocráticos de grano fino y bandeados. Mineralógicamente están formadas por cuarzo y feldespato, mayoritariamente plagioclasa albítica. Pueden tener asimismo un contenido micáceo variable, principalmente biotita y moscovita. La textura es granoblástica poligonal en las facies cuarzo-feldespáticas y granolepidoblásticas en las facies micáceas. El feldespato potásico es muy minoritario y suele observarse rellenando microfracturas.

Los gnesies ocelares presentan características similares a los de la Sucesión suprayacente. Se caracterizan por poseer ocelos estirados rellenos de moscovita poiquiloblástica y nematoblasto de sillimanita orientados según la esquistosidad principal (S_2).

Las pegmatitas (12) consideradas como segregaciones metamórficas asociadas a las rocas en las que encajan aparecen cortando la S_0 de las cuarcitas como cuerpos de longitud y espesor variable. Producen procesos de matasomatismo en el encajante cuarcítico, principalmente turmalinización a favor de diaclasas y una esquistosidad de fractura atribuible a la esquistosidad principal de las formaciones gnéicas. Estas masas se han explotado en el pasado para beneficiar el contenido en feldespato y el de óxidos de uranio (Minas Beta, Diéresis, Umbría, ...) en el entorno de El Cabril.

Al igual que las pegmatitas, aunque en menor proporción y con dimensiones no cartografiables a esta escala, aparecen cuerpos filonianos de anfibolita plagioclásica.

Estos materiales, formando filones subverticales asociados a fracturas, pueden observarse aguas abajo de la Presa de El Cabril.

La potencia del conjunto de la Sucesión Albarrana, debido a la deformación existente sólo puede evaluarse de forma aproximada, estimándose unos 400 m.

2.1.3 Sucesión Cabril-Peña Grajera. Gnéis cuarzofeldespáticos-biotíticos (13); paragneises ocelares (14) y migmatitas (15). facies cuarcítico-biotítico-sillimaníticas (16); metaarcosas y/o cuarcitas feldespáticas (17) y pegmatitas (18)

Los trabajos realizados hasta la fecha en el entorno de Sierra Albarrana distinguen dos formaciones (Fm. Cabril en el flanco N y Fm. Peñagrajera en el flanco S) p.e. GARROTE (1980) y ENRE-SA-CGS (1987), a pesar de sostener el modelo antiformal para el núcleo de la estructura ocupado por las cuarcitas. Para estos autores existían algunas diferencias significativas de índole petrológico y textural. De entre ellas se destacan:

- Abundancia de niveles anfibolíticos y gnéis anfibólicos en la formación Peña Grajera.
- Notables coloraciones rosadas en los gnéis cuarzo-feldespáticos de Peña Grajera, mientras que los gnéis de El Cabril son grises.
- Predominio de paragneises ocelares en la formación Cabril
- Mayor desarrollo de las grandes masas pegmatíticas en la formación Peña Grajera

Sin embargo en la realización de la presente cartografía se han observado algunas analogías en ambas formaciones. De entre ellas cabe destacar:

- Existencia de niveles potentes de metaarcosas intercalados en los gnéis, más abundantes a muro (transición de las cuarcitas a la formación gnéica).
- Desarrollo de paragneises ocelares en ambos flancos, aunque mejor representados en el flanco NE (Area de Los Morales-Poblado de El Cabril).
- Aparición de niveles de anfibolita plagioclásica en ambos flancos, aunque éstas adquieran mayor desarrollo a muro del flanco SO.

Por todo ello, se ha preferido unificar ambas formaciones señalándose las zonas de mayor predominio de los distintos tipos de materiales. A este conjunto se le ha denominado "Sucesión Cabril-Peña Grajera".

El tipo litológico más representativo dentro del conjunto formado por Gnéis cuarzofeldespáticos-biotíticos (13), paragneises ocelares (14) y migmatitas (15) lo forman los gnéis biotíticos con ocelos de moscovita (14) muy estirados sobre la esquistosidad principal. Este mineral forma poiquiloblastos tardíos respecto al metamorfismo principal subsituyendo blastos de feldespato potásico y/o sillimanita. Son frecuentes los segregados cuarzo-feldespáticos de origen anatético que presentan morfologías "layered, augen y folded".

En el campo se caracterizan por su color gris cuando frescos, el alto contenido en moscovita tanto en placas sobre la esquistosidad principal como rellenando ocelos y su abundante diseminación de sulfuros, principalmente pirita.

La mineralogía está formada por cuarzo, feldespato potásico, biotita, sillimanita, plagioclasa y moscovita. En algunos niveles son abundantes los granates xenomórficos. La moscovita es un mineral claramente retrógrado como ya se ha mencionado.

Al microscopio muestran textura típicamente granolepidoblástica. Los poiquiloblastos de moscovita tienen sus planos de exfoliación a 30° respecto a la esquistosidad, y frecuentemente extinción ondulante y ligera cataclasis.

Dentro de esta unidad son frecuentes cuerpos, a modo de "peces" tectónicos, de pegmatitas (18). Estas masas producen turmalinización en el encajante y son más frecuentes en el área de Peña Grajera y al E del Cortijo de la Cruz del Chaparral.

Se consideran como segregados cuarzo-feldespáticas en condiciones de metamorfismo de alto grado (GARROTE *et al.* 1980), concretamente la etapa M_2 de GONZÁLEZ DEL TANAGO (1990), y dado su diferente comportamiento geológico con respecto al encajante se producen cortos desplazamientos de estos cuerpos pegmatíticos.

Aparecen formando cuerpos de tamaño variable, en su mayoría no cartografiables, salvo las masas de Cerro de la Sal y Peña Grajera. Por lo general dominan los de tamaño métrico y es frecuente que aparezcan formando afloramientos arrosariados de una longitud apreciable, a veces kilométrica. las mayores masas presentan una morfología tabular o elongada subconcordante con la esquistosidad principal. Son claramente envueltas por la esquistosidad principal que se adapta a su morfología combándose o bien localmente pueden llegar a cortarla. Están retocadas por fases de deformación frágil que producen cataclasis y retrogradación fuerte del encajante inmediato.

Su mineralogía es esencialmente cuarzo-feldespática con turmalina y moscovita, presentando enclaves de rocas metamórficas (ORTEGA *et al.* 1982), minerales secundarios de uranio (autunita en el Cerro de la Sal) y berilo (Peña Grajera).

Presentan zonación en la mayoría de los casos y producen metasomatismo en las rocas encajantes.

En la zona de la sillimanita son frecuentes cuerpos pegmatoides de escaso espesor (decimétricos), formados por grandes porfidoblastos de andalucita de gran tamaño, en ocasiones de aristas de hasta 10 cm y concentraciones de sillimanita fibrolítica. En algunos puntos se han observado cristales de andalucita con sombras de presión de sillimanita (GONZÁLEZ DEL TANAGO *op. cit.*).

Las metaarcosas y/o cuarcitas feldespáticas (17) forman cuerpos de gran longitud, en ocasiones kilométricos y espesor raramente superior a 20 m. Se encuentran intercalados en la facies anterior.

En el campo se distinguen bien por su coloración más clara que la del encajante y porque generan relieves positivos.

La mineralogía está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. La mayor o menor abundancia de biotita marca un bandeo.

En el área de El Cabril se han diferenciado cartográficamente dos niveles de gran longitud y de espesor difícilmente evaluable debido al plegamiento que presentan. En este sector estos materiales tienen intercalaciones de paragneises ocelares y de anfibolitas plagioclásicas.

La facies de gnéises cuarcítico biotíticos-sillimaníticos, localmente anfibólicos (16) posee una gran variedad de tipo litológicos.

Los materiales más característicos se localizan en el flanco SO de la estructura. Son gnéises biotíticos con alto contenido en cuarzo, color gris oscuro frescos, rosados por alteración, migmatíticos y localmente anfibólicos. Forman relieve en cuesta y con buenos cortes para su estudio los situados al Norte del Cortijo de la Albarrana.

Están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita con texturas granoblásticas, poligonales y granolepidoblásticas.

Existen tipos litológicos más minoritarios representados por gnéises ocelares biotítico sillimaníticos, gnéises cordieríticos, gnéises glandulares y gnéises con clinopiroxeno, granate y epidota que debido a su escaso espesor, no se han podido representar cartográficamente.

Englobados en estos materiales aparecen niveles de espesor variable (métricos en general) y pequeña continuidad longitudinal formada por anfibolitas plagioclásicas. Forman estos niveles cuerpos concordantes con la esquistosidad principal muy abundantes en el sector de la Casa de la Malverda.

2.1.4 Sucesión Cerro De Los Pavillos. Gnéises biotíticos y micaesquistos alternantes (19)

Esta sucesión se define principalmente en base a los siguientes hechos:

- Desaparición de los ocelos de moscovita
- Desaparición de los segregados cuarzo-feldespáticos
- Aparición de moscovita paragenética con sillimanita

Litológicamente es una serie muy homogénea formada por una alternancia rítmica de gnéises biotítico-moscovíticos y cuarzoesquistos moscovítico-biotíticos con "nidos" conteniendo fibrolita y granates diminutos. Al microscopio muestran texturas granolepidoblásticas y lepidoblásticas, reconociéndose en microlitones la existencia de una S relicta.

Las pegmatitas en parte desaparecen o son sustituidas por masas de cuarzo en forma de "peces" envueltos en la esquistosidad principal. Estos segregados se hacen más importantes hacia el contacto con la sucesión Cabril-Peña Grajera.

2.1.5 Sucesión Albariza-Bembézar. Micaesquistos moscovíticos con andalucita y/o estaurrolita y/o granate (20); alternancia de cuarcitas feldespáticas y micaesquistos moscovíticos (21); metabasitas (22); pegmatitas con silicatos de aluminio (23) y ortognéises de mina maría (24)

Se trata de una sucesión eminentemente metapelítica con tramos de alternancia de cuarcita-metapelitas.

El tipo litológico dominante es un micaesquisto moscovítico-biotítico mas ó menos rico en cuarzo con niveles ricos en porfidoblastos de andalucita, estaurrolita y granate (20). Se ha observado un cierto control litológico en la aparición de andalucita en el flanco NE.

Una subfacies característica que aparece en ambos flancos en la misma posición, está formada por micaesquistos moscovíticos ocelares con "augens" de biotita, incluidos en ocasiones en los blastos de andalucita. Esta subfacies siempre ha mostrado una fuerte alteración.

Un afloramiento con características especiales dentro de esta sucesión es su prolongación hacia el SE, entre las fallas del Bembézar y de La Loma de la Patuda-Casa de La Adelfilla. Este afloramiento consiste en una potente sucesión de esquistos y filitas de color gris acerado, lustrosos, de componente sericítica, con facies metamórficas de biotita y granate. Esporádicamente se observan paquetes y lentejones cuarcíticos, y más raramente paquetes decimétricos de cuarcitas negras.

La diferencia con los materiales de la Formación Azuaga, cuando presentan el mismo grado de metamorfismo, es fundamentalmente estructural, ya que es frecuente encontrar transposiciones de So en paquetes cuarcíticos y más raramente charnelas desenraizadas de pliegues con esquistosidad interna, envueltos por la esquistosidad cominante (primera hercínica). Este hecho se corrobora en los estudios de lámina delgada.

Intercalados en esta sucesión aparecen unas alternancias de cuarcitas feldespáticas y micaesquistos moscovíticos (21) en paquetes decimétricos, raramente métricos.

Estas unidades tienen característicamente fuerte plegamiento y suelen ser de una considerable longitud. Los contactos suelen ser muy netos, frecuentemente mecanizados debido al contraste de competencias. En la zona del Arroyo de la Montesina, uno de estos niveles presenta fuerte deformación que conduce a la transposición de las capas de cuarcita con la formación de "peces" tectónicos englobados en la esquistosidad principal.

Estos micaesquistos, por un proceso de diferenciación metamórfica habrían dado lugar a las pegmatitas con silicatos de aluminio (23), las cuales son de pequeñas proporciones y están formadas por cuarzo, andalucita, que es el mineral mayoritario y aparece en cristales tabulares pluricentimétricos de color morado, observándose hacia el S que pasan a distena, moscovita en placas de 1 cm y más raramente placas menores de biotita.

Dentro de la sucesión de micaesquistos aparecen una serie de cuerpos ígneos prehercínicos que a continuación se describen:

Metabasitas (22)

Son cuerpos filonianoos discontinuos de afinidad diabásica. Estas rocas parecen intruir a favor de fracturas y pueden aparecer isótropas o parcialmente deformadas a partir de los bordes. En este caso pueden sufrir retrogradación.

En afloramiento se muestran en grandes bloques redondeados, frescos o como filones, siempre subconcordantes con la esquistosidad principal, dando disyunción bolar típica.

La mineralogía está formada por plagioclasa y piroxeno como minerales principales y como accesorios muestran abundantes opacos. En muestras alteradas, el piroxeno se reconoce difícilmente. Se han localizado diabasas muy ricas en olivino.

En un punto de la C^a de El Cabril aparecen enclaves rosados de aspecto granítico redondeados, que al microscopio muestran textura orbicular.

Ortognéises de Mina María (24)

Se trata de una intercalación ígnea en los micaesquistos de Albariza-Bembézar. Su cartografía y aspecto de campo indican que la intrusión tuvo lugar antes del primer episodio hercínico. Son rocas leucocráticas blancas o cremas, con una esquistosidad penetrativa que le confiere un aspecto gnésico. Los afloramientos más importantes se presentan alargados, según la esquistosidad, y plegados, con estructuras de budines, charnelas y fenómenos de transposición. Sus contactos no son netos, sino que por los fenómenos de transposición aparecen como lentejones dentro de los esquistos que progresivamente van disminuyendo en importancia. Hay indicios de que han producido metamorfismo en la roca original ya que en el contacto aparecen granates de grandes dimensiones, tectonizados, y placas de mica.

Así mismo hay diques de pegmatita, al parecer ligados a este ortogneis.

En muestras esquistosas se observa en la esquistosidad, la presencia de estaurolita y granate, como corresponde a los micaesquistos que la rodean.

Hay muestras que por su composición no permiten el desarrollo de minerales índice de metamorfismo, aparecen entonces como un ortogneis derivado de un leucogranito de grano fino, con textura porfidogranoblástica foliada con cuarzo, microclina, plagioclasa y moscovita que se adapta a la esquistosidad; como accesorios contiene biotita, apatito y circón. Los fenoblastos son de microclina perfitica y cuarzo, la matriz está formada por cuarzo, plagioclasa y microclina, cristalizadas con tendencia a la poligonización.

Se trata, pues, de un intrusión ígnea ácida, probablemente con estructura de sill, es decir, subvolcánica y que ha sufrido la misma historia geológica que la sucesión en la que encaja.

2.1.6 Formación Azuaga. Metapelitas laminadas y metacuarcitas (25); con metabasitas (26); con niveles de conglomerados (27); intercalaciones cuarcíticas (28) y diques de cuarzo (29)

La formación Azuaga definida por DELGADO-QUESADA (1971) en las proximidades de la localidad de Azuaga, es una potente serie detrítica en la que se citan tramos de carácter vulcano-sedimentario de naturaleza intermedia y básica.

Regionalmente está situada entre las fallas de Azuaga, al Norte, y Malcocinado, al Sur; con algunos afloramientos de mucha menor entidad dentro del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba.

Esta formación, junto con las series del núcleo de Sierra Albarrana, constituyen el denominado Dominio de Sierra Albarrana, y recientemente, Grupo de Sierra Albarrana. Es únicamente en esta hoja donde afloran todas las series del grupo.

La Formación Azuaga rodea a las series del núcleo y sus contactos son normalmente por fractura, si bien, los datos obtenidos en la elaboración de la Hoja indican que la Formación Azuaga es discordante sobre las series del núcleo de Sierra Albarrana.

La posición estratigráfica relativa de esta formación respecto a las series con las que está en contacto, sigue siendo objeto de discusión a nivel regional.

En la elaboración de la Hoja se ha establecido que el muro es discordante sobre las series del núcleo de Sierra Albarrana, y se desconocen las relaciones, a techo y lateralmente, de esta formación con las otras definidas en Ossa-Morena, ya que en la Hoja el contacto, tanto al Norte, como al Sur, son dos fallas de envergadura regional, fallas de Azuaga y Malcocinado respectivamente.

En esta hoja, la Formación Azuaga se dispone en dos grandes afloramientos separados por los materiales del núcleo de Sierra Albarrana. El afloramiento oriental se extiende desde la fractura de La Patuda-Casa de la Adelfilla hacia el este hasta el límite de la HOJA; por el Norte queda interrumpida discordantemente por los materiales de la Cuenca de Benajaz, en este sector intruyen el Macizo de La Cardenosa y las diabasas del Alcornocal. El metamorfismo regional es de grado bajo, se encuentra muy replegada, lo que no ha permitido establecer una serie estratigráfica; si bien, se han reconocido tres de los cinco miembros definidos en ella.

El afloramiento occidental se extiende desde la fractura del Bembézar al Norte, hasta la falla de Malcocinado, al Sur; en su extremo septentrional se deposita discordantemente la Cuenca de Valdeinfierno. El metamorfismo regional varía de grado bajo a medio, en dirección al núcleo de Sierra Albarrana, esto da lugar a que de visu las litologías se muestran diferentes a las típicas de esta formación, con la aparición de filitas, micaesquistos con granate, estaurólita y niveles más cuarcíticos.

Al Norte y Este de la Cuenca de Valdeinfierno, los materiales de esta formación están limitados por fracturas, con metamorfismo regional de grado bajo, en cuyo tramo inferior aflora el conglomerado considerado como la base de la Formación Azuaga.

Trabajos de detalle realizados para la división de minería del IGME (Proyecto Sotillo-Onza), posteriormente asumidos por las Hojas MAGNA del área, diferencian informalmente cinco miembros dentro de la Formación Azuaga, que de muro a techo son:

- A) Miembro de filitas y pizarras
- B) Miembro de pizarras y areniscas
- C) Miembro volcánico y vulcanosedimentario
- D) Miembro cuarcítico
- E) Miembro de cuarcitas tableadas y pizarras.

En el ámbito de la Hoja de La Cardenchoza, tanto en el sector occidental como oriental, se ha podido constatar la presencia de al menos tres de los cinco miembros citados.

En la base de la serie se observa un nivel conglomerático (27), que aflora en el Norte del sector occidental, al Oeste del Cerro Reopiedra. Este nivel aflora en el bloque occidental de una fractura que superpone la Formación Azuaga sobre la Sucesión Alabariza-Bembezar. La fractura desarrolla niveles métricos de brecha y enmascara el contacto entre las citadas formaciones. El conglomerado consiste en uno o varios paquetes métricos dispuestos a lo largo de la falla, formado por cantos heterométricos y polimícticos soportados por la matriz. Los cantos son subredondeados y subesféricos, de tamaño variable entre arena gruesa y cantos pluricentimétricos y con patina ferruginosa. Los cantos son de cuarcitas, esquistos de la Sucesión Alabariza-Bembezar, cuarzo y clastos cuarzofeldespáticos. La matriz, macroscópicamente, es de tamaño lutita-arena, esquistosa, de color oscuro.

Microscópicamente se corroboran las descripciones de campo, observándose cantos con orla ferruginosa, y con una esquistosidad previa a la esquistosidad de la matriz, esta tiene las características de deformación y blastesis propias de la Formación Azuaga en este sector.

Por las características litológicas y estructurales del conglomerado, se ha supuesto que éste marca la discordancia angular y erosiva de la Formación Azuaga sobre la Sucesión Alabariza-Bembezar, si bien, este tramo conglomerático no está completo, al estar laminado por la Falla del Bembezar, la cual se ha desarrollado en estos niveles dado su contraste de competencia interna. Sobre el nivel conglomerático se dispone concordantemente una secuencia de metapelitas, metareniscas y metalimolitas.

El Miembro A está constituido por una serie monótona de metapelitas de color gris oscuro a negro con estratificación difusa a masiva, en las cuales se observan de forma esporádica linsen de metaarenisca o metalimolita arenosa de grano fino a muy fino y color gris. Estas lenticulas, normalmente individualizadas, pueden llegar a unirse formando láminas de arena más continuas, conservando a veces la morfología de ripples.

Las láminas de arena fina con cierta continuidad son progresivamente más abundantes hacia el tránsito al Miembro B.

En el Miembro B la facies característica muestra dos tipos algo diferentes. En los tramos transicionales con el Miembro A la facies característica es una alternancia milimétrica de capas continuas de metaarenitas muy finas y metapelitas gris oscuro. Las capas de arenisca de mayor espesor, de 3 a 5 mm, muestran laminación paralela y en algún caso de ripples conservados.

Otra facies característica de este miembro viene definida por secuencias centimétricas, en las que puede observarse un término inferior en arenisca fina a muy fina que tienen según los casos laminación de ripples, a veces con ripples apilados, otras veces son capas gradadas con retoques de ripples. Son facies de tipo D2 o D3 y que hacia techo del miembro pasan a capas con estratificación cruzada hummocky del tipo P.H.X. y espesor de 1 a 3 cm.

En este Miembro y en ambas facies se ha encontrado icnofauna, en general huellas de escape, sin valor cronológico.

El siguiente término secuencial son metapelitas de color gris oscuro a gris verdoso con lentículas aisladas o unidas formando trenes de ripples. Es normal la presencia de ripples enterrados y láminas eslumpizadas. La relación pelita/arena en este Miembro varía de 3/1 hacia la base y 2/1 a techo.

Por último, y aunque en algún corte esporádico se ha constatado la presencia de metapelitas de color verde violáceo de posible origen vulcano sedimentario, no hay constancia de que en el marco de la Hoja esté representado el Miembro C (Miembro volcánico y vulcanosedimentario).

El Miembro D está constituido por facies de estratificación cruzada hummocky (H.C.S.) de grano medio (WALKER, 1983), de los tipos H.F.M. prioritario en los tramos inferiores a P.H.X. y P.H.X.M. en los superiores.

Como resumen para la Formación Azuaga puede establecerse, desde el punto de vista sedimentológico, que los Miembros A y B son facies pelíticas y mixtas (pelitas y areniscas), con afinidad turbidítica; en tanto que el Miembro D son arenas del grupo de facies de estratificación cruzada "hummocky" (H.C.S.). Son pues sedimentos depositados en una plataforma siliciclástica dominada por tormentas en la que el Miembro A representa los depósitos de plataforma externa distal y el Miembro D la facies de "nearshore" y "shoreface". La icnofauna encontrada corrobora estas observaciones, al corresponder a la zona nerítica, parte media-externa.

En su conjunto, dichos miembros muestran un ciclo de facies estrato y granocrecientes, que definiría una situación de carácter regresivo para esta formación dentro de su secuencia deposicional. Estas características sedimentológicas son fácilmente reconocibles en el campo, en el sector oriental, mientras que en el occidental, son menos evidentes conforme aumenta el grado de metamorfismo.

Dentro de esta formación y en flanco S del Anticlinorio de Sierra Albarrana se localizan cuerpos de metabasitas (26) de orden métrico, discontinuos pero con gran desarrollo longitudinal, que en el núcleo conservan la estructura diabásica original y hacia los bordes pierden su fábrica y pasan a ser una roca esquistosa. Se trataría de diques subvolcánicos de composición básica, que han sido afectados por la deformación y metamorfismo regional.

La potencia de la Formación Azuaga no se puede precisar dado que en esta hoja no aflora el techo y que además se encuentra fuertemente replegada. Se puede admitir superior a los 2000 m.

Asimismo su edad no se puede definir dada la falta de registros fósiles. Regionalmente se le ha dado una edad Proterozoico Superior, probablemente Rifeense, ya que hay una muestra, de posición algo dudosa, datada así por el contenido en Acrítarcos (TIMOFEIV en CHACON, 1979). En la Hoja MAGNA de GUADALCANAL se citan bioturbaciones de tipo planolites, que permiten descartar para esta formación una edad superior a los 700 millones de años.

En la elaboración de la Hoja se ha encontrado un yacimiento de icnofauna, que no aporta mayores precisiones cronoestratigráficas a las ya establecidas anteriormente.

2.2 PRECÁMBRICO- CÁMBRICO INFERIOR

2.2.1 Unidad Loma del Aire. Metacineritas sericíticas: metatobas y metavulcanitas andesíticas-riolíticas (30); metaandesitas (31); niveles carbonatados (32) y conglomerados.

Los materiales pertenecientes a esta Unidad afloran en el extremo SO de la Hoja y ocupan una extensión de unos 8 km². Están separados de los materiales del Grupo de Sierra Albarrana por la falla de Malcocinado.

Se trata de una sucesión vulcanosedimentaria constituida en su mayor parte por metatobas y metacineritas (30), en el que se intercalan escasos niveles, de orden métrico en potencia y longitud, de metavulcanitas ácidas. En las proximidades a la Falla de Malcocinado afloran niveles de conglomerados y niveles carbonatados (32); la posición de los niveles de conglomerados está claramente en la serie, lo que constituiría el tramo inferior de ella en esta hoja; mientras que los niveles carbonatados, situados junto a la falla, puedan deberse tanto a láminas tectónicas como a posición estratigráfica.

En su conjunto representa una secuencia monoclinial replegada, con techo en dirección Sur. La deformación de esta secuencia es equivalente a la de la Formación Azuaga, con una esquistosidad de plano axial de tipo "cleavage" y una linearidad y plegamiento de crenulación; presentando un metamorfismo regional de grado bajo.

El tipo litológico más abundante son filitas sericíticas, lustrosas con intercalaciones cuarcíticas, de colores grises y verdes y en ocasiones de colores violáceos rojizos. Intercaladas en estas filitas aparecen venas métricas de cuarzo abudínadas. Los términos más gruesos son metaarcosas de tamaño de grano variable, alcanzando tamaño arena gruesa con cantos redondeados de cuarzo, feldespato e incluso micas, groseramente orientados, y con contactos a techo y muro difusos. No se suelen observar estructuras sedimentarias y en todos los casos la esquistosidad regional es muy marcada. En determinados niveles se observa claramente el alto contenido en cloritoide por su coloración verdosa.

Petrográficamente, en lámina delgada, se trata de filitas arenoso-feldespáticas, de textura blastomítica esquistosa. Están compuestas por clastos de cuarzo y plagioclasas, rodeadas por una

matriz de carácter filitosa constituida por moscovita, clorita y cuarzo. Como accesorios contiene materia carbonosa, esfena, turmalina, rutilo y minerales de hierro. Con frecuencia, son de origen volcánico epiclástico, con clastos reabajados.

Algunos niveles corresponden a metagrauvas con numerosos fragmentos líticos subangulosos de cuarcitas, pizarras y andesitas.

Los niveles con alto contenido en cloritoide pueden llegar a ser cloritoiditas, en las que el cloritoide aparece en prismas maclados, de 250 a 450 μ de tamaño.

Los niveles volcánicos de afinidad andesítica (31) se presentan concordantes con contactos muy netos, tienen color amarillento-verdoso, destacan los cristales de plagioclasa de varios milímetros. La esquistosidad hacia el centro del cuerpo se hace muy difusa.

Al microscopio se clasifican como metaandesita tobácea, constituida por frecuentes fenocristales subidiomorfos de plagioclasa albitizada, alguno de ellos de aspecto clástico, astilloso, ligeramente sericitizados. En la matriz aparecen microlitos de plagioclasa, microcuarzo y moscovita-clorita marcando la esquistosidad. La presencia de cuarzo se debe a fenómenos tardíos.

Los conglomerados de composición grauváquica, afloran en una banda de orden decamétrico con pasadas métricas de distinta granulometría en las cercanías del Cortijo Casas de la Baja; son heterométricos, matriz-soportados con aportes esencialmente volcánicos andesíticos. Hay también clastos con poca esfericidad y, orientados, con su eje mayor subparalelo a los planos de esquistosidad, siendo predominantemente pizarrosos.

La matriz, que es más abundante que los cantos, es de igual composición.

Los niveles carbonatados (32) que afloran cerca del Arroyo de Las Palmas, son pequeños lentejones de calizas marmóreas de color claro y lutitas carbonatadas rojizas. Su posición en la serie es dudosa.

Presentan esquistosidad milonítica y contienen clastos de tamaño arena de cuarzo y albita, así como fantasmas de placas de equinodermos. Como accesorios contienen moscovita, clorita, materia carbonosa y pirita.

Los datos de la Hoja no permiten precisar la potencia ni la edad de la Unidad Loma del Aire. Regionalmente se le atribuye una edad Vendiciense- Cámbrico inferior y una potencia superior a los 1000 m.

2.3 CARBONÍFERO

Los materiales que forman esta cuenca afloran en el cuadrante nordeste de la Hoja, cerca del río Benjarafe.

El conjunto de los materiales detríticos y volcánicos (Complejo Erillas) que forman esta cuenca, se relacionan con el Eje Magmático Villaviciosa-La Coronada (DELGADO QUESADA *et al.* 1977; GABALDÓN *et al.* 1983; GARROTE *et al.* 1983).

Los sedimentos carboníferos más relevantes se extienden al pie de la Sierra de la Marianta. Existen otros afloramientos de menor entidad situados más al norte entre el Complejo de Erillas y la Formación Azuaga en las proximidades del Arroyo del Manzano.

Está atravesado por una red de fracturas de orientación dominante N35-40E o bien N70-N90E. Son subverticales, muestran poca brechificación por lo general, y suelen estar mineralizadas con baritina-cuarzo. A partir de ellos se produce una intensa alteración, principalmente sericitización, sobre el encajante.

2.3.1 Cuenca carbonífera de Benjarafe. Pizarras; areniscas y capas de carbón (34) y conglomerados (33)

Esta Unidad detrítica está constituida, principalmente por conglomerados, lutitas, areniscas y niveles de carbón de espesor decimétrico.

Los conglomerados (33) se caracterizan por estar formados por cantos redondeados de cuarcitas y pizarras de tamaño variable, no alcanzando nunca, dimensiones mayores a medio decímetro. Están inmersos en una matriz arenoso-lutítica y sin orientación visible. Estos bancos presentan una base erosiva y se intercalan a techo y muro principalmente de los tramos lutítico-areniscos.

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

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

La flora encontrada por J. BROUTIN y R. COQUEL (en "Carbonífero y Pérmico de España", 1983. IGME) dentro de esta unidad, ha permitido asignarle una edad Tournaisiense-Viseense.

2.3.1.1. Complejo volcánico de Erillas

Se trata de un conjunto de rocas volcánicas de composición heterogénea y de edad Carbonífero inferior (Tournaisiense-Viseense) (PASCUAL & PÉREZ LORENTE, 1975). Su composición varía de ácida a intermedia en facies lávicas y piroclásticas, que en la zona de estudio se localizan a techo de las secuencias carboníferas de la Cuenca de Benjarafe y relacionadas con sedimentación en ambiente marino somero tipo lagoon (GABALDÓN *et al.* 1983). Intercalados en los materiales volcánicos aparecen frecuentemente intercalaciones de materiales detríticos que debido a su poca extensión no han podido representarse cartográficamente.

Se han diferenciado los siguientes grupos litológicos:

-Andesitas y traquiandesitas porfídicas (35)

Esta es conjuntamente con las riolitas (37) y dacitas (38), una de las tres facies lávicas de este Complejo volcánico.

Afloran al Sur de la zona, a partir de la Casa de las Erillas. Se muestran generalmente muy alteradas destacando los procesos de sericitización y/o saussuritización de las plagioclasas y cloritización de máficos. Sin embargo, el proceso más importante parece ser una silicificación tardía que produce la preseencia de abundante cuarzo secundario (relleno de vacuolas). En una de las muestras se ha observado un proceso de potasificación en la que los fenocristales de plagioclasa aparecen envueltos por una corona de feldespato potásico.

Muestran textura porfídico-glomeroporfídica y matriz frecuentemente microlítica, aunque también se han observado texturas vacuolares y pilotáxicas.

En cuanto a su composición, básicamente, caen en el campo de las andesitas piroxénicas, aunque se han encontrado muestras significativamente enriquecidas en feldespato alcalino que podrían clasificarse como latitas.

- Tobas ácidas y aglomerados volcánicos (36)

En este conjunto de rocas piroclásticas se intercalan abundantes rocas epiclásticas (tobas retrabajadas). Estas últimas se caracterizan por poseer en muestra de mano una textura flameada o brechoide y coloraciones verdes para la matriz (fuerte sericitización) y rosa para los clastos.

Al microscopio se observan texturas que indican un componente mixto (híbrido) con aportes volcánicos (cineritas y/o tobas) y sedimentarios (arcosas, areniscas inmaduras). En una de las muestras aparecen cantos negros angulosos de naturaleza basáltica mezclados con cantos de arcosas.

En general, pueden clasificarse como tobas retrabajadas y, localmente autobrechas de composición ácida (riolítica o riódacítica).

Los depósitos piroclásticos se clasifican como tobas soldadas de composición riolítica a dacítica. Se caracterizan, a diferencia de las anteriores, por poseer fragmentos con bordes festoneados dominantes sobre los angulosos. La característica más sobresaliente de estos materiales es la profunda silicificación tardía que al parecer corta las estructuras deposicionales. En una banda al Sur de la Loma de La Paridas se han reconocido tobas leucocráticas de grano fino con abundantes moldes de pirita. Son frecuentes asimismo estructuras de flujo con morfología similar a las laminaciones cruzadas.

- Riolitas y tobas riolíticas (37)

Ocupan los relieves más importantes de la zona (vértice de Erillas) y en muestra de mano, son rocas verdosas de aspecto afanítico y bastante compactas.

Mineralógicamente están formadas por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita. El circonio, apatito y opacos aparecen como accesorios.

La textura es porfídica con matriz microlítica o recrystalizada.

Algunas muestras tienen fragmentos dacíticos vacuolares o de rocas subvolcánicas y plutónicas, a veces básicas.

Las alteraciones más importantes son la silicificación tardía, caolinización del feldespato alcalino, sericitización y albitización de plagioclasas y, por último, cloritización de biotitas.

- Pórfidos dacíticos y riolíticos (38)

En muestra de mano las dacitas son rocas porfídicas con fenocristales rosados o blancos de plagioclasa y prismas de piroxeno. Estos fenocristales se hallan inmersos en una matriz afanítica, microcristalina de color marrón o crema.

Las riolitas son rocas rosadas porfídicas con cuarzo y feldespato potásico.

Microcópicamente la matriz suele ser microlítica, aunque en algunas muestras puede presentar textura vítrea con posterior recristalización. Abundan los fenocristales de plagioclasa y en menor proporción los de cuarzo. El rasgo más característico es la intensa alteración que poseen, destacando los procesos de silicificación tardíos que pueden inducir a errores a la hora de la clasificación de estas rocas. Los componentes máficos (piroxeno y biotita) se encuentran casi totalmente pseudomorfizados a clorita y opacos, reconociéndose aquéllos por su hábito.

Estos materiales aparecen bien representados en las lomas de Piedra Pescuezo, donde muestran frecuentes bandeados que se interpretan como estructuras de flujo.

La forma cartográfica que dibujan en dirección N-S, contrasta claramente con las direcciones del resto del área, lo que parece indicar que se sitúan por encima del conjunto andesítico (35).

2.3.1.2. Consideraciones petrológico-geoquímicas

De las 20 muestras tomadas en este complejos se incluye, en la Tabla I, el listado de resultados analíticos.

El carácter geoquímico de estas rocas es ligeramente más ácido que el considerado por la petrología, adscribiéndose la casi totalidad de las muestra a series riolíticas y en todo caso dacíticas. Se trata de series aluminicas, con relaciones $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ bajas y ricas en elementos evolucionados. Las relaciones albita/anortita son propias de tendencia alcalina existiendo evidencias de fenómenos importantes de potasificación.

	1				2				3				4							
Muestra	9078	9080	9083	9085	9079	9081	9082	9084	9054	9033	9056	9089	9091	9082	9088	9090	9094	9095	9096	9097
CoordX	302725	304000	302750	300600	304500	304500	304325	304250	304900	303474	305700	306250	305225	305200	305950	302625	302125	303000	304125	
CoordY	4222200	4222600	4220475	4222200	4222000	4221750	4221125	4220350	4222500	4224250	4227100	4221500	4223000	4222875	4227600	4222800	4223875	4224500	4224750	4225200
%																				
SiO ₂	6620	5598	7440	7400	6870	6265	7430	7026	6990	6575	6740	7170	7550	7600	7330	6630	7220	7310	7130	6800
Al ₂ O ₃	1492	1505	1261	1266	1433	1524	1234	1440	1401	1566	013	1288	1185	1252	1258	1454	1384	1300	1500	1500
FeO _t	325	792	249	250	378	594	237	360	389	445	534	346	174	128	173	491	304	211	300	400
MgO	072	369	068	063	149	300	045	100	128	184	150	072	045	040	047	184	057	050	067	130
CaO	036	267	016	018	086	118	010	022	020	030	020	012	008	010	006	029	028	019	021	022
Na ₂ O	375	419	255	232	381	419	234	358	194	341	357	221	160	202	021	256	238	300	340	340
K ₂ O	556	406	463	543	506	433	641	510	665	569	512	688	667	642	910	697	662	605	500	600
NMO	004	010	001	003	004	008	002	003	008	006	007	003	003	001	005	004	004	003	004	005
TiO ₂	012	096	003	007	016	016	002	012	015	010	013	005	006	006	005	008	005	005	025	019
P ₂ O ₅	015	055	002	003	013	020	002	009	014	016	015	005	002	001	003	016	004	003	007	012
H ₂ O	213	416	210	100	160	300	120	120	160	190	190	090	030	006	090	150	080	070	170	140
TOTAL	9920	9935	9968	9885	9956	9997	9958	9960	9965	9932	8551	9900	9890	9888	9848	9919	9986	9916	9674	9968
SDmm	1721	3466	3466	5	1618	2468	1096	1125	102	2782	1058	1106	5	17	5	1352	2132	1783	19	20
Be	202	536	536	225	148	325	188	144	162	271	161	282	156	195	05	193	183	149	114	2
Ba	240	165	165	248	217	140	288	167	209	209	175	210	295	318	312	220	256	232	58	226
Sr	7074	1765	1765	3081	8292	7402	3541	6617	3415	57	2957	4267	5058	666	2307	4231	5227	245	74	42
Y	3581	297	297	521	3556	2936	3668	3063	3254	3457	316	4636	5394	4917	2991	297	2841	36	21	35
Zr	520	290	290	370	504	307	340	592	352	580	476	950	333	340	359	573	350	326	857	500
Ba	035	012	012	1217	9852	8103	4093	9543	8985	011	9236	7191	8313	1058	015	9633	8972	909	1377	1200
As	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	2114	5	5	1644	5	5	1441	5	20	5
Nb	5	1595	5	5	5	5	5	5	5	1183	5	5	1148	2031	5	5	1084	5	15	11
Ta	5	5	5	5	5	5	5	5	5	54	5	5	5	5	5	5	5	5	5	10
Ce	36	52	197	176	78	68	128	78	73	104	93	108	170	190	90	84	165	150	100	117
La	34	25	102	100	40	33	76	35	40	80	50	53	80	100	52	50	98	92	80	60

TABLA I: Complejo volcánico de Erillas. 1: Andesitas y Traquiandesitas; 2: tobas, aglomerados y epiclásticas; 3: riolitas y tobas riolíticas; 4: Pórfidos dacíticos y riolíticos)

Resulta evidente la homogeneidad geoquímica entre las series evolutivas correspondientes a estas rocas y el plutonismo ácido que da lugar a los granitos y leucogranitos de La Cardenchoza.

2.3.2. Cuenca carbonífera de Valdeinfierno. Conglomerados masivos de cantos angulosos (39); lutitas arenosas con capas de carbón (40)

Se trata de una cuenca de 20 km² cuya mitad oriental se localiza en el límite Noroeste de la Hoja y al Oeste del Bembézar. La carretera de Fuente Obejuna a Alanís la atraviesa de N a S, proporcionando el mejor corte de toda la secuencia.

Los sedimentos carboníferos se disponen mediante discordancia angular y erosiva sobre los meta-sedimentos de la Formación Azuaga. Forma un sinclinal muy laxo ligado a una deformación sin-sedimentaria y a un basculamiento posterior que acentúa dicha estructura y provoca la aparición de fallas tardías de poco salto. Los bordes están fallados, especialmente el meridional.

En su mayor parte se trata de una acumulación grosera de conglomerados (39), compuestos principalmente por cantos de la Formación Azuaga en los que se observan todas las estructuras y metamorfismos presentes en dicha formación.

Estos conglomerados se caracterizan por su aspecto caótico, con cantos angulosos de tamaños entre pocos centímetros y varios metros cúbicos. Frecuentemente están inmersos en una matriz arenoso-lutítica poco abundante y de la misma naturaleza.

La edad está bien establecida por flora y fauna (WAGNER, 1978; GARROTE y BROUTIN, 1979; y Hoja MAGNA de Guadalcanal, 1985), y corresponde a Tournaisiense Superior (Carbonífero Inferior).

2.4. CUATERNARIO

Los materiales de esta edad presentan muy escasa entidad en el contexto de la hoja. Tan sólo se han cartografiado pequeños afloramientos de aluviones y derrubio.

2.4.1. Aluvial (42)

Aparecen principalmente en el cauce del Río Bembézar. consiste en gravas y arenas sueltas con intercalaciones arcillosas.

2.4.2. Coluvial (41)

Aparece ligado a las más altas elevaciones y litologías más competentes, acumulándose al pie de las sierras, donde los bloques cubren, en parte, los afloramientos, especialmente en la Cuenca de Benajarafe.

3. TECTÓNICA

3.1. DEFORMACIONES PREHERCÍNICA Y HERCÍNICA

La estructura actual de los materiales que afloran en la Hoja es el resultado de varias fases de plegamiento con esquistosidad regional asociada, más las de fracturación sobre materiales rígidos.

A grandes rasgos la Hoja presenta tres dominios estructurales bien diferenciados. Uno situado al NNO de la localidad de La Cardenchosa; otro que ocupa la práctica totalidad de la Hoja, y por último, el que corresponde a las cuencas carboníferas.

El primero se caracteriza por una deformación dúctil-frágil, y en él están implicados principalmente las rocas del Corredor Blastomilonítico, de la formación Azuaga y del Macizo de La Cardenchosa.

Se puede definir como una serie de bloques separados por superficies de fractura, alargados en dirección N 110°E. Esta estructuración se debe a la Falla de Azuaga, falla de desarrollo regional, de historia compleja, y para la que se admite un sentido de movimiento cuya componente principal es levógira, lo que se manifiesta tanto por estructuras menores como por la cartografía del área implicada del Macizo de La Cardenchosa.

El segundo dominio (sector centro-occidental) presenta una estructura que es el resultado de varios episodios de deformación superpuestos asociados con un metamorfismo polifásico de baja presión; aunque el número de fases metamórficas y la posible existencia de más de un ciclo orogénico, es un tema de discusión.

La estructura mayor que se observa corresponde a un anticlinorio de dirección N 130°E, en cuyo núcleo, situado en la Sierra Albarrana, afloran los materiales con mayor grado metamórfico y más estructurados de la sucesión Albarrana.

En ambos flancos y en su terminación noroccidental se sitúa la Formación Azuaga. El contacto entre ésta y los materiales del núcleo es por fracturas de dirección N130°-160°E, con vergencia NE, desarrolladas con una dinámica frágil. Estas fracturas están probablemente ligadas a un régimen transpresivo tardihercínico, causado por la gran banda de desgarre levógiro, representada en el Corredor Blastomilonítico.

El flanco suroccidental es un conjunto replegado, básicamente monoclinial en el que dentro de la Formación Azuaga se aprecian las isogradas de la fase metamórfica que alcanza alto grado en el núcleo. Al NO se conservan los niveles conglomeráticos de la base de la Formación Azuaga.

El flanco oriental tiene un gran desarrollo de la Formación Azuaga, y en él intruye el Macizo de La Cardenchosa, cuya morfología y orientación lo relacionan con la estructuración tardía del núcleo de Sierra Albarrana.

En la esquina SO de la Hoja se halla una fractura de envergadura regional, la Falla de Malcocinado, al Sur de la cual afloran materiales del Dominio de Zafra-Alanis-Córdoba.

El último dominio estructural en el ámbito de la Hoja, corresponde a las cuencas carboníferas postorogénicas de Valdeinfierno y Benjarafe. Estas cuencas a pesar de su edad, Carbonífero Inferior, no presentan esquistosidad ni metamorfismo y están solo afectadas por un suave plegamiento de cobertera.

A continuación se describen las características estructurales de cada uno de estos tres dominios. Dominio NNO (Corredor Blastomilonítico).

En esta Hoja son tan escasos los afloramientos que no es posible hacer más precisiones que las planteadas regionalmente (ABALOS y EGUILUZ, 1990 a y b). En esta zona la deformación más manifiesta se caracteriza por una tectónica en régimen frágil con el desarrollo de bloques, separados por superficies de falla y bandas de hasta 500 m de cataclasitas, con silicificación y feldspatización de las rocas. Estos rasgos estructurales son característicos del tercer episodio de deformación (D3) descrito anteriormente por los autores mencionados.

Todas estas estructuras constituyen el punto más suroriental del trazado actual de la Falla de Azuaga. Esta falla de dirección N 100°-120°E ha tenido un desarrollo complejo, con una primera etapa con desplazamiento transcurrente levógio, con una cierta componente vertical, y posteriormente rejuega con un sentido de movimiento prioritario en la vertical, con el labio meridional hundido, y una menor componente horizontal levógira.

En el sector del Arroyo Ballesteros, se observa un sistema de fracturas de dirección N105°E, que condiciona los afloramientos del N del Macizo de La Cardenchoza, entre lo que se encuentran materiales del Corredor Blastomilonítico, de la formación Azuaga y del mismo macizo.

Los planos de estas fracturas están muy verticalizados, y según la cartografía tienen salto vertical con el labio Sur hundido y salto en horizontal levógiro de varias decenas de metros.

En detalle, la estructura de este sector se explica como un "pez tectónico" propio de zonas de desgarre en sus primeros movimientos, que en los últimos ha sido retocado y ha actuado como un horst-tectónico.

Las estructuras menores asociadas a estas fallas son cataclasitas con desarrollo de microfracturas tipo R y P, e intensa silicificación. En la representación estadística de estas superficies de fractura (Fig. 1), se observa una simetría rómbica con una disposición de máximos que como indica la relación angular corresponden a los tipos mencionados.

Al N de esta banda de deformación frágil afloran gnéises y milonitas generados en el episodio deformativo D2, de los autores citados. En la Formación Azuaga se observan estructuras, sobre todo pliegues de la esquistosidad principal, con direcciones de ejes y planos axiales muy variable, superficies de ruptura y kink, compatibles con un régimen de cizalla. El granito de La Cardenchoza, en este sector NNO, aflora según bandas alargadas en ocasiones como bloques aislados, presentando las estructuras frágiles descritas. En lámina se presenta como un ortogneis y el origen de esta textura gneísica puede deberse a los primeros movimientos de esta falla, o al régimen deformacional de la Falla de La Patuda-Casa de la Adelfilla.

El último dominio estructural en el ámbito de la Hoja, corresponde a las cuencas carboníferas postorogénicas de Valdeinfierno y Benjarafe. Estas cuencas a pesar de su edad, Carbonífero Inferior, no presentan esquistosidad ni metamorfismo y están solo afectadas por un suave plegamiento de cobertera.

A continuación se describen las características estructurales de cada uno de estos tres dominios. Dominio NNO (Corredor Blastomilonítico).

En esta Hoja son tan escasos los afloramientos que no es posible hacer más precisiones que las planteadas regionalmente (ABALOS y EGUILUZ, 1990 a y b). En esta zona la deformación más manifiesta se caracteriza por una tectónica en régimen frágil con el desarrollo de bloques, separados por superficies de falla y bandas de hasta 500 m de cataclasitas, con silicificación y feldespatización de las rocas. Estos rasgos estructurales son característicos del tercer episodio de deformación (D3) descrito anteriormente por los autores mencionados.

Todas estas estructuras constituyen el punto más suroriental del trazado actual de la Falla de Azuaga. Esta falla de dirección N 100°-120°E ha tenido un desarrollo complejo, con una primera etapa con desplazamiento transcurrente levógio, con una cierta componente vertical, y posteriormente rejuega con un sentido de movimiento prioritario en la vertical, con el labio meridional hundido, y una menor componente horizontal levógira.

En el sector del Arroyo Ballesteros, se observa un sistema de fracturas de dirección N105°E, que condiciona los afloramientos del N del Macizo de La Cardenchoza, entre lo que se encuentran materiales del Corredor Blastomilonítico, de la formación Azuaga y del mismo macizo.

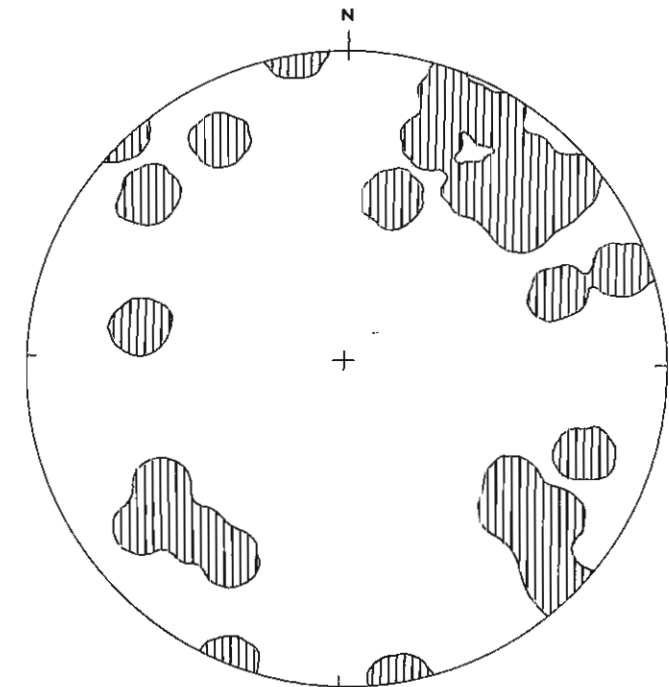
Los planos de estas fracturas están muy verticalizados, y según la cartografía tienen salto vertical con el labio Sur hundido y salto en horizontal levógiro de varias decenas de metros.

En detalle, la estructura de este sector se explica como un "pez tectónico" propio de zonas de desgarre en sus primeros movimientos, que en los últimos ha sido retocado y ha actuado como un horst-tectónico.

Las estructuras menores asociadas a estas fallas son cataclasitas con desarrollo de microfracturas tipo R y P, e intensa silicificación. En la representación estadística de estas superficies de fractura (Fig. 1), se observa una simetría rómbica con una disposición de máximos que como indica la relación angular corresponden a los tipos mencionados.

Al N de esta banda de deformación frágil afloran gnéises y milonitas generados en el episodio deformativo D2, de los autores citados. En la Formación Azuaga se observan estructuras, sobre todo pliegues de la esquistosidad principal, con direcciones de ejes y planos axiales muy variable, superficies de ruptura y kink, compatibles con un régimen de cizalla. El granito de La Cardenchoza, en este sector NNO, aflora según bandas alargadas en ocasiones como bloques aislados, presentando las estructuras frágiles descritas. En lámina se presenta como un ortogneis y el origen de esta textura gneísica puede deberse a los primeros movimientos de esta falla, o al régimen deformativo de la Falla de La Patuda-Casa de la Adelfilla.

HEMISFERIO INFERIOR DE LA FALSILLA DE SCHMIDT



Medidas: 35

 > 1 %

Fig.1- Proyección de superficies de fractura, asociadas a la falla de Azuaga

En este sector son abundantes las manifestaciones hidrotermales mineralizadas, con direcciones transversales a la Falla de Azuaga, propias de fracturas de tensión en régimen de cizalla frágil. La Falla de Azuaga es posterior al emplazamiento del granito de La Cardenchoza, al que afecta, y anterior a la intrusión de diques de diabasa (4), que la sellan.
Dominio Centro-Occidental (Sierra Albarrana)

El segundo dominio estructural, como se ha mencionado, es básicamente una estructura anticlinorial, resultado de una interferencia de plegamientos. Se diferencia un episodio de deformación pre-hercínico y tres episodios hercínicos importantes. El primer episodio hercínico es de plegamiento con esquistosidad y metamorfismo; el segundo de plegamiento con linealidad de crenulación y el tercero, en régimen principalmente frágil, que da lugar a una intensa deformación localizada en bandas o fracturas.

La deformación prehercínica únicamente afecta a los materiales de las sucesiones Albarrana, Cabril-Peña Grajera y Albariza-Bembézar. No se han reconocido estructuras mayores. Como estructuras menores se observan microlitones, charnelas cerradas, desenraizadas de sus flancos y transpuestas; englobados por la esquistosidad de la segunda fase. Al microscopio, prácticamente en todas las muestras de estas sucesiones, hay una esquistosidad interna, no concordante con la externa y englobada dentro de porfiroblastos precinemáticos respecto al primer episodio hercínico (segunda fase de deformación).

En los tramos detríticos finos las estructuras de esta fase han sido borradas completamente por la esquistosidad de la segunda fase (S_2 hercínica); quedando reducida su peresencia a tramos con alternancia de niveles areniscosos y pelíticos, en los que las capas más competentes son traspuestas por S_2 . En estas charnelas quedan relictos de la primera esquistosidad (S_1). En los paquetes cuarcíticos de la Sucesión Albarrana se observan frecuentemente estructuras menores (esquistosidades y micropliegues), que indican que en gran medida coinciden actualmente S_0 y S_1 , de los que se deduce que el estilo de plegamiento de la primera fase (prehercínica) sería de tipo isoclinal, con gran amplitud de onda y escaso desarrollo de pliegues menores asociados.

A la superposición de esta primera fase con la segunda, se deben las estructuras "mullions" frecuentes en los paquetes con una mayor proporción de cuarcitas.

La segunda fase, primer episodio hercínico, es una fase de plegamiento con desarrollo de esquistosidad (S_2) paralela a los planos axiales de los pliegues. Esta fase es penetrativa a todas las escalas, da lugar a la esquistosidad más visible en campo y afecta tanto a los materiales del núcleo como a la Formación Azuaga y Malcocinado, en éstas últimas es la primera esquistosidad (S_1) penetrativa que se registra.

Las estructuras mayores de esta fase están enmascaradas por la superposición de las fases posteriores. A escala mesoscópica es claramente reconocible su estilo de plegamiento. Se trata de pliegues de baja amplitud, asimétricos, con vergencia hacia el núcleo del anticlinorio con menor desarrollo del flanco interno, lo que permite deducir que la estructura de Sierra Albarrana es ya una antifirma en esta fase, ya que la vergencia de los pliegues menores es opuesta en ambos flancos, e indica anticlinal hacia el núcleo de la sierra, tienen baja amplitud de onda con esquistosidad de plano axial. Son de geometría similar, clase 2 de RAMSAY (1967).

En los materiales pelíticos de mayor grado de metamorfismo, son frecuentes las transposiciones de niveles cuarcíticos, normalmente flancos, englobados por esquistos.

En materiales gneísicos dominan los pliegues de morfología similar con la S_2 de plano axial, marcada por la disposición alargada de porfidoblastos de feldespato potásico.

En los niveles cuarcíticos y/o metaareniscosos dominan los pliegues de morfología "mullions", del tipo "flexural slip" o de tendencia más o menos cilíndrica con flancos verticales.

En la desembocadura del río Onza se desarrollan pliegues asimétricos sobre alternancias de cuarcitas y micaesquistos. Estos pliegues de plano axial subvertical como los ya mencionados, parecen ligados a la fase dominante hercínica y muestran vergencia NE. Este hecho parece estar bastante generalizado a lo largo del flanco SO de la estructura. En el flanco NE sin embargo, la vergencia de los pliegues es hacia el SO.

Los ejes de los pliegues ligados a la esquistosidad dominante suelen ser horizontales o buzantes hacia el SE de 10° - 30° . Sin embargo, en el sector de la Piedra del Rayo y otros puntos se observan pliegues de ejes fuertemente verticalizados.

A escala microscópica se observa una esquistosidad con blastesis generalizada. En aquellas con mayor grado de metamorfismo es de tipo "schistosity". En las de menor metamorfismo es de tipo "cleavage". En el núcleo ésta esquistosidad tiene características de "schistosity"; si bien, en los fenoblastos y en sombras de presión se conserva relicta una esquistosidad anterior con blastesis, lo que indica que inicialmente dicha "schistosity" fue una esquistosidad de crenulación. En esta zona la dirección general de S_2 es N 135 - 140° E, que va girando hacia N 150° - 160° en las proximidades del Cabril y marca un cierre periclinal buzante al SE en el río Bembézar.

En la Sucesión Albariza-Bembézar la disposición de esta esquistosidad es bastante paralela al eje de la Sierra Albarrana, excepto su terminación suroriental. La Formación Azuaga, en la que ésta esquistosidad es la primera (S_1 hercínica), en el flanco SO se mantiene bastante paralela a la estructura principal con algunos repliegues en el Sur. En el flanco nororiental al alcanzar esta formación mayor extensión, este paralelismo únicamente se pone de manifiesto mediante el análisis estadístico (Fig.2).

Otras estructuras ligadas a esta fase (S_1 hercínica) son el alargamiento y deformación, tanto de los porfidoblastos del metamorfismo prehercínico en las formaciones del núcleo, como los cantos de los conglomerados y las estructuras sedimentarias e icnofósiles de la formación Azuaga. Produce también lineaciones minerales de los blastos sincinemáticos. Por último, da lugar a una lineación de intersección visible sobre todo en la superficie de estratificación.

El segundo episodio hercínico, es el responsable de las grandes estructuras cartografiables; es una fase de plegamiento, normalmente de tipo flexural, sobre la esquistosidad principal, con ejes de pliegues subhorizontales (de 0° a 25°), y dirección en torno a N 140° E, muy constante en toda la Hoja, tal como el anticlinorio de Sierra Albarrana, configurado definitivamente en esta fase, con un cierre periclinal hacia el SE. Este anticlinorio es el resultado de la interferencia de un plegamiento isoclinal de segunda fase, con otro de tercera fase, suave y con dirección de eje de pliegue y plano axial subparalelo ($\alpha > 0^\circ$, $\beta > 0^\circ$, de RAMSAY, 1967).

A escala de afloramiento, es frecuente observar pliegues de la esquistosidad principal de orden decimétrico a métrico. Son asimétricos de morfología suave en los sinclinales y en los anticlinales de morfología cilíndrica de gran longitud de onda y pequeña amplitud. La vergencia es principalmente hacia el SO.

La estructura más evidente de esta fase, es la lineación de crenulación. Su dirección y buzamiento (N140°E, O°-20°S) es muy constante en toda la Hoja. La crenulación es de microplegamiento, con desarrollo de pliegues de tipo "chevron", que ocasionalmente presenta ruptura en los planos axiales, dando lugar a una esquistosidad irregular y espaciada.

A esta fase se debe la disposición actual (dirección y buzamiento) de la esquistosidad principal (S₁ hercínica) de este dominio estructural. Lo que se ha podido constatar con el análisis estadístico realizado sobre todas las medidas de dirección y buzamiento de esta esquistosidad. Los datos utilizados, proceden fundamentalmente de la Formación Azuaga y de la Sucesión Albariza-Bembézar.

Se han diferenciado 4 sectores: Flanco Nororiental, Cierre Periclinal, flanco Sudoccidental y Entorno de la Falla del Bembézar.

En el Flanco Nororiental, considerado desde la Sucesión Albariza-Bembézar hasta el borde oriental de la Hoja, el análisis estadístico (Fig. 2) muestra que las superficies de esquistosidad se agrupan en dos sectores que corresponden a los flancos de una serie de pliegues de direcciones próximas a N140°E, subhorizontales, atribuibles al segundo episodio hercínico. La situación del máximo indica que son pliegues asimétricos vergentes hacia el núcleo con mayor desarrollo del flanco nororiental.

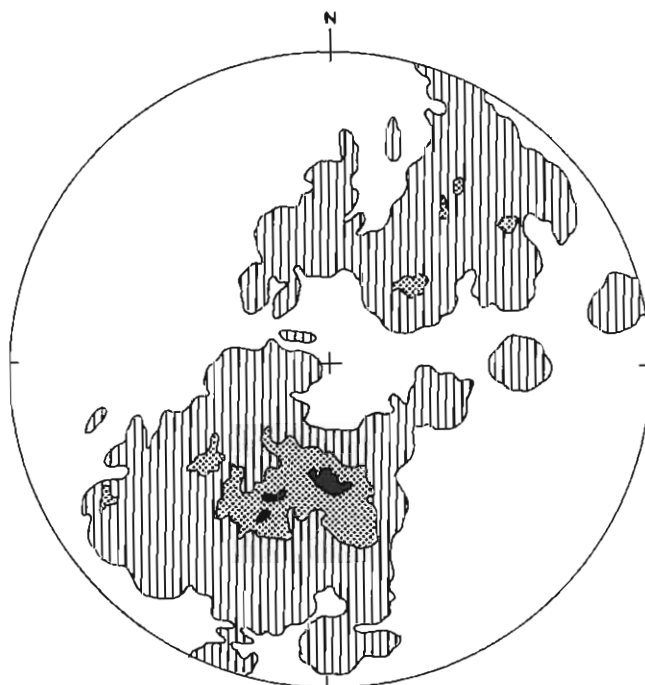
El sector del Cierre Periclinal (Fig. 3) situado en la cabecera del Embalse del Bembézar, muestra en el diagrama, una aureola de polos que corresponde a un cierre perianticlinal de una antiforma de dirección en torno a N 140°E, y buzamiento hacia el SE, característica del segundo episodio hercínico. Lo que confirma que la estructura final de Sierra Albarrana es un anticlinal de esta fase.

En el Flanco Suroccidental, considerado desde el núcleo de Sierra Albarrana hasta el borde occidental de la Hoja, a excepción de las medidas situadas en las proximidades de la Falla del Bembézar, la representación estereográfica de los datos (Fig. 4), es muy semejante al diagrama del flanco nororiental, con un plegamiento de dirección próxima a N140°E y subhorizontal y con un máximo que indica pliegues asimétricos con un mayor desarrollo del flanco suroccidental.

El sector del entorno de la Falla del Bembézar (Fig.5), presenta en el diagrama una distorsión de las estructuras preexistentes. Se aprecia como, efectivamente, una de las agrupaciones de polos, la correspondiente al máximo del diagrama anterior, se encuentra disperso y girado unos 45° hacia el O, lo que es coherente con el esquema general de la Hoja para el episodio de deformación transpresivo al que se asimila el origen de esta falla.

Con posterioridad a estas fases de deformación dúctil tienen lugar uno o varios episodios compresivos en régimen dúctil-frágil y frágil, que dan lugar a estructura de morfología diversa, que

HEMISFERIO INFERIOR DE LA FALSILLA DE SCHMIDT



Medidas: 180

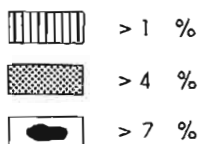
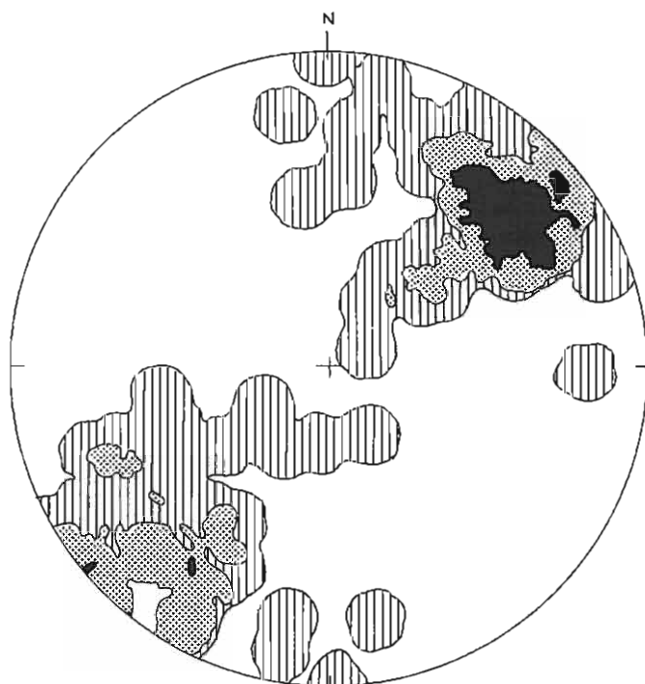


Fig.2- Proyección de la S₁ Hercinica del flanco nororiental (hasta el limite de la hoja) del Anticlinatorio de Sierra Albarrana)

HEMISFERIO INFERIOR DE LA FALSILLA DE SCHMIDT



Medidas: 119

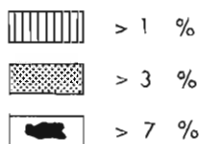
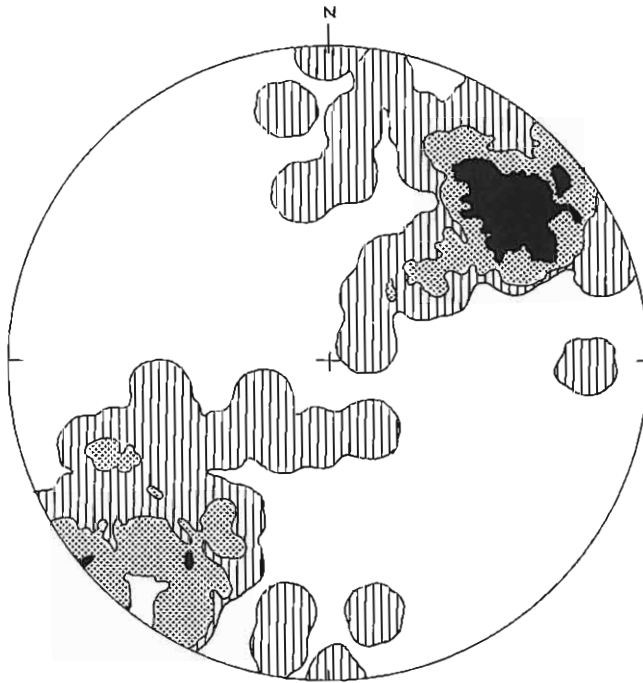


Fig.3- Proyección de la S₁ Hercinica situada en el cierre periclinal suroriental del Anticlinorio de Sierra Albarrana

HEMISFERIO INFERIOR DE LA FALSILLA DE SCHMIDT



Medidas: 119

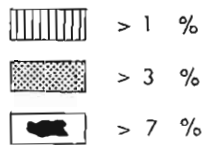
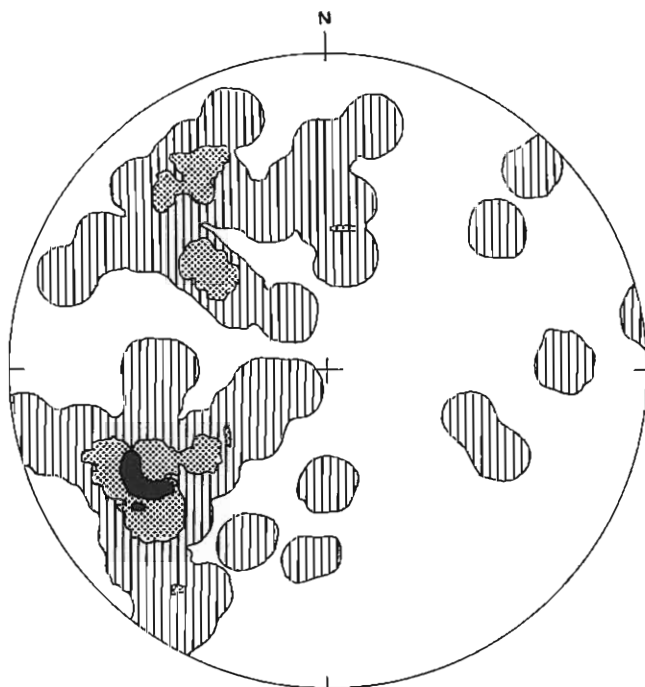


Fig.4- Proyección de la S_1 Hercinica del flanco suroccidental del Anticlinorio de Sierra Albarrana

HEMISFERIO INFERIOR DE LA FALSILLA DE SCHMIDT



Medidas: 73

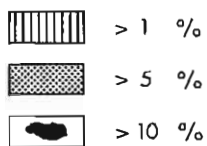


Fig.5- Proyección de la S_1 Hercinica situada en las proximidades de la Falla de Bembezar.

tienen en común su localización en bandas de intensa deformación. Estas estructuras son principalmente kink-band, y al menos tres sistemas de fracturas, que llevan asociadas bandas de cizalla verticales en el núcleo de Sierra Albarrana y la deformación del Macizo de La Cardenchosa. Las estructuras de tipo kink-bands, son observables a escala meso y microscópica y tienen su mayor desarrollo en los niveles de micaesquistos. En ocasiones se observan sistemas conjugados, aunque generalmente son bastante irregulares, tanto en su distribución como en su geometría. Destacándose los de plano subhorizontal y dos familias de direcciones N 120°-130°E y N40°-80°E.

Tercer dominio (Cuencas Carboníferas Postorogénicas)

Corresponde a las Cuencas de Valdeinfierno y Benajárfate, que son posteriores a las fases de plegamiento y kink-bands, descritas anteriormente.

La Cuenca de Valdeinfierno presenta unas características tectono-sedimentarias, que indican una sedimentación, ligada con fracturas del sustrato. Actualmente se presenta como un sinclinal muy suave de dirección E-O, que puede ser el resultado del acoplamiento entre fracturas.

Los materiales carboníferos normalmente buzanan suavemente hacia el interior de la cuenca. En el borde Sur, puede observarse la estratificación ligeramente invertida o vertical, así como bloques de orden decamétrico a métrico de brecha de falla entre los materiales carboníferos, lo que indica una sedimentación coetánea con el movimiento de esta fractura.

Para ROLDAN GARCÍA y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1987) esta cuenca es del tipo "strike-slip basin", que se ha formado y evolucionado a favor de fallas con movimientos transcurrentes, ligados a la reactivación, durante el Tournaisiense, de los grandes accidentes de desgarres levógiros, como la Falla de Azuaga.

3.2. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA

Los tres dominios de la Hoja están afectados por una deformación predominantemente frágil, que desarrolla varios sistemas de fracturación.

El sistema regionalmente más importante está representado por la Falla de Azuaga, descrita anteriormente, y por la Falla de Malcocinado.

Esta última, de desarrollo longitudinal plurikilométrico (regional) y dirección NO-SE, atraviesa el SE de la Hoja, con dirección media N110°E, buzamiento de 60° a 70° SO y con un recorrido de unos 9 km. Origina una zona de brecha de unos 4 m, con una banda de influencia de unos 6 m, produciendo brechificación tanto en los materiales de la Formación Azuaga como de la Formación Malcocinado.

En la zona de brecha se localizan tramos con matriz gossanzada y cuarzo hidrotermal, otros con silicificación y otros con brechas carbonatadas. Tiene una deformación con planos de fractura anastomosados, con intensa oxidación y desarrollo de espejos de falla.

Con los datos de la Hoja no ha sido posible establecer la cinemática de este accidente. Regionalmente, se considera una falla transcurrente con sentido de movimiento levógiro.

Por consideraciones regionales, tanto de tipo dinámico como cronoestratigráfico, se considera coetánea con la Falla de Azuaga, teniendo presente que con esta denominación se hace referencia a la superficie originada por los últimos movimientos levógiros del accidente transcurrente del Corredor Blastomilonítico.

Ambas fallas, por criterios regionales, representan zonas de fractura, con una historia compleja, que incluso han debido de condicionar la sedimentación del paleozoico en Ossa-Morena.

Otro sistema de fracturación está representado por las Fallas de La Patuda-Casa de la Adelfilla y Bembezar. Ambas fracturas tienen un trazado sinuoso, recorrido plurikilométrico, dirección media N130°E y vergencia NE. Afectan a materiales del Grupo de Sierra Albarrana, son posteriores a las estructuras principales y concretamente la Falla de La Patuda-Casa de la Adelfilla, produce una banda de gneisificación, a lo largo de todo el borde occidental del Macizo de La Cardenchosa.

La Falla del Bembézar tiene un trazado irregular, principalmente por la acción de los sistemas de fracturación posteriores, concretamente en su zona meridional está afectada por una falla de dirección E-O y en el área de Valdeinfierno por varias familias de fracturación tardías.

Esta falla superpone tectónicamente la Formación Azuaga sobre los materiales del núcleo de Sierra Albarrana. En su mayor parte, desarrolla una zona de brecha de orden plurimétrico, con buzamiento de unos 60°SO, a excepción de su extremo meridional en que buza unos 70°NE. En su tramo central, en que pone en contacto formaciones con alto grado de metamorfismo, su trazado es difícil de precisar.

La brecha originada es una roca poligénica y heterométrica de cantos angulosos, cementado normalmente por sílice, observando, tanto a nivel de afloramiento como al microscopio, fenómenos de hidrotermalismo, que en su extremo meridional dió origen a actividad minera.

La Falla de La Patuda-Casa de la Adelfilla atraviesa la Hoja en su zona central. Tiene un trazado bien definido en todo su recorrido, y superpone tectónicamente la Sucesión Albariza-Bembézar sobre la Formación Azuaga y el Macizo de La Cardenchosa. Corta todas las estructuras de plegamiento y las isogradas de metamorfismo regional y de contacto; y en su extremo septentrional es cortada por la Falla de Azuaga.

Las estructuras originadas por esta Falla en los metasedimentos son de tipo frágil, y en las rocas graníticas de tipo dúctil-frágil.

En los metasedimentos da lugar a una banda de deformación de unos 35 m de anchura, y en las rocas graníticas una estructuración más significativa, dando lugar a una banda de deformación, de anchura variable entre 100 m y 1000 m.

En las rocas más deformadas asociadas a esta falla se desarrollan superficies de cizalla de dirección N120°-130°E y buzamiento 35°-70° SO que en granito de grano grueso están definidos por

planos de discontinuidad que rodean fenocristales de feldespato y cuarzo y que en el leucogranito de borde están definidas por la orientación de micas y fenocristales. El sentido de movimiento deducido por estos planos es dextrorso.

Admitiendo la hipótesis regional, de que las grandes fallas longitudinales responden a un régimen de cizalla levógiro, el último sistema de fracturación descrito, es conforme con un régimen transpresivo entre las Fallas de Malcocinado y Azuaga, lo que se pone de manifiesto por la dirección y sentido de movimiento de estas fallas.

La forma ligeramente sinusoidal del Macizo de La Cardenchosa y del núcleo anticlinorial, son conformes con el régimen transpresivo mencionado.

Todo lo expuesto en relación con este régimen, implicaría que tiene una importante repercusión regional y que condiciona en gran medida la disposición actual de las estructuras mayores y la cartografía de la Hoja.

3.3. FRACTURACIÓN TARDÍA

Otros sistemas de fracturación más tardíos y con menor repercusión cartográfica, son los siguientes:

-El sistema N85°-105°E, que está muy bien representado en la Hoja, a él se deben la terminación meridional del Macizo de La Cardenchosa, así como la fracturación a favor de la cual intruye el haz de diques ácidos de sus extremos NE y S. Otras fracturas importantes de este sistema son: la que desplaza a la Falla del Bembezar, en su mitad meridional, las ligadas a la cuenca de Valdeinfierno y la que se localiza en la presa de El Cabril, que se caracteriza por su gran longitud, de traza de plano rectilíneo y por un espesor reducido de las brechas asociadas.

Es un sistema cuyos desplazamientos cartográficos indican un sentido de movimiento con componente levógira.

- Fallas N60E. A esta familia pertenecen las fallas de las Minas de Fluorita y Barita. Son fallas de gran longitud, buzantes 70° al S y que producen brechificación de varios metros, pero apenas dan modificaciones en la cartografía, si acaso una componente horizontal dextrorsa. Son posteriores a las descritas anteriormente y probablemente son una respuesta de tensión N-S que después ha rejugado por distensión. En las rocas graníticas dan lugar a una banda de deformación de orden métrico, con importantes aportes hidrotermales, que de forma generalizada producen rellenos de feldespato potásico tipo adularia, y que dan lugar a una deformación dúctil-frágil, que produce granulación en el cuarzo y subgranulación en los bordes de los feldespatos, cloritización y kinkamiento de la biotita y separación de microclorita en fracturas y formación de sericita en los planos de fractura de los feldespatos. Origina texturas profiroclásticas a protomiloníticas.

En el paraje de la Piedra del Rayo, en la terminación periclinal, se sitúa una falla inversa en la que un paquete de cuarcitas de la Sucesión Albarrana se encuentra superpuesta a la Sucesión

Cabril-Peña Grajera. El plano de falla es irregular de dirección N166°E y buzamiento 40°SO. Desarrolla una pequeña banda de cataclisis en ambos bloques.

Por último, hay varias familias de fallas de menor entidad, con direcciones en torno a N-S y N 45°E, que tienen en común, que son las más tardías, afectan a todas las rocas e incluso a las diabasas, no tienen apenas desplazamiento y han funcionado, principalmente, en régimen tensional. Estas deben obedecer a las distensiones últimas del orógeno, probablemente como respuesta a movimientos verticales.

3.4. NEOTECTÓNICA

Dada la ausencia total de sedimentos terciarios y formaciones cuaternarias extensas, los únicos elementos de referencia existentes para la valoración de los movimientos neotectónicos son las tres superficies de erosión definidas en el mapa Geomorfológico.

Con este fin se han representado dichas superficies, así como las isohipsas correspondientes a cada una de ellas.

En relación con la superficie culminante (S_1) hay que tener presente el carácter originalmente irregular de la misma y su parcial degradación posterior, de forma que las isohipsas correspondientes conllevan cierto grado de imprecisión. No obstante su observación pone de manifiesto cómo esta superficie muestra una altura bastante constante en toda la hoja, situándose entorno a los 700 m. Dicha circunstancia podría interpretarse como una prueba de estabilidad tectónica, sin embargo, hay que tener en cuenta el desconocimiento de la pendiente original (durante el Mioceno inferior) de esta superficie, con posible descenso hacia el Guadalquivir, así como de la cuantía de los movimientos posteriores.

En el sector nororiental de la hoja se ha detectado un accidente con dirección NE-SO que podría ser el responsable del hundimiento, hasta una cota de 640, de esta superficie culminante situada en este sector a 740 m. Por ello, dicho accidente ha sido considerado como de posible actividad en la época neotectónica, con las reservas propias que plantea la antigüedad de (Mioceno inferior) la superficie de erosión tomada como referencia.

Si se analizan las cotas correspondientes a las dos superficies inferiores, S_2 y S_3 , se pone de manifiesto cómo, paradójicamente, no presentan una pendiente definida hacia el valle del Guadalquivir, en relación con el cual debieron nivelar sus perfiles longitudinales. Incluso, en el caso de la superficie S_2 dichas pendientes podrían ser opuestas a las originales, dado que en el extremo suroriental de la hoja alcanza una altura de 560 m, en tanto que en el sector centro septentrional aparece a tan sólo 520 m. Por otro lado, los aplanamientos rocosos considerados como superficie S_3 mantienen una altura bastante constante y siempre próxima a los 400 m.

De todo lo anterior puede deducirse que con posterioridad a la génesis de S_2 y S_3 , y con edades más probables Plioceno y Plio-cuaternario, respectivamente toda la región investigada ha experimentado un basculamiento hacia el Norte, con el consiguiente levantamiento del sector meridional de la hoja, donde los procesos de incisión fluvial aparecen muy desarrollados.

Dentro de la zona de estudio no se han identificado los accidentes que pudieron articular dichos movimientos, los cuales deben situarse principalmente al Sur de la hoja, donde anteriormente MARTÍN-SERRANO (inédito) definió diversos escarpes estructurales con hundimiento paulatino hacia el Sur. En el ángulo SE de la hoja se ha identificado un único accidente que podría haber actuado durante estos movimientos. Dicha identificación responde a la notable expresión morfológica y continuidad del mismo y al hecho de presentar una dirección E-O, compatible con dichos movimientos.

De esta manera, y a escala regional, el área investigada puede corresponder a un bloque basculado hacia el Norte, al igual que el conjunto de la llanura extremeña, la cual desciende desde las cotas próximas a los 750 m del borde septentrional de la hoja hasta los 400 m correspondientes a la altura del borde Sur de la cuenca del Guadiana. Dichos basculamientos tendrían su articulación en el escalón del Guadalquivir y han debido producirse en sucesivas etapas, separadas por periodos de estabilidad, a lo largo del Neógeno y también durante el Pliocuaternario, al menos en el sector correspondiente a la hoja de La Cardenchosa.

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS ÍGNEAS

En este apartado se describen las rocas ígneas que son todas ellas de edad hercínica y que afloran en el borde N de la Hoja a excepción del Macizo de La Cardenchosa. Incluyéndose la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.

La edad de esta actividad ígnea se establece regionalmente por relación con las rocas carboníferas que cortan, o depósitos que la erosionan, como Tournaisiense-Westfaliense B-C.

DELGADO QUESADA *et al.* (1985) establecen una serie de ciclos de actividad ígnea en base a las relaciones espaciales de las rocas. Esto puede ser discutible especialmente si se toman sectores parciales, pero en cualquier caso es conveniente tener una referencia regional.

I Ciclo: con predominio de rocas volcánicas de La Campana, que contiene andesitas, dacitas, pórfidos cuarzomonzodioríticos y rocas epiclásticas. Complejo de Erillas, de naturaleza ácida, y la granodiorita de Buenagua.

II Ciclo: plutonismo básico con gabros con olivino, gabros con ortopiroxeno, gabros (s.l.), dioritas y granodioritas, estas rocas se han denominado Complejo de Los Ojuelos-La Coronada.

III Ciclo: ácido de tendencia alcalina y emplazamiento superficial, granitos de La Cardenchosa, Cañada del Gamo, Los Arenales, Peñas Pardas y diques asociados.

IV Ciclo: subvolcánico básico compuesto por microgabros y diabasas del Alcornocal, que en otros puntos parece solaparse con el anterior.

V Ciclo: volcanismo ácido tardío que corta al Westfaliense de la Cuenca del Guadiato.

De todas las formaciones ígneas que conforman dicha Alineación en esta Hoja afloran las rocas volcánicas del Complejo Erillas (35, 36, 37, 38), descritas anteriormente, los gabros de Los

Ojuelos-La Coronada (5), el stock de La Cardenchosa (6 y 7), diques de composición variable y las diabasas del Alcornocal (4).

4.1.1. Rocas plutónicas

4.1.1.1. Gabros de Los Ojuelos-La Coronada (5)

Dentro del área de estudio, estas rocas están muy poco representadas, y afloran únicamente en el límite Norte de la Hoja, alrededor del Arroyo del Masegoso.

Este complejo básico está intruido por las diabasas del Alcornocal, con contactos poco precisos, debido a la similitud petrográfica e intensa alteración.

En el campo son rocas verdes granudas, con disyunción en bolos, de tendencia porfídica en las que se observan fenocristales de feldespato.

Al microscopio la roca se caracteriza por presentar tamaño de grano medio, esporádicamente con fenocristales. Los componentes principales son plagioclasas macladas y zonadas y que pueden estar sustituidas por sericita y feldespato potásico, y clinopiroxeno (augita diopsídica).

Como accesorios tiene apatito, esfena, circón, biotita y opacos, y la clorita, sericita, calcita, epidota, actinolita, feldespato potásico, esfena y óxidos son minerales de alteración.

No se dispone de datación absoluta de estos materiales por lo que su cronología relativa se establece por su relación con los encajantes. De esta forma puede precisarse que es anterior al granito de Cañada del Gamo y al Complejo básico del Alcornocal (4).

4.1.1.2. Stock de La Cardenchosa: Granito de dos micas (6) y Leucogranito albitico (7)

Este cuerpo, se sitúa al Sur de la localidad de La Cardenchosa. Tiene una forma groseramente elíptica, alargada de NNO a SSE. Ocupa una superficie aproximada de 30 km², que constituyen una zona relativamente deprimida respecto a las rocas de caja, debido a la intensa alteración que presenta, fundamentalmente la facies de grano grueso, dado que la facies de borde de grano fino destaca con morfología de cresta.

El granito de dos micas (6) ocupa la mayor parte del Macizo. Los afloramientos son muy escasos, debido a la intensa alteración y desarrollo de lehm granítico y los mejores afloramientos se localizan en los fondos de los arroyos y en domos y canchos aislados. Macroscópicamente se caracteriza por el gran tamaño de grano de los feldespatos y el cuarzo, especialmente el feldespato potásico, casi siempre de intenso color rosa, que alcanza los 5 cm, lo que le da a la roca un aspecto porfiroide. La plagioclasa es de menor tamaño, tiene tonos blanquecinos y normalmente es subidiomórfica. La biotita está frecuentemente alterada y adquiere tonos rojizos.

Al microscopio, el granito tiene una textura xenomórfica a subidiomórfica de grano grueso con desarrollo de megacristales de feldespato potásico xenomórfico, confiriendo a la roca un aspecto porfídico; corresponde a microclina perfitica, con macla de Carlsbad, y más raramente en enrejado. La plagioclasa (oligoclasa), que está en menor proporción que el feldespato potásico,

es subidiomórfica, está maclada y casi nunca zonada. La biotita es xenomórfica a subidiomorfa, de coloración parda intensa. Su contenido varía entre el 7 y 15% del total de la roca. El cuarzo es xenomorfo y en ocasiones aparecen texturas mirmequíticas. La moscovita aparece esporádicamente en agregados que pseudomorfizan cristales de cordierita. Los accesorios son rutilo, circón y apatito.

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

El leucogranito albitico (7) aflora fundamentalmente en el borde occidental y en menor medida en el oriental.

Se presenta como una masa de feldespato en la que resaltan el cuarzo en agregados y en pequeños cristales aislados, cristales subidiomorfos de moscovita y esporádicamente cristales aislados de biotita, todos ellos de tamaño de grano milimétrico.

Microscópicamente corresponde a un leucogranito albitico y moscovítico con casi total ausencia de biotita. A veces presenta fluorita y topacio. Los componentes principales son cuarzo xenomórfico de tendencia globosa y plagioclasa (albita y albita-oligoclasa) con escaso contenido de feldespato potásico (microclina perfitica). La moscovita está en proporción menor del 5%, en pequeños cristales xenomórficos formados a expensas de la plagioclasa. Como accesorios contiene apatito, rutilo, biotita, circón y opacos. El apatito aparece en pequeñas inclusiones en los cristales de plagioclasa. Como producto de alteración, se encuentra sericita en la plagioclasa. La textura es panxenomórfica de grano medio a fino.

En general, la facies leucocrática está intensamente deformada, asociada a la estructuración del borde occidental del Macizo. Así, se observa, una orientación textural generalizada, y una recristalización intensa del cuarzo y de gran parte de los feldespatos. Se originan cristales granoblásticos finos, con bordes con tendencia rectilínea, y en algunos casos, intensamente poligonizados. El resultado final es una roca blastomilonítica, formada por un mosaico de cuarzo y feldespato fundamentalmente, finogranoblástico orientado.

El stock de La Cardenchoza presenta pocos enclaves. En la mitad meridional y extremo NO, se han cartografiado retazos de corneanas, lo que implica un escaso grado de erosión.

Uno de los aspectos que se ha puesto de manifiesto durante la realización de esta hoja, ha sido la compleja tectonización que presenta y que ha sido asociada a varias estructuras cartográficas, de diferente edad y características.

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

Por último se desarrollan bandas de fracturación de espesores métricos, relacionados con varios sistemas de fracturas tardihercínicas como son las fallas N60° y E-O. Al primer sistema pertenecen las fracturas de la familia de la Falla de Mina Gloria; y al segundo la falla del contacto Sur

del Macizo y la falla que lo corta en su zona central. Ambos sistemas suelen presentar actividad hidrotermal con rellenos filonianos.

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

La cartografía pone de manifiesto una disposición anómala de este Macizo en relación con la dirección general de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. Igualmente permite observar que no existe simetría, ni estructural ni litológica, entre el borde oriental y el occidental.

En general el metamorfismo es de grado bajo a medio, alcanzando el alto grado en las corneanas que quedan como restos no erosionados dentro del cuerpo granítico.

Su relación con la roca de caja, su forma sigmoidal y su estructuración indican que se trataría de un granito sin-cinemático.

4.1.1.2.1. Consideraciones petrológico-geoquímicas

Se han tomado 14 muestras de las que las cinco primeras (ver tabla 2) corresponden a la facies mayoritaria (granito de dos micas) y el resto a leucogranitos.

Del estudio del listado de resultados analíticos se deduce como característica general de las rocas de este stock el alto contenido en SiO_2 entre 71 y 80% y de Al_2O_3 (11 a 14%). Siempre dentro de un rango de variabilidad pequeño, el SiO_2 es el óxido que mejor discrimina entre las dos poblaciones de muestras, (leucogranitos con valores muy constantes próximos al 80%). Los contenidos de Al_2O_3 presentan correlación inversa con SiO_2 aún tratándose de series peralumínicas el Al_2O_3 disminuye según aumenta el grado de diferenciación.

Respecto al comportamiento de los álcalis en estas series, los leucogranitos presentan un quimismo más calcosódico, mientras que el K_2O es errático, atribuyéndose a fenómenos de potasificación.

Aunque con valores bajos, destaca la presencia sobre todo en las facies graníticas, de elementos de filiación básica como MgO , FeO y TiO_2 así como P_2O_5 .

La proyección de las muestras en dos dominios diferentes correspondientes a patrones de evolución distintos (ver informe complementario de geoquímica), hace suponer la posibilidad de evoluciones magmáticas diferentes y/o la existencia de fenómenos de hibridación según han apuntado ya otros autores como Sánchez Carretero *et al.* (198

Los intervalos netos y constantes de variación de la SiO₂, sugieren la posibilidad de aportes de sílice de origen incierto, de acuerdo con las texturas petrográficas de estas rocas.

Muestra	9670	9676	9682	9712	9718	9683	9686	9700	9702	9706	9709	9720	9722	9673
Coord.X	293900	291400	292100	293600	297300	291850	292050	291850	292100	293200	293650	299150	298350	292700
Coord.Y	4223200	4222600	4221200	4216000	4215500	4220450	4219500	4218800	4218800	4216600	4216300	4216400	4215900	4223300
%														
SiO ₂	73.15	71.38	74.57	77.10	70.93	78.10	80.47	78.04	76.95	78.27	75.65	78.80	79.40	75.98
Al ₂ O ₃	13.21	13.60	12.00	11.72	13.76	14.00	2.00	11.80	13.57	13.50	14.00	13.00	12.45	13.20
FeO	3.23	3.42	2.30	0.32	3.00	0.09	0.08	0.10	0.32	0.09	0.39	0.08	0.09	0.46
MgO	0.35	0.40	0.20	0.06	0.48	0.07	0.06	0.07	0.08	0.10	0.06	0.06	0.10	0.06
CaO	0.26	0.30	0.41	0.61	1.32	1.52	1.27	0.42	1.87	2.15	1.83	1.77	1.81	0.68
Na ₂ O	2.17	2.30	2.40	2.85	1.98	4.00	3.60	2.40	4.00	3.55	4.18	3.50	3.26	3.23
K ₂ O	5.56	6.00	5.08	4.90	5.17	0.85	0.75	4.66	0.82	0.80	1.10	0.93	0.82	4.66
MnO	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.05	0.05	0.50	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
TiO ₂	0.09	0.07	0.06	0.01	0.12	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
F ₂ O ₃	0.12	0.13	0.13	0.19	0.13	0.13	0.08	0.18	0.18	0.01	0.20	0.17	0.03	0.18
H ₂ O	0.30	1.70	1.13	1.68	1.53	1.05	1.10	0.69	0.97	0.67	1.45	0.61	0.74	0.30
TOTAL	98.47	98.83	98.3	99.49	98.45	99.89	99.48	98.87	98.82	99.21	98.88	98.95	98.72	98.77
ppm														
Li	17.3	23	24	15.2	24	24	24	15	32	23	26.2	22.6	28.3	25
Be	14	2	3	1.12	1.71	3.2	3	1	3.5	2.7	3	3.08	2.03	14
Rb	312	278	364	317	260	70	60	355	60	50	74	50	50	195
Sr	43	65	49	122	59	342	298	74	413	462	443	394.3	323.3	22
Y	25	25	22	11	15.2	9	6	10	9	7.5	6.8	7.4	2.5	10
Zr	208	276	215	70	310	96	104	70	90	83	80	82	75	90
Ba	50	290	50	103	50	50	50	50	50	50	50	50	50	495
As	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Nb	15	12	12	13.6	14.6	19	16.5	14	14	16	14	14	13	14
Ta	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
Ce	80	104	58	12	97	12	10	14	5	5	5	5	5	5
La	35	54	38	99.62	46	5	5	5	5	5	5	5	5	5

TABLA 2: Análisis químicos de rocas ígneas del macizo de La Cardenchoza

4.1.2. Rocas filonianas

Estos diques que, dadas sus pequeñas dimensiones, sólo ha sido cartografiado uno de ellos, afloran en la mitad meridional del Macizo de La Cardenchoza. Son diques de color oscuro, con cierta tendencia porfídica; de grano fino, con cristales rosados y predominio de máficos.

4.1.2.2. Pórfidos graníticos y cuarzomonzoníticos (1 y 2)

Son diques, en general, de dirección regional N90°-130°E, de espesor plurimétrico y longitud variable. Su composición es bastante homogénea con excepciones puntuales.

Encajan especialmente en la mitad Norte de la Hoja, y en el Sur del stock de La Cardenchoza, dando un relieve positivo muy marcado.

Se trata de una familia de pórfidos graníticos leucocráticos y granófidios, con una elevada proporción de feldespato alcalino y con contenidos variables de cuarzo, llegando a términos sieníticos y cuarzosieníticos. Por lo común, son rocas porfídicas con matriz microcristalina o grano fino de color verde oscuro a rosa amarillento y sólo puntualmente aparecen variedades afaníticas.

Al microscopio los constituyentes esenciales, tanto de los fenocristales como de la mesostasis son: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa ácida (albita o albita-oligoclasa).

Los fenocristales de cuarzo son idio y subidiomórficos y presentan frecuentes golfos de corrosión.

A menudo se hayan rodeados de una corona constituida por cuarzo y feldespato alcalino en intercrecimientos cripto y micrográficos en texturas esferulíticas. Los de feldespato potásico son los más numerosos, idiomórficos y maclados según Carlsbad. Las plagioclasas están en fenocristales similares y además presentan maclas polisintéticas. Su tamaño es variable y no sobrepasan los 4 ó 5 mm.

La biotita es escasa y siempre aparece pseudomorfizada a clorita o moscovita incluyendo impurezas de esfena, leucoxeno y minerales de hierro. Aisladamente aparece como microfenocristales en la matriz y con frecuencia se observa como agregados de formación tardía, incluso pseudomorfizando a la biotita primaria.

La matriz presenta estos mismos componentes leucocráticos intercrecidos entre sí. Se observan con frecuencia esferulitos, con disposición radial, de cuarzo, feldespato potásico y albita, en intercrecimientos micro y criptocristalinos.

Son rocas bastante frescas, tanto en afloramientos como al microscopio, sólo se observa cloritización y sericitización de poca intensidad.

Los componentes accesorios son: esfena, carbonatos, minerales de hierro, apatito y circón. Es bastante frecuente la aparición de sulfuros, tanto en fenocristales como rellenando discontinuidades.

4.1.2.3. *Diabasas del Alcornocal (4)*

En el borde N de la Hoja aflora la mitad meridional del Complejo básico del Alcornocal. Esta diabasa intruyen a los gabros de Los Ojuelos-La Coronada (5), siendo en algunos casos difícil su separación debido a la alteración que presentan y similitud litológica.

Hay varias generaciones de diques, constituyendo un haz muy denso en el que los últimos, de cristalinidad más fina, cortan a diques anteriores de diabasas porfídicas. Todos ellos en superficie presentan la típica meteorización y alteración en bolos.

En cortes que permiten su observación detallada se observa la gran densidad de diques entre los que quedan pequeñas masas de encajante no cartografiables.

Hacia los bordes se observa una laminación de flujo primaria, paralela al dique, marcada por fenocristales. La textura es porfídica en el centro de los diques, observándose fenocristales milimétricos de plagioclasa y en menor proporción de piroxeno, siendo a veces ofítica, holocristalina y homométrica.

Microscópicamente las diabasas están formadas por plagioclasa y clinopiroxeno. La plagioclasa es tabular y casi siempre está zonada en el centro, con An 72 y en los bordes An 40, observán-

dose a veces dos generaciones de plagioclasa, una como fenocristales y otra de menor tamaño. Normalmente está alterada con neoformación de minerales cálcicos.

El clinopiroxeno es augita o diópsido y a veces está alterado a anfíbol. Como accesorios abundan los opacos y como secundarios calcita, mica blanca, epidota y clorita.

La alteración es siempre de alcalinización de las plagioclasas y cloritización de los ferromagnesianos.

Como en los gabros también en éstas pueden aparecer variedades anfibólicas.

En cuanto a la datación ya se ha expuesto que se consideran las rocas ígneas más recientes de la Hoja, por lo que probablemente sean Westfaliense inferior, atendiendo a las observaciones realizadas en otros puntos de la Alineación magmática de Villaviciosa-La Coronada.

4.2. METAMORFISMO

4.2.1. Metamorfismo regional

La división adoptada en la tectónica, de dominios estructurales, es válida para el metamorfismo regional que se da en esta Hoja. El Corredor Blastomilonítico presenta un metamorfismo principalmente dinámico; que como se ha descrito en el capítulo de estratigrafía, son milonitas (s.str.) y milonitas tectonizadas, no pudiendo aportarse datos nuevos sobre el metamorfismo anterior sufrido por estos materiales.

Las cuencas carboníferas no tienen metamorfismo mientras que el resto de los materiales de la hoja están afectados por un metamorfismo regional polifásico de carácter policíclico.

El estudio de las paragénesis metamórficas y el de la relación blastesis-deformación, corrobora la presencia de una discordancia angular y erosiva entre la Formación Azuaga y los materiales del núcleo de Sierra Albarrana, contrastando con el metamorfismo reconocido al N de la Falla de Azuaga.

GONZÁLEZ DEL TANAGO, J. y PEINADO, M. (1990), aceptan la existencia de un domo térmico centrado en el núcleo de la estructura anticlinal y que se ajusta a un modelo monocíclico de presión moderada, diferenciando tres fases. La primera (F1) lleva asociada un metamorfismo de grado medio que transcurre a temperaturas inferiores a las de la formación de estaulolita y en condiciones de distena-andalucita. La segunda fase (F2) conforma la esquistosidad dominante y transcurre en condiciones de sillimanita-granate-moscovita, evolucionando posteriormente a condiciones de más alto grado de sillimanita-cordierita-feldespatos potásico. Durante esta fase se alcanza el máximo térmico absoluto, algo retrasado al máximo bórico, desarrollándose algunas migmatizaciones que originan cuerpos pegmatíticos. La tercera (F3), de menor importancia, tiene un carácter retrógrado y sólo va acompañada de blastesis de relevancia en los materiales del núcleo (Fig. 6).

Los datos obtenidos en la elaboración de la hoja están de acuerdo con el esquema metamórfico global de estos últimos autores; si bien, al haberse establecido la existencia de la discordancia en

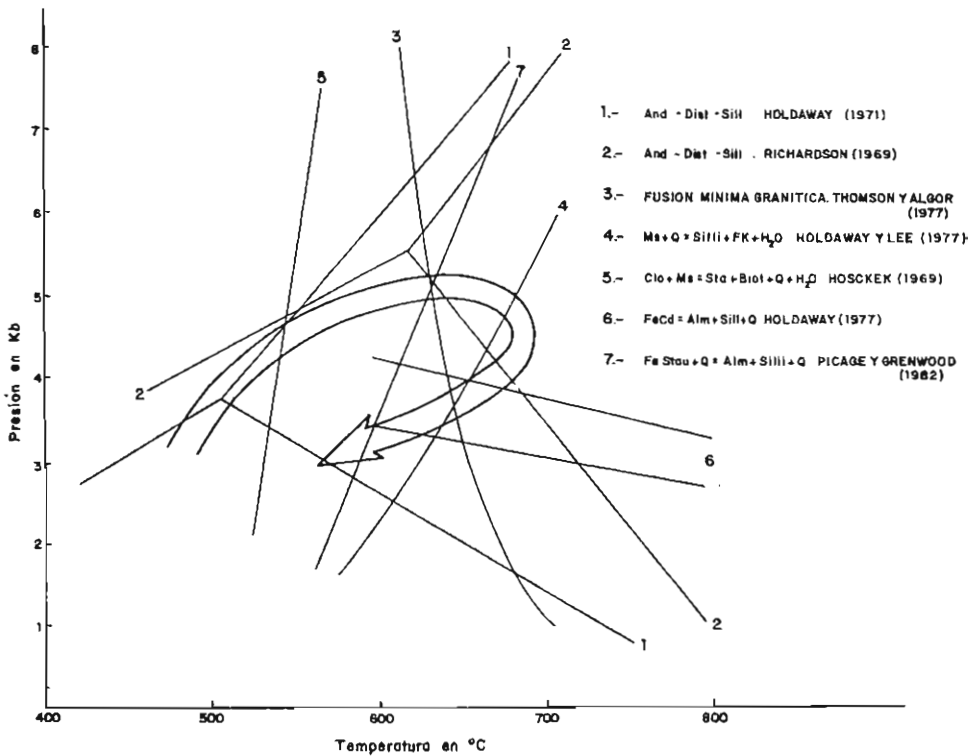


Fig.6- Según González del Tánago, J. y Peinado, M. (1990) Diagrama P/T de la evolución metamórfica del núcleo de Sierra Albarrana.

Formación Azuaga

MIN.	M ₂ /F ₁	M ₃ /F ₂
Q	_____	
Cl	_____	
Mos	_____	
Plag	_____	
Bio	_____	
Gr	_____	
St	_____	
And		
Dy		
Fk		
Sill		
Cord		

Núcleo de Sierra Albarrana

MIN.	M ₁ /F ₁	M ₂ /F ₂	M ₃ /F ₃
Q	_____		
Cl			
Mos	_____	_____	
Plag	_____	_____	
Bio	_____	_____	
Gr		_____	
St		_____	
And	_____		
Dy	_____		
Fk			_____
Sill	_____	_____	
Cord			_____

Fig.7- Esquema de las relaciones blastesis-deformación en el metamorfismo regional del Grupo de Sierra Albarrana.

la base de la Formación Azuaga, se ha planteado un estudio comparativo del metamorfismo y de las relaciones blastesis-deformación entre los materiales del núcleo de Sierra Albarrana y los de la Formación Azuaga (Fig. 7), comprobándose la existencia de un metamorfismo (M_1) que sólo afecta a los materiales de Sierra Albarrana y que está ausente en la Formación Azuaga. El segundo evento metamórfico, que es el de mayor desarrollo, afecta tanto a los materiales del núcleo de Sierra Albarrana (M_2 , F_2) como a los de la Formación Azuaga (M_2 , F_1), y a las rocas de la Unidad Loma del Aire.

La primera fase (M_1) produce una blastesis importante, que sólo se observa en el interior de porfiroblastos, en sombras de deformación y en microlitones. La paragénesis metamórfica es de: cuarzo \pm moscovita \pm biotita \pm plagioclasa \pm andalucita \pm distena \pm granate. La moscovita y la biotita aparecen en blastos sincinemáticos, marcando la esquistosidad. La andalucita se haya en porfiroblastos pluricentimétricos con bordes desdibujados por los procesos de alteración a sericita, que normalmente la afectan en algún grado. Incluyen a la esquistosidad, puesta de manifiesto por la presencia de cuarzo y opacos y están rodeados por la esquistosidad principal. Con frecuencia se produce blastesis tardía de moscovitas en sombras de presión alrededor de los porfiroblastos.

La aparición de distena es muy esporádica, encontrándose esta fase mineral en blastos envueltos por la esquistosidad principal.

El segundo evento metamórfico (M_2), que afecta ya a todos los materiales de este dominio estructural, se caracteriza por desarrollar una zonación metamórfica prograda desde la zona de la clorita a la zona de sillimanita-Fk, que ha quedado gráficamente representada en el mapa por las diferentes isogradas cartografiadas.

El metamorfismo de la Unidad Loma del Aire alcanza el grado bajo con paragénesis de cuarzo + mica blanca + albita \pm cloritoide + clorita. La presencia de cloritoide está ligada a determinados niveles cuya composición es adecuada para su formación. Se trata de pequeños prismas orientados según la esquistosidad y con sombras de presión de cuarzo.

El metamorfismo de la Formación Azuaga, en el sector oriental de la Hoja y en una franja muy fina en las zonas más alejadas del núcleo de Sierra Albarrana en el flanco suroccidental, está en el límite entre el grado muy bajo con recristalizaciones y blastesis del material pelítico, a grado bajo incluido ya en la zona de la clorita y cuya paragénesis característica es de cuarzo + moscovita + clorita \pm albita.

El paso de la zona de la clorita a la zona de la biotita en el flanco suroccidental del anticlinorio es gradual, apareciendo en primer lugar en algunos puntos del flanco oriental biotita de coloración verdosa.

La paragénesis típica de los materiales incluidos en la zona metamórfica de la biotita en el flanco suroccidental del anticlinorio es gradual, apareciendo en primer lugar en algunos puntos del flanco oriental biotita de coloración verdosa.

La paragénesis típica de los materiales incluidos en la zona metamórfica de la biotita es de cuarzo + moscovita + biotita ± albita. La blastesis de biotita es muy prolongada a lo largo del tiempo, en relación con la esquistosidad principal, pudiéndose distinguir 3 generaciones de esta fase mineral, una primera, precinemática, formada por porfidoblastos de 200 a 300 μ , con formas de tendencia ovoide e intensamente deformados, envueltos y reorientados por la esquistosidad y con sombras de presión de cuarzo. Una segunda generación, sincinemática, en blastos alargados marcando la esquistosidad. Y una tercera tardía a postcinemática, en porfidoblastos con bordes irregulares, desorientados, que crecen sobre la esquistosidad, incluyéndola, a veces puede observarse como ésta se flexiona ligeramente en torno a ellos. En zonas de mayor intensidad de metamorfismo, el desarrollo de estas blastesis biotíticas se hace más evidente.

La zona del granate se desarrolla sobre materiales tanto de la Formación Azuaga como de la Sucesión Albariza-Bembézar. Se han distinguido tres generaciones de esta fase mineral que según sus relaciones texturales con la fase deformativa principal serían: Un granate precoz, de desarrollo precinemático hasta sincinemático, un granate de desarrollo fundamentalmente sincinemático y por último, un granate tardío hasta postcinemático. El primer tipo sólo se ha hallado en los materiales del núcleo de Sierra Albarrana, mientras que el segundo y el tercero se encuentran igualmente en las litologías de Sierra Albarrana y Azuaga.

El granate más temprano forma porfidoblastos subidioblásticos de 500 μ a 2 mm de tamaño. Incluyen una esquistosidad interna relictica, con cuarzo y opacos y que aparece discordante con la externa, la cual los envuelve. El segundo tipo se halla también en porfidoblastos gruesos (500 μ a 1,5 mm) pero presentando inclusiones helicíticas sigmoidales en continuidad con la esquistosidad externa. El tercer tipo, el más tardío, es muy frecuente y corresponde a un granate idioblástico, de pequeño tamaño, menor a 500 μ y con moda de 150 a 250 μ , que carece de inclusiones. Corta a la esquistosidad aunque puede producir leves aplastamientos en la misma; la crenulación a menudo sólo se manifiesta en torno a estos microporfidoblastos. En las zonas de mayor grado metamórfico crece, con frecuencia, sobre los porfidoblastos de estauroлита y andalucita.

La presencia de estauroлита marca el paso del grado bajo de metamorfismo al grado medio. Este paso en cuanto a la intensidad de recristalización de las rocas, es prácticamente insensible. Se incluyen en esta zona superior del grado medio tanto rocas del núcleo de Sierra Albarrana como litologías de la formación Azuaga, sin embargo, las relaciones texturales de las estauroлитas formadas en los metasedimentos de uno u otro conjunto litológico, presentan características distintivas. En ambos casos se trata de porfidoblastos gruesos, aunque de tamaños variables entre 500 μ y 4 cm, que desarrollan contornos idioblásticos y contienen gran cantidad de inclusiones de cuarzo y opacos, dibujando una esquistosidad interna (Si). Sin embargo, las estauroлитas formadas en los materiales del núcleo de Sierra Albarrana aparecen envueltas por la esquistosidad principal (S1 hercínica) y la esquistosidad interna corresponde a la S prehercínica. Esta aparece plegada y se prolonga fuera del porfidoblasto, en sombras de deformación. El crecimiento de la estauroлита es pues, claramente posterior a esa fase deformativa y se relaciona con el inicio de la fase principal hercínica de deformación. Las andalucitas de 1ª fase coexisten en estas rocas con la estauroлита. Las estauroлитas formadas en los materiales de la Formación Azuaga tienen mayor idiomorfismo y la Si aparece ligeramente curvada y concordante con la esquistosidad principal hercínica. Su crecimiento es esencialmente sincinemático.

Hacia el núcleo de Sierra Albarrana, la recristalización metamórfica aumenta al pasar de la zona de estauroлита a sillimanita.

En los niveles de esquistos la asociación metamórfica que se encuentra es de cuarzo + plagioclasa + moscovita + granate ± sillimanita ± andalucita ± feldespato potásico ± cordierita. La sillimanita se presenta tanto como fibrolita como con hábito prismático, su crecimiento tiene lugar desde el principio de la fase principal, aparece marcando la esquistosidad, y en sombras de deformación alrededor de los porfidoblastos de andalucita. La cordierita es escasa, aparece pseudo-morfizada a productos micáceos, y son blastos con formas ovoides.

En los gnéisels la asociación metamórfica es de cuarzo + plagioclasa + moscovita ± sillimanita ± feldespato potásico ± cordierita, en algunos sectores dentro de ellos pueden observarse procesos de migmatización, apareciendo diferenciaciones leucosomáticas constituidas por cuarzo y plagioclasa, melanosomas biotítico cordieríticos, y pequeños cuerpos de composición granítica.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Las rocas afectadas por el metamorfismo de contacto son de la Formación Azuaga, principalmente en la aureola del Macizo de La Cardenchora; si bien, aparecen algunas pizarras mosqueadas asociadas al vulcanismo del Complejo de las Erillas en el vértice NE de la Hoja.

Las corneanas asociadas al Macizo de La Cardenchora se encuentran rodeando al cuerpo y en los retazos que se conservan dentro del cuerpo granítico. La aureola es asimétrica, alcanzando gran desarrollo en el borde septentrional y occidental, en donde se ve cortada por la Falla de Azuaga y la Patuda-Casa de las Adelfillas respectivamente. En el borde meridional es escasa y va estrechándose hasta desaparecer en el borde oriental.

Las corneanas son rocas polimetamórficas donde el metamorfismo térmico se superpone al regional. La asociación más extendida corresponde a corneanas de albita-epidota de bajo grado, llegando al grado medio con asociaciones con andalucita y cordierita sólo en zonas muy próximas al granito, en el borde occidental y en los retazos internos. En estos últimos, ocasionalmente, se llega a corneanas de alto grado con andalucita-cordierita-sillimanita-biotita.

Los contactos entre corneanas y granitos son netos, y el único aporte metasomático del granito a las rocas encajantes es el de un enriquecimiento en cuarzo y localmente en turmalina.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA

El área comprendida dentro de la hoja de La Cardenchora pertenece, enteramente, a la cuenca hidrográfica del río Guadalquivir, presentando una incisión fluvial muy acusada por la acción de la red de drenaje de los ríos Bembézar y Benajarafe.

En el sector septentrional de la hoja, el encajamiento de los valles tributarios de estos dos ríos es algo menor, dada su mayor proximidad a la llanura extremeña, donde la incisión fluvial es poco acusada.

Los relieves más elevados alcanzan cotas comprendidas, casi siempre, entre 700 y 750 m. (Sierra de la Albarrana, Sierra de la Marianta, Sierra de la Aguja, Loma de las Palmas en el SO y Cerro Alcornocosa en el ángulo SE), que permiten definir un nivel bastante constante que cubre la totalidad de la hoja. En el cerro Erillas (896 m), situado en la Sierra Marianta, se alcanza la mayor elevación por encima del nivel mencionado. La climatología de esta región se caracteriza por la existencia de veranos muy calurosos y secos, con gran duración, e inviernos cortos, moderadamente húmedos y templados. La temperatura media anual se aproxima a los 18° C y las precipitaciones alcanzan los 500 mm.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

La hoja se sitúa enteramente sobre un sustrato constituido por granitos (sector central) y meta-sedimentos, tan sólo cubierto por materiales cuaternarios de origen aluvial y coluvial con escaso desarrollo.

En un trabajo anterior, más amplio, correspondiente también a una cartografía y estudio geomorfológico a escala 1:50.000 (MARTÍN-SERRANO, inédito), el sector correspondiente a la Hoja de La Cardenchoza quedaría comprendido dentro del dominio definido en dicho trabajo como "escalón del Guadalquivir" y concretamente en el subdominio caracterizado por un "control de la dinámica de sistemas incisivos lineales".

Indudablemente, la acentuada incisión de la red fluvial atenúa considerablemente el control de la litología y la estructura sobre el relieve, no obstante cabe distinguir un sector occidental (Sierra Albarrana y alrededores) en el que las capas cuarcíticas condicionan la existencia de numerosas crestas y "hog backs" con dirección NO-SE, llegando a configurarse pequeñas y poco extensas superficies estructurales, con fuerte pendiente, así como alguna figuras tipo "chevron" en series con litologías alternantes.

En el Tercio Oriental del área investigada existe un control estructural menos acentuado, con crestas menos definidas que presentan una dirección más norteada que la anterior (NNO-SSE). Dicha circunstancia viene condicionada por la existencia de un relieve en el que la red de drenaje presenta un desarrollo exclusivamente dendrítico y donde sólo cabe destacar la existencia de diversos resaltes o crestas debidas a diques, con dirección dominante E-O.

5.2.2. Estudio del modelado

La acentuada incisión fluvial también condiciona una baja diversidad de formas erosivas y sedimentarias, especialmente en las de génesis poligénica.

5.2.2.1. Formas poligénicas

Se incluyen en este apartado las formas generadas por más de un proceso morfogenético, como son las superficies de erosión y depósitos de tipo aluvial-coluvial.

Se han diferenciado hasta tres niveles o superficies de erosión, cuya delimitación puede ser en algunos casos problemática y discutible, dado que aparecen bastantedegradadas por la incisión fluvial posterior. Para su identificación se han agrupado numerosas crestas o divisorias de interfluvios que aparecen a una cota similar. Por ellos las áreas consideradas como superficies, en muchos casos no tienen tal morfología ya que corresponden en realidad a un relieve muy quebrado, pero en el que, no obstante, conviene destacar la existencia de una superficie original anterior al encajamiento de la red hidrográfica.

La superficie más alta (S_1), ya mencionada en el primer apartado, se sitúa fundamentalmente a cotas comprendidas entre 700 y 750 m, siendo la más extensa y mejor conservada a pesar de su altitud. Dentro de la zona investigada podría interpretarse como un nivel de cumbres, dado que corresponde a las mayores elevaciones de la misma con excepción del Cerro Erillas. Sin embargo, al prolongar la misma superficie hacia el Norte de la hoja, se observa como, por ejemplo, en la zona de Peñarroya, se corresponde con un nivel topográfico y con diversas hombreras situadas bajo el auténtico nivel de cumbres, correspondiente a las sierras cuarcíticas y que se sitúa a unos 150 m por encima del anterior. De esta manera y, dentro de la hoja, el Cerro Erillas (896 m) y, algunos relieves situados al Este del mismo y que superan los 800 m de altitud, serían formas residuales, en relación con la superficie mencionada y equivalentes de las sierras cuarcíticas situadas al Norte de la zona de estudio. Esta superficie y las formas suaves (valles seniles) asociadas corresponden, por tanto, a la llanura extremeña, tal como puso de manifiesto MARTÍN-SERRANO, A. (*op. cit.*).

No obstante, existen diversas discrepancias en relación con la identificación y la edad asignada por los diferentes autores. Así, HERNÁNDEZ PACHECO (1947) la considera como una superficie finipaleógena, en tanto que DÍAZ DEL OLMO y GUTIÉRREZ ELORZA (1983) y GÓMEZ AMELIA (1985) proponen una edad neógena para la misma. Por otro lado, RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, (1988) y RODRÍGUEZ VIDAL y DÍAZ DEL OLMO (1989) la consideran como una superficie paleógena, desnivelada tectónicamente y retrabajada mediante pedimentos erosivos durante el Pliocuaternario.

En este caso conviene señalar que esta hoja geológica se ha realizado simultáneamente con otras situadas más al Norte, cerca o, ya en el mismo borde, de la cuenca del Guadiana. Ello ha permitido obtener una visión global de las diferentes superficies, que podría resumirse de la siguiente manera:

La superficie culminante de la hoja de La Cardenchosa se prolonga hacia el Norte con diversas hombreras y escalones situados bajo el nivel de cumbres de los relieves cuarcíticos, y en todos los casos presenta una alteración característica, de color rojo intenso, (equivalente de la etapa o "episodio rojo" definido en 1986 por MARTÍN-SERRANO, A., en otros sectores del Macizo Hespérico) e incluso depósitos de canturrales rojizos.

En el sector de Peñarroya, bajo esta superficie se han labrado diversos valles apalachianos, recubiertos por rañas ocres (en el sentido de MARTÍN-SERRANO, A. *op. cit.*) y encajados unos 100 m en relación con la misma.

Por todo ello y a tenor de las edades asignadas por este último autor para los periodos rojos (oligo-Mioceno) y ocre (Mioceno medio y superior y Plioceno), la edad de la última elaboración de la superficie culminante (S_1) de la hoja correspondería al final del Paleógeno y al Mioceno inferior.

En la hoja de La Cardenchoza esta superficie y las suaves formas de relieve asociadas, presentan también alteraciones rojas características, que también avalan la correlación anterior.

Por debajo de este nivel se ha diferenciado una segunda superficie (S_2), situada entre los 600 y 520 m de altitud, lo cual equivale a un encajamiento de 100 a 150 m en relación con la primera.

La fuerte disección de esta superficie ha impedido la preservación de sedimentos que podrían aportar datos sobre su edad o al menos establecer correlaciones con las áreas vecinas. Sin embargo, si se tiene en cuenta, por un lado, que las alteraciones del zócalo a este nivel presentan coloraciones ocres con desarrollo variable, y por otro, que la cuantía de su encajamiento, en relación con la superficie culminante, es similar o algo superior a la que presentan las rañas (depósitos ocres) del sector de Peñarroya, dicha superficie podría correlacionarse con la etapa de encajamiento estabilizado, dado que dichas cotas corresponden a un nivel bastante uniforme y con escasas pendientes, por debajo del cual se ha producido un acelerado encajamiento posterior, que alcanza, en relación a los aplanamientos mencionados, los 220 m en el borde meridional de la hoja y tan sólo 20 a 40 m en el sector noroccidental, donde la erosión remontante actual aparece con un desarrollo menor.

Los depósitos de origen aluvial-coluvial constituyen la única formación sedimentaria de origen poligénico, diferenciada dentro de la hoja, habiéndose considerado como tal los recubrimientos existentes en las vaguadas (laderas y fondos existentes en la zona de La Cardenchoza).

5.2.2.2. *Formas fluviales*

La única formación sedimentaria denificada corresponde a los fondos de valle constituidos por los acarreoos que cubren los talwegs de las profundas y estrechas vallonadas. Su desarrollo sólo alcanza cierta importancia en el caso del río Bembézar, hasta el lugar en el que son cubiertos por las aguas del embalse con el mismo nombre.

Las líneas de talweg y las divisorias de aguas definen una intrincada red, que permite visualizar la elevada densidad del drenaje y el reciente rejuvenecimiento del relieve.

A lo largo de los cauces principales existen algunos rápidos, debidos a la presencia de un sustrato más resistente.

La erosión lateral en los mismos cauces produce el retroceso de algunas laderas, en especial la acentuada sinuosidad de los cauces principales en los, al menos, dos de sus menadros, situados en los ríos Bembézar y Benajarafe respectivamente, estando muy próximos a su estrangulamiento.

5.2.2.3. Formas de ladera

Se han diferenciado diversos recubrimientos correspondientes a coluviones y canchales en laderas regularizadas y que alcanzan cierto desarrollo en la vertiente suroccidental de la Sierra de Albarrana y, escasa importancia, en otros lugares, relacionados principalmente con las laderas situadas bajo la superficie culminante (S_1), así como en el valle del río Bembézar.

Con mayor extensión se han representado diversas laderas regularizadas y disectadas, en las que los coluviones presentan un desarrollo variable como consecuencia de su parcial y reciente desmantelamiento.

5.2.2.4. Formas antrópicas

Existen en el área diversas labores mineras cuyas escombreras alcanzan cierto desarrollo, aunque nunca comparable al ingente movimiento de tierras realizado en las obras de ampliación en las instalaciones de El Cabil.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se completa la descripción de las alteritas y sedimentos ya analizados bajo un punto de vista geomorfológico. Con excepción del lehm granítico más o menos removilizado, el resto de las formaciones superficiales alcanzan un escaso desarrollo.

5.3.1. Alteritas

El lehm granítico existente en el sector centro-septentrional presenta un desarrollo muy variable como consecuencia de su desmantelamiento durante las etapas de incisión finieógena y cuaternaria. No obstante, y en algunos sectores, puede alcanzar una profundidad de más de 30 m.

Las alteritas rojas existentes al nivel de la superficie culminante (S_1) presentan un menor desarrollo, dado que los procesos de lavado y ferruginización, no muy importantes, alcanzan una profundidad casi siempre inferior a la decena de metros.

Las alteritas ocres posteriores, aparecen más ampliamente repartidas, afectando tanto a la superficie S_2 como a las laderas existentes por encima de las mismas. Por otro lado, los derrames y acarreo posteriores de las mismas alteritas cubren de forma superficial el sustrato situado a cotas inferiores a las de dicha superficie.

5.3.2. Sedimentos

Los fondos de valle, corresponden a sedimentos fluviales poco evolucionados en función de su textura y composición, reuniendo la gran variedad litológica de la región, apareciendo cantos y bloques de metapelitas, calizas, dolomías, areniscas, cuarcitas y diversas rocas plutónicas.

Los coluviones y canchales presentan una matriz limo-arcillosa que empasta fragmentos angulosos de areniscas, cuarcitas y dolomías en función de la litología de las laderas que recubren.

5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de la región se inició con el dismantelamiento y la profundización simultánea de un potente perfil de alteración, durante el Mesozoico y el Paleógeno. Con ello se generó una superficie grabada o encajada en relación a un nivel de cumbres cuarcíticas presentes en gran parte del Macizo Hespérico (MARTÍN SERRANO, 1986 y MOLINA *et al.*, 1989).

Esta etapa inicial no puede deducirse de la sola observación de los rasgos morfológicos presentes en la hoja de La Cardenchoza, sino de la consideración de los datos bibliográficos señalados y de las observaciones efectuadas en sectores más septentrionales y consignados en el apartado dedicado a las superficies de erosión.

Durante el Paleógeno terminal y probablemente durante el Mioceno inferior esta superficie, correspondiente a la llanura extremeña, (superficie S_1 de la hoja de La Cardenchoza) experimentó un proceso de alteración poco intensa, bajo un clima árido, que dió lugar a las alteritas rojas presentes en el borde septentrional de la hoja y a los depósitos de canturrales rojizos, tipo glácis, existentes en sectores más septentrionales. Tanto las alteritas como estos depósitos pueden correlacionarse con un episodio o etapa roja, definido, por los autores mencionados, en otros sectores del macizo Hespérico.

Durante el Mioceno medio-superior y Plioceno se produjo el dismantelamiento de esta superficie (S_1), alcanzándose una etapa de encajamiento estabilizado, de edad finineógena, en la que se generaron las extensas rañas existentes al Norte de la hoja y muy probablemente la superficie S_2 definida dentro de la misma.

Probablemente durante el Plio-pleistoceno, otro episodio de encajamiento con una estabilización final, habría dado lugar a la tercera y última superficie (S_3) de las definidas en la hoja de La Cardenchoza. En tiempos recientes, posiblemente durante el Pleistoceno medio-superior y Holoceno, la erosión remontante de los valles, afluentes del Guadalquivir, ha disectado profundamente el último aplanamiento mencionado, al menos en el sector meridional de la hoja donde la diferencia de cotas entre los cauces actuales y la superficie S_3 supera los 200 m.

Estos sucesivos periodos de incisión, con etapas finales de encajamiento estabilizado, bien pueden relacionarse con movimientos tectónicos ligados al escalón del Guadalquivir, situado por MARTÍN SERRANO (inédito) en las proximidades del borde meridional de la hoja. Por tanto, la evolución geomorfológica durante el Neógeno terminal y Cuaternario, habría estado condicionada por sucesivas bajadas del nivel de base correspondiente a la cuenca del Guadalquivir o, alternativamente, por elevaciones episódicas de este borde montañoso.

5.5. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos de incisión y encajamiento continúan siendo muy activos, dado que los perfiles longitudinales de los ríos principales están muy lejos todavía de su regularización. Dicha circunstancia se deduce no sólo de la gran energía del relieve, sino también de la sola comparación entre las cotas correspondientes a los cauces actuales y a la última superficie (S_3) en los bordes meridional y septentrional de la hoja, que tal como ya se ha indicado más arriba es de 220 y 20 a 40 respectivamente.

No obstante, tampoco puede excluirse un posible basculamiento de toda la región hacia el Norte con posterioridad a la génesis de S3, el cual habría atenuado el valor de la pendiente original de la misma incidiendo en el fuerte rejuvenecimiento del relieve. Estos aspectos han sido desarrollados en el apartado dedicado a Neotectónica.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de esta hoja, dada la ausencia de dataciones contrastadas, a excepción de las referidas a las cuencas carboníferas, es necesariamente una hipótesis de trabajo compatible con los datos disponibles.

En función de las relaciones sedimentarias y estructurales, ha podido establecerse una secuencia geológica, que en ocasiones se apoya en datos regionales.

Las cartografías más recientes del entorno (HOJAS MAGNA) han venido considerando los materiales de Ossa-Morena compartimentados en dominios, para los que se expone una historia geológica propia. Estos dominios están limitados por grandes fallas longitudinales que dificultan el reconocimiento de las relaciones paleogeográficas y tectónicas entre ellos. Este hecho alcanza una especial relevancia en esta hoja, al quedar la mayor parte de su superficie enmarcada entre dos de estos grandes accidentes (Fallas de Azuaga y Malcocinado).

Los materiales considerados más antiguos son los gnéises y micaesquistos del Corredor Blastomilonítico, que según los recientes trabajos de la Universidad del País Vasco, corresponden a un complejo orogénico de subducción/colisión durante la Orogenia Pan-Africana.

Para estos autores la evolución tectometamórfica del Corredor Blastomilonítico, se caracteriza por un primer episodio de deformación y metamorfismo asociado al emplazamiento de importantes unidades alóctonas durante el Proterozoico Superior, seguido por un episodio de rifting, no bien conocido actualmente, y por uno posterior de deformación dúctil transcurrente al que se asocia un metamorfismo de grado bajo-medio. Este último episodio está causado por una zona de cizalla de desarrollo cortical que da lugar a una intensa deformación dúctil con estructuras que indican desplazamientos acumulados de centenares de kilómetros.

Estratigráficamente los gnéises aflorantes en la Hoja, se supone que proceden de rocas vulcanoclásticas y vulcanitas ácidas con intrusiones básicas. Las dataciones radiométricas indican una edad Neoproterozoico, probablemente hacia su base o más antiguas, ya que estas dataciones se han realizado sobre rocas intrusivas dentro de la serie (en ABALOS *et al.*, 1990).

La relación entre los materiales del Corredor Blastomilonítico y los de la Sierra Albarrana es, en esta hoja, exclusivamente tectónica, producida por la Falla de Azuaga.

En los materiales de Sierra Albarrana, la sedimentación comienza en un medio intermareal, abierto, con depósitos de plataforma siliciclástica dominada por tormentas, según un ciclo de facies grano y estrato creciente que definiría una situación regresiva. Esto se confirma por la presencia de estratificaciones cruzadas de gran ángulo, estratificación gradada e icnofauna en los paquetes cuarzo-feldespáticos.

Sobre estos tramos y en paso gradual se instala una sedimentación siliciclástica más fina (pelítico-arenítica) con intercalaciones volcánicas ácidas y en menor proporción básicas, de tipo volca-

noclásico. Posteriormente y en transición se instala un régimen de sedimentación más distal, con depósitos de lutitas ricas en aluminio en un medio más tranquilo. En esta última etapa tiene lugar la intrusión de rocas graníticas, algunas de cierta entidad como las que ha dado lugar a los ortogneises de Mina María.

Por su posición estratigráfica, así como la edad de las formaciones suprayacentes, se le ha atribuido una edad Neoproterozoico Superior-Medio.

Este ciclo concluye con un episodio orogénico que da lugar a una estructuración con desarrollo de esquistosidad generalizada y a un metamorfismo regional de grado medio. Por la edad de las formaciones suprayacentes y por consideraciones regionales, este episodio podría correlacionarse con la orogenia finiprecámbrica Pan-Africana.

Sobre los materiales estructurados y metamorizados en el ciclo anterior, se deposita en discordancia angular y erosiva la Formación Azuaga, en cuya base se ha detectado un nivel de conglomerados que formaría parte de la discordancia mencionada.

La Formación Azuaga por sus características estratigráficas se asocia a un medio de plataforma siliciclástica dominada por tormentas en la que los miembros inferiores representan los depósitos de plataforma externa distal y los superiores serían facies de nearshore y shoreface. Dada su potencia y homogeneidad en su sedimentación, se puede decir que corresponde a depósitos de un área subsidente, y que las condiciones de sedimentación se mantuvieron durante un largo periodo de tiempo.

El medio sedimentario se corrobora por la presencia de icnofauna, si bien los fósiles encontrados no precisan la edad de esta formación, que por criterios regionales y estructurales se ha atribuido al Neoproterozoico superior.

Los materiales de la Unidad Loma del Aire son la base del ciclo paleozoico. En esta hoja la relación con la Formación Azuaga es tectónica (Falla de Malcocinado), lo que no permite precisar qué tipo de contacto presentan. Sin embargo, se puede constatar que la deformación y metamorfismo, observado en esta hoja, son los mismos en ambas.

En otras zonas de Ossa-Morena no se descarta que este contacto pudiera ser una discordancia angular, que en cualquier caso estaría producida por un plegamiento suave sin esquistosidad ni metamorfismo, atribuible a una fase tardía de la Orogenia Pan-Africana.

Por correlación con sectores próximos se considera a estos materiales como la base del ciclo cámbrico, que supone un cambio muy importante en el medio de sedimentación. Sobre ellos se produce una sedimentación en un medio marino somero, de una serie vulcanosedimentaria con aportes volcánicos andesíticos y ácidos, al parecer ligados a un vulcanismo calcoalcalino, propio de un proceso de rifting. Hacia techo la influencia volcánica disminuye permitiendo el crecimiento de niveles estromatolíticos calcáreos datados como Cámbrico inferior, en hojas adyacentes (Formación Pedroches).

Todos los materiales descritos están afectados por la Orogenia Hercínica. En el Corredor Blastomilonítico se manifiesta, como se ha dicho, por una estructuración de cizalla levógira en

régimen dúctil. En el resto de los materiales ha dado lugar a dos episodios de plegamiento, el primero de ellos con desarrollo de esquistosidad generalizada, a los que se asocia un metamorfismo regional, con un domo térmico acusado en Sierra Albarrana, monocíclico, polifásico de alta temperatura y presión intermedia. Asociado a este metamorfismo, en una fase tardía, se produce la intrusión de abundantes cuerpos pegmatíticos en el núcleo de Sierra Albarrana.

Con posterioridad a estas dos fases de plegamiento tiene lugar la reactivación de la zona de cizalla levógira del Corredor Blastomilonítico, en un régimen frágil, que se manifiesta por las grandes fracturas que compartimentan la zona. En este entorno geodinámico tiene lugar las intrusiones ígneas de la Alineación magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, cuya génesis se admite que está ligada a una geosutura que cortó la base de la corteza.

Esta situación tectónica se prolonga en el tiempo y da lugar a una estructuración heterogénea en un medio básicamente rígido. Así, la Falla de Azuaga está sellada por las diabasas de El Alcornocal, y a su vez deforma, tanto ella como las fallas asociadas, al Macizo de La Cardenchosa.

La sedimentación se reanuda en el Carbonífero Inferior (Cuencas de Valdeinfierno y Benjarafe) con carácter claramente post-tectónico, al contener en sus sedimentos cantos de las series anteriores ya completamente estructurados. Los sedimentos carboníferos son depósitos continentales de un umbral formado durante los episodios de plegamiento de la Orogenia Hercínica acompañados en la Cuenca de Benjarafe por un volcanismo importante. El control de la sedimentación y el suave plegamiento posterior de los materiales carboníferos, se debe a una dinámica de bloques causada por fallas o rejuegos tardihercínicos.

Las últimas estructuras son debidas a una fracturación en régimen frágil con desarrollo de fallas de dirección E-O, N40°-60°E y N-S.

La edad de la deformación que afecta a los materiales del núcleo de Sierra Albarrana se considera finiprecámbrica y se precisará cuando se date la Formación Azuaga, correspondiéndose con las deformaciones más antiguas que presentan los materiales del Corredor Blastomilonítico.

Las dos primeras fases de la Orogenia Hercínica y el metamorfismo asociado es pre-Tournaisiense, edad de las cuencas carboníferas que las cortas, lo que confirma por la datación radiométrica efectuada por DALLMEYER y QUESADA (1989) que da 350 m.a. para las pegmatitas del núcleo de Sierra Albarrana, que coincide con la deformación por cizalla dúctil levógira del Corredor Blastomilonítico (GARCÍA CASUERO *et al.*, 1988).

Tras los depósitos carboníferos no hay registro sedimentario. Las únicas estructuras que existen son fracturas, frecuentemente con relleno hidrotermal, cuya génesis hay que enmarcarla en la deformación del Macizo Hespérico durante la Orogenia Alpina.

Los estudios de neotectónica realizados indican que la zona ha sufrido basculamientos ligados a movimientos de bloques, cuya evidencia se encuentra en el borde Norte de la Cuenca del Guadalquivir

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

En el ámbito de la hoja son muy numerosos los indicios y explotaciones mineras, algunas de las cuales se remontan a época romana.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

En su mayor parte se trata de yacimientos filonianos relacionados con una etapa de fracturación tardía, y entre los que se pueden distinguir, de acuerdo con su paragénesis, los tipos: B.P.G. flúor, bario, sulfuros de cobre y óxidos de hierro.

Existen también, aunque con más escasa representación, mineralizaciones estratiformes de hematites, y pegmatíticas con minerales de uranio.

Plomo-Zinc

Este tipo de yacimientos se localizan hacia el borde N de la hoja, donde existen tres campos filonianos de características similares y ligados a otros tantos sistemas principales de fracturación, subverticales y con las siguientes direcciones: N50°-70°E; N35°O-10°E y N140°-160°E.

Su paragénesis es del tipo B.P.G.: galena, esfalerita, pirita y calcopirita, en ganga de calcita y cuarzo; la barita es también común aunque no siempre abundante. Cuando estos filones atraviesan el granito pueden contener también algo de fluorita.

Flúor

La fluorita se encuentra asociada al stock granítico de La Cardenchoza. Existen dos filones de dirección N45°E, subverticales y ampliamente reconocidos en Minas Glorias, emplazados sobre fracturas de longitud cartográfica que atraviesan el granito. Ambos filones presentan una paragénesis compuesta por fluorita, calcita, cuarzo con escasa diseminación de pirita, galena, calcopirita y bornita.

El borde S del stock granítico aparece delimitado por una falla N90°-100°E, sobre la que se encuentra la Mina Venus, en la que se explotaron barita y fluorita.

Bario

Los filones de barita adquieren un desarrollo importante en el ángulo NE de la Hoja, mostrando direcciones comprendidas entre N40° y N90°E y con buzamientos subverticales.

Su paragénesis general es de barita con cuarzo y algo de calcita, son relativamente frecuentes en el seno de la Formación Azuaga, pero en ningún caso merecen atención por sus reducidas dimensiones. Normalmente, se encuentran relacionados con fracturas N110°-160°E.

CUADRO I: Indicios y/o yacimientos minerales de la Hoja 900 (La Cardenchoa)

N°	NOMBRE	COORDENADAS UTM	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	LABORES	OBSERVACIONES
1	El hombre	X= 280.375 Y= 4.227.050	Fuenteobajuna	Zn-Pb (Cu-Ag-Fe)	Filoniana N-15°-E N-75°-E	Blenda-Galena-Calcopirita-Malaquita-Calcita-Cuarzo-Fluorita	Pozos casi secados. Trincheras	El encaje es micasesquistoso de la Formación Albariza
2	Segoviana bñs	X= 280.325 Y= 4.227.050	Fuenteobajuna	Pb (Zn-Ag-Cu)	Filoniana N-65°-E	Galena-Blenda-Calcopirita-Malaquita-Calcita-Cuarzo	Pocillo y trincheras	Varios sistemas de fracturas mineralizadas en relación con la zona de fractura N de la cuenca de Valdeinferno
3	Valdeinferno	X= 280.400 Y= 4.224.750	Hornachuelos	Pb (Ag-Zn-Cu-Fe)	Filoniana N-50°-E	Galena-Blenda-Calcopirita-Calcita	Trincheras y pozo	Fracturas rellenadas dentro de una milonita diabasa. La mineralización encaja en diabasas y fracturas de las rocas más competentes en el entorno de la Falla de Azuaga
4	Molinillos	X= 286.950 Y= 4.226.900	Fuenteobajuna	Pb-Zn-Fe (Cu-Ag)	Filoniana desde N-0°-E a N-175°-E	Galena argentífera-Blenda-Calcopirita-Calcita y Cuarzo	Labores antiguas. Trincheras y pozos de hasta 20 m de profundidad	Fracturas rellenas dentro de una milonita diabasa. La mineralización encaja en diabasas y fracturas de las rocas más competentes en el entorno de la Falla de Azuaga
5	Rica Andaluza Beletta	X= 287.450 Y= 4.226.575	Fuenteobajuna	Pb-Fe-Zn (Cu-Ag)	Filoniana desde N-0°-E a N-175°-E	Galena-Pirita-Calcopirita-Sulfurita-Calcita-Barita	Trincheras. Socavones (43 m), 9 pozos de hasta 85 m de profundidad	Brecha muy ferruginosa que encaja en gneis milonitizado, cuarcítico, muy silicificado de la Formación Argalón
6	Casa Hornaprieto	X= 292.675 Y= 4.226.750	Fuenteobajuna	Qz	Filoniana desde N-0°-E a N-5°-E	Cuarzo-Calcedonia con sulfuros	Sin labores	Diabasas carboníferas del Eje Magalato. Fracturas del mismo tipo, norteadas
7	Los Villares	X= 291.325 Y= 4.226.125	Fuenteobajuna	Ba-CaI	Filoniana N-S	Barris-Calcita-Galena-Pirita-Calcopirita	Sin labores	
8	Casas del Rubio Abulladero	X= 290.150 Y= 4.227.200	Fuenteobajuna	Pb-Zn-Fe-Cu (Ag)	Filoniana desde N-10°-E a N-170°-E	Galena-Crusita-Calcopirita-Malaquita-Blenda-Bauta-Cuarzo-Calcedonia-Calcita	3 pozos, trincheras, registros y galerías	Labores antiguas. Continuación al Norte de la estructura de Tres bocas
9	Omnubí	X= 288.725 Y= 4.226.075	Fuenteobajuna	Pb-Fe (Ag-Zn-Cu)	Filoniana desde N-30°-E a N-70°-E	Galena-Pirita-Oxidos de hierro-Calcopirita	Trincheras, pocito y registros	Labores antiguas en una longitud de 200 m. Contacto con la Falla de Azuaga
10	Mina María	X= 285.300 Y= 4.225.850	Fuenteobajuna	Pb-Zn-Cu-Fe (Ag-Sn)	Filonianas 7 filones N-30°-E a N-15°-E	Galena-Pirita-Calcopirita-Blenda-Cuarzo-Carmonita-OPe, Cu-Pirrotita	Pozo principal (146 m de profund.) Galena, registros. Socavón antiguo de 140x140x15 cm	La mineralización está en fracturas de tipo normal. En el Orecillo de la Albariza micasesquistos de La Albariza
11	Valdepiñás	X= 284.150 Y= 4.224.250	Hornachuelos	Pb-Zn (Ag-Cu)	2 filones N-60°NW N-60°NW Filoniana	Calcita más galena en brechas	Labores muy antiguas de 20 m de anchura por 4 m de profundidad	Micasesquistos de la Formación Albariza de alto metamoformismo

CUADRO I: Indicios y/o yacimientos minerales de la Hoja 900 (La Cardenchoa). (Continuación)

N°	NOMBRE	COORDENADAS UTM	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	LABORES	OBSERVACIONES
12	El Carrasco	X= 286.600 Y= 4.224.800	Hornachuelos	Pb-Zn (Ag-Cu)	Filoniada 2 filones N-70°-NW	Galena dispersa en calcita o siderita. Fluorita-calcopirita-biendeberita	Explotaciones muy antiguas con trincheras de hasta 10 m de anchura	Granos y micasesquistos de la Formación Albarza
13	Caños Altos	X= 285.375 Y= 4.223.050	Hornachuelos	Pb	Filoniada N-90°-E	Galena-Biendeberita-Arenopirita?	Sin labores	Fractura de gran envergadura
14	La Panah	X= 287.575 Y= 4.224.550	Hornachuelos	Qz (Fe-Cu-Ni- B-A-S-Co-Cr- W)	Filoniada 4 a 5 filones N-150 a 160° E	Cuarzo cristalizado masivo con selchita alrededor de los afloramientos	Sin labores	Micasesquistos de la formación Albarza
15	Tres bocas	X= 289.475 Y= 4.223.725	Hornachuelos	Pb (Fe-Cu-Ag- Zn)	Filoniada N-15 a 40°-E	Galena-Pirita-Fluorita-Cuarzo- Calcetonia	Explotaciones antiguas: trincheras, pozos, socavones	Fracturas con relleno de cuarzo y calcita, algo mineralizadas. Granito, cornueña de pizarra de Azuaga y micasesquistos de Albarza
16	Fuente de las Conjas	X= 290.700 Y= 4.224.270	Fuenteobojuna	Pb-Zn-Cu-Ag (Ba-F)	Filoniada 2 filones N-20° N-35°-E	Galena-Siderita-Cuarzo-Calcetonia	Trincheras y pozos	Granito de La Cardenchoa
17	Arroyo Barranco	X= 291.220 Y= 4.223.480	Fuenteobojuna	Pb (Ag-Zn-Cu) Ba-F	Filoniada N-80°-E	Galena-Calcopirita-Calcita y Cuarzo	Trincheras y pozos antiguos	Granito de La Cardenchoa y pizarras de Azuaga. Falla tipo E-W con tensión posterior y relleno
18	Las Chozas	X= 292.450 Y= 4.223.850	Fuenteobojuna	Pb-Zn (Ba-F)	Filoniada N-30°-E?	Cuarzo-Calcetonia-Galena-Bariita- Fluorita	Sin labores	Granito de La Cardenchoa
19	Casas de Las Chozas	X= 293.430 Y= 4.223.170	Fuenteobojuna	Ba-F (Pb-Zn- Cu)	Filoniada N-0°-E a N-25°-E		Sin labores	Brecha y milonita de granito. Cornueña y diabasas silíceas y a veces mineralizadas
20	Jopillo	X= 292.350 Y= 4.222.600	Hornachuelos	Pb-Zn (Ag-Cu)	Filoniada N-45°-E	Brecha mineralizada con Calcita- Brida y Calcopirita	Registro y pozo	Granito de La Cardenchoa
21	Tonlejos	X= 293.175 Y= 4.223.000	Hornachuelos	Pb (Ag-Zn-Cu)	Filoniada N-45° E	Galena-Fluorita	Trinchera y socavón	Fractura solo mineralizada en el granito
22	Los Caños Bajos	X= 286.575 Y= 4.221.300	Hornachuelos	Pb-Zn (Ag-Cu)	Filoniada N-60°-E	Galena-Cerussita-Fluorita	Pozo cegado	Micasesquistos
23	Montesina Tonlejos	X= 288.760 Y= 4.220.575	Hornachuelos	Pb-Fe	Filoniada N-70°-E	Brecha con sulfuros	Sin labores	Micasesquito con estauroilite Formación Albarza
24	La Muela	X= 292.035 Y= 4.219.750	Hornachuelos	Ba	Filoniada N-20°-E	Cuarzo-Bariita-Calcita-Ofite	Registro	Leucogranito. Mineralización optoclasa (trozos de 10 m)
25	Cerro Tonlejos	X= 290.150 Y= 4.220.500	Hornachuelos	Qz (And)	Filoniada N-170°-E	Cuarzo-Moscovita-Andalucita- Turmalina-cuanta	Labor de investigación para andalucita	Micasesquistos de la Formación Albarza
26	Tablada Medinas	X= 296.775 Y= 4.226.350	Fuenteobojuna	Qz (Pb-Zn)	Filoniada N-20°-E a N-75°-E	Brecha de diabasa con cuarzo y calcidiat en bandas. Mineralización dispersa en la calcetonia, de biendeberita-pirita-calcopirita-covellina-cerussita-smaltosita-anglésita-jimonita y calcita	Cuatro pozos. El muestreo de 40 m de profundidad	

CUADRO I: Indicios y/o yacimientos minerales de la Hoja 900 (La Cardenchoa). (Continuación)

N°	NOMBRE	COORDENADAS UTM	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	LABORES	OBSERVACIONES
27	Arroyo del Pozo	X= 299.150 Y= 4.226.950	Fuencobojuna	Fe	Filoniana N-75°-E N-170°-E	Brechas de diabasa muy ferruginosas con calcedonia y sulfuros	Sin labores	
28	Currizal	X= 294.875 Y= 4.226.750	Fuencobojuna	Fe-Pb	Filoniana N-S N-15°-E	Galena-Blenada-Pirita-Calcopirita y óxidos de hierro	1 trinchera y 1 pozo de 20 m de profundidad	Brecha de diabasa con Calcedonia y cuarzo en bandas
29	Cardenchoa Misal	X= 284.850 Y= 4.225.650	Fuencobojuna	Fe-Pb	Filoniana N-2°-E	Galena-Calcopirita-Pirita-Ofite	2 pozos cegados	Brecha de diabasa con calcedonia y cuarzo en bandas
30	El Barraco	X= 296.250 Y= 4.220.700	Hornachuelos	Fe-Cu	Filoniano N-10°-E	Pirita-Calcopirita-óxidos de hierro-Malaquita-galena	2 pozos cegados	Brechas con vetas de cuarzo y calcedonia en bandas
31	Garabata	X= 295.725 Y= 4.225.150	Fuencobojuna	Fe-Cu	Filoniano N-10°-E	Cuarzo-Calcedonia-Calcopirita-Pirita-Hematites	Sin labores	
32	La Casnallidad	X= 296.125 Y= 4.224.350	Fuencobojuna	Ba (Cu-Fe)	Filofanera N-170°-E	Barita-Calcopirita-Malaquita-Pirita-Galena-óxido de hierro	Labores de reconocimiento	
33	La Almoba	X= 295.100 Y= 4.221.690	Hornachuelos	Cu-Fe	Filoniana N-20°-E N-40°-E	Galena-Siderita-Malaquita-Cuarzo	Pozos y trincheras	
34	Loma de las Carboneras	X= 297.700 Y= 4.221.850	Hornachuelos	Qz	Filoniano N-65°-E	Cuarzo ferruginoso	Sin labores	Contacto granito de La Cardenchoa y Formación Azuaga
35	Las Carboneras	X= 297.350 Y= 4.219.650	Hornachuelos	Fe-Cu	Filoniano N-40°-E	Pirita-Calcopirita-Malaquita-Calcita-Siderita-Cuarzo y Fluorita	Labores superficiales de poca longitud y profundidad	
36	Las parças Sureste	X= 279.900 Y= 4.216.650	Hornachuelos	Fe	Filoniana 5 filones N-130°-E	Cuarzo muy ferruginoso con sulfuros muy alterados	Sin labores	Brecha
37	Cerro del Hombre	X= 280.250 Y= 4.217.650	Hornachuelos	Pb-Zn	Filofanera N-130°-E	Milonita con vetillas de cuarzo algo mineralizadas	Sin labores	
38	Sierra del Aguila	X= 281.375 Y= 4.214.325	Hornachuelos	Fe	Filoniana N-130°-E	Milonita con vetillas de cuarzo algo mineralizadas	Sin labores	
39	El Añia	X= 282.950 Y= 4.214.700	Hornachuelos	Fe	Filoniana N-25°-E	Pequeña labor superficial		
40	El Añia Sur	X= 284.325 Y= 4.211.750	Hornachuelos	Ba (Pb-Zn)	Filoniana N-120°-E	Brecha ferruginosa con vetras de Barita	Sin labores	
41	El Añia Este	X= 284.350 Y= 4.212.700	Hornachuelos	Ba	Filoniana N-45°-E	Barita-Cuarzo con Ofite	Sin labores	Cuarzo brechoide ferruginoso
42	Arroyo del Añia	X= 285.350 Y= 4.212.825	Hornachuelos	Ba	Filoniana N-25°-E	Barita-Cuarzo	Sin labores	Cuarzo brechoide ferruginoso
43	El Añia Bajo	X= 285.150 Y= 4.212.400	Hornachuelos	Qz	Filoniana N-65°-E	Cuarzo-sulfuros diseminados	Sin labores	Brecha y milonita muy arcillosa. Vetillas algo mineralizadas
44	Piedra del Aguila	X= 293.750 Y= 4.218.775	Hornachuelos	Ba-F	Filoniana N-55°-E y N-104°E	Barita-Fluorita-Cuarzo	Pequeños registros de unos m de longitud	Granito de La Cardenchoa. Insección de fracturas E-W y N-40°-E algo mineralizadas
45	La Muela	X= 293.175 Y= 4.219.100	Hornachuelos	Ba	Filoniana N-20°-E	Barita-Fluorita-Cuarzo-óxido de hierro	Registro	Zona de brecha de orden métrico, ferruginosa y alterada
46	Las Carboneras	X= 296.175 Y= 4.218.800	Hornachuelos	Qz (Cu)	Filofanera N-45°-E	Cuarzo-calcedonia-Fluorita-cuarzo-hematites	2 registros	Crestas tapizadas de malaquita

CUADRO I: Indicios y/o yacimientos minerales de la Hoja 900 (La Cardenchoa). (Continuación)

N°	NOMBRE	COORDENADAS UTM	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	LABORES	OBSERVACIONES
47	Arroyo de las Atoyuelas	X= 296.175 Y= 4.218.800	Hornachuelos	Ba	Filoniana E-W	Barita-fluorita-cuarzo-hematites	2 registros	Gran fractura E-W con mineralización esporádica
48	Arroyo de las cruces	X= 294.300 Y= 4.217.675	Hornachuelos	Ba	Filoniana N-25°-E y N-65°-E	Barita-fluorita-cuarzo-cinabrio-hematites	Sin labores	Granito de La Cardenchoa. Fractura paralela a la de Minas Gloria
49	La Atoyuela	X= 294.300 Y= 4.217.675	Hornachuelos	Ba	Filoniana N-105°-E	Barita-Fluorita-Cuarzo-Cinabrio-Hematites	Sin labores	Granito de La Cardenchoa. Fractura E-W algo mineralizada
50	Gloria 2°	X= 294.625 Y= 4.216.350	Hornachuelos	F-Ba	Filoniana N-50°-E y N-65°-E y subverticales	Fluorita-Barita-Calcita-hematites-sulfuros de Pb-Cu-Pb	6 pozos, 1 pozo muestreo, 4 socavones, 1 cota y varias ratas	Dos grupos de labores, el 1° situado al NE, fue preparado por la I.E.N.
51	Arroyo Mirabueno	X= 293.625 Y= 4.214.925	Hornachuelos	Ba-F	Filoniana N-64°-E y N-135°-E	Barita-Fluorita-Cuarzo	Registro	Granito de La Cardenchoa, leucogranito y conanita. Epipaire de sulfuros con relieves de barita y calcita
52	Zorzalejo	X= 295.275 Y= 4.215.900	Hornachuelos	Ba-F	Filoniana N-70°-E E-W	Barita-Fluorita-óxidos de hierro-sulfuros de hierro	3 registros aniguos (1950)	Granito de La Cardenchoa
53	Arroyo de las Porqueras	X= 298.700 Y= 4.215.825	Espiel	Ba	Filoniana N-55°-E		Labor de 120 m de longitud y potencia métrica	Granito de La Cardenchoa
54	Centro Zorzalejo	X= 295.200 Y= 4.214.000	Hornachuelos	Fe-Cu	Filoniana N-55°-E	Cuarzo y óxidos, Carbonatos y sulfuros de Cu	Pocito de investigación	Granito de La Cardenchoa. Fractura paralela a la de Minas Gloria
55	Hontezuela	X= 296.250 Y= 4.214.450	Hornachuelos	Cu-Fe	Filoniana N-85°-E	Cuarzo-Calcita-Calcopirita-Fluorita	Socavones y trinchera	Granito de La Cardenchoa
56	Este de Hontezuela	X= 297.600 Y= 4.214.000	Espiel	Ba-F	Filoniana N-24°-E y N-70°-E y N-105°-E	Barita y Fluorita en brecha y pórfido	Registros de investigación	Granito y pórfido asociados. Varios juegos de fracturas de pocas mineralizaciones debilmente mineralizadas
57	Los Mombillos	X= 297.300 Y= 4.213.600	Espiel	Ba	Filoniana N-70°-E	Barita-Cuarzo-Calcita	1 registro de investigación y una rata	Fractura rellena de barita en el granito (La Cardenchoa)
58	Las Cruces	X= 297.175 Y= 4.213.000	Espiel	Ba	Filoniana N-80°-E	Barita-Calcita	Rata de 60 m de longitud	
59	Adelfilla-Madroñera-El Barrero	X= 297.425 Y= 4.212.625	Espiel	Ba-F	Filoniana N-90°-E	Barita-Fluorita-Cuarzo-Calcita-óxido de hierro y trozos de sulfuros	7 labores de reconocimiento, con calcatas transversables de 20 a 30 m de longitud. Una explotación con una rata de 80 m largo y 10 m de profundidad, y 1 socavón	
60	La Pava	X= 292.775 Y= 4.210.000	Hornachuelos	Cu	Filoniana N-140°-E	Vetillas milimétricas de sulfuros con Calcita y Cuarzo	Sin labores	Brecha de falla
61	La Vaquera	X= 297.900 Y= 4.215.670	Espiel	Ba-Fe	Filoniana N-130°-E	Barita-hematites	Sin labores	Brecha de falla
62	Mina de la Huertecilla	X= 297.450 Y= 4.215.670	Espiel	F-Ba	Filoniana N-60°-E	Fluorita-Barita-Calcita-Cuarzo	1 registro y 1 trinchera de 150x3 m de profundidad	
63	Minas Gloria	X= 296.430 Y= 4.215.050	Hornachuelos	F-Ba	Filoniana N-60°-E	Fluorita-Barita-Calcita-Cuarzo-Bitúmen-Pirita-Calcopirita	1 pozo. Dos grandes cortas y gran número de registros en una longitud apica. 1800m.	Las características corresponden al Pozo Castro

CUADRO I: Indicios y/o yacimientos minerales de la Hoja 900 (La Cardenchoa). (Continuación)

N°	NOMBRE	COORDENADAS UTM.	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGÍA	MINERALOGÍA	LABORES	OBSERVACIONES
64	Desconocido	X= 301.730 Y= 4.226.150	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-40°-E	Baritina	Una trinchera de 100 m y 1 pocito de 5 m de profundidad	Filón de 20 cm de potencia- Encaja en porfidos roblados
65	Desconocido	X= 306.600 Y= 4.226.080	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-40°-E N-20°-E	Barita-Hematites	Calizas de investigación y trincheras	Dois filones de hasta 1 m de potencia que encajan en porfido granítico. Las labores siguen al NE en unos 1000 m
66	Desconocido	X= 304.400 Y= 4.223.830	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-20°-E N-60°-E	Barita	Trinchera de 10x3 m. Otras labores se extienden en 2,5 km junto con afloramientos a los largo de la fractura	2 filones con explotación sólo en el de dirección N-60q-E
67	Mina Manabita	X= 303.550 Y= 4.223.150	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-45°-E y N-55°-E	Barita	Labores subterráneas. Sacavanas de 45 y 25 m de longitud comunicados por cunero.	
68	Desconocido	X= 304.200 Y= 4.222.780	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-10°-E	Barita	Calicata de 100 m de longitud. Pozo de 20 m de profundidad	
69	Desconocido	X= 305.850 Y= 4.222.580	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana	Barita	Sin labores	
70	San Antonio G°	X= 306.950 Y= 4.223.900	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana 2 filones N-40°-E N-70°-W	Barita	Calicata de 3 m de profundidad y otras a 600 m al SW	
71	Mina Calvario	X= 304.000 Y= 4.222.260	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-25°-E a 65°E	Barita	Diversas labores y afloramientos a lo largo de 1.100 m al SW	
72	El Calvario 2°	X= 303.475 Y= 4.221.770	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-70°-E	Barita	Sacavón de masa de 350 m de longitud con galerías de explotación y pozos	
73	Desconocido	X= 304.950 Y= 4.221.680	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-170°-E	Barita (óxido de hierro-magnetita-siderita-malaquita)	Labores a cielo abierto	Filón de ensi 1 m de potencia y 600 m de longitud
74	Desconocido	X= 300.770 Y= 4.219.580	Espiel	Ba	Filoniana N-30°-E	Barita	Sin labores	Filón de 40 cm de potencia
75	El Bermejo	X= 302.600 Y= 4.219.500	Villanueva del Rey	Ba	Filoniana N-45° a N-70°E	Barita	Trabajos de descubierta del filón a lo largo de 100 m.	Potencia del filón 1m
76	Venus	X= 299.550 Y= 4.212.530	Espiel	F	Filoniana N-40° a -50°-E	Fluorita-Barita-Cuarzo-Malaquita-sulfuros de cobre	En el N-E una profunda trinchera y en el SW dos galerías y dos calderillas	
77	Desconocido	X= 299.670 Y= 4.211.100	Espiel	Ba	Filoniana N-30°-E	Barita	Sin labores	
78	Desconocido	X= 304.450 Y= 4.226.750	Villanueva del Rey	Fo	Desconocido	Hematites especular	Sin labores	Pequeña corta de investigación
79	Las Bernazas	X= 307.025 Y= 4.226.600	Villanueva del Rey	Fc	Estratiforme	Hematites especular		Mina abandonada. Varios niveles con potencia de 60 a 90 cm
80	Pela Huena	X= 307.550 Y= 4.218.100	Villanueva del Rey	Fc	Filoniana N-120°-E	Hematites especular	Trinchera de 20 m de longitud y un sacavón	Mina abandonada
81	Desconocido	X= 306.610 Y= 4.216.500	Villanueva del Rey	Fc	Filoniana	Hematites especular	Sin labores	Hematites en superficies de fractura

CUADRO I: Indicios y/o yacimientos minerales de la Hoja 900 (La Cardenchoa). (Continuación)

N°	NOMBRE	COORDENADAS UTM	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	LABORES	OBSERVACIONES
82	Desconocido	X= 300.050 Y= 4.223.000	Fuencobajana	Hul	Estratiforme	Hulla	Varias cortas y labores a cielo abierto	Actividades abandonada
83	Desconocido	X= 300.900 Y= 4.222.250	Villanueva del Rey	Hul	Estratiforme	Hulla	Pocillo de 4 m de profundidad y otras labores a cielo abierto	Labor abandonada
84	Desconocido	X= 301.775 Y= 4.221.300	Villanueva del Rey	Hul	Estratiforme	Hulla	Pozo de > 3 m de profundidad unido	Labor abandonada
85	Desconocido	X= 302.625 Y= 4.220.750	Villanueva del Rey	Hul	Estratiforme	Hulla	Pocillo de 3 m de profundidad	Labor de investigación
86	Desconocido	X= 302.575 Y= 4.217.610	Espiel	Cu	Filoniana N-10°-E	Pirita-Calcopirita-Malaquita-Azurita	3 pocillos de unos 20 m de profundidad	Labor abandonada
87	Desconocido	X= 301.300 Y= 4.216.375	Espiel	Cu	Desconocida	Pirita-Calcopirita-Malaquita	Pozo inclinado unido	Mina abandonada
88	Desconocido	X= 299.910 Y= 4.213.475	Espiel	Cu	Filoniana N-150°-E	Malaquita	3 pocillos lapados a líneas N-150°-E	Explotación abandonada
89	Desconocido	X= 303.260 Y= 4.209.450	Espiel	Cu	Desconocida	Carbonatos y sulfuros de cobre	E	Abandonada.
90	Mina Elisa	X= 305.000 Y= 4.209.875	Villaviciosa de Córdoba	Cu-Fe	Filoniana N-125°-E	Pirita-Calcopirita-Galena-Bleno- Calcopirita-Purita	1 galería a nivel del río y dos socavones a distintas alturas de la ladera	
91	Desconocido	X= 294.900 Y= 4.209.325	Hornachuelos	Cu			Pozo de 8 m de profundidad	
92	Desconocido	X= 294.125 a 294.225 Y= 4.209.550 a 4.209.050	Hornachuelos	Cu		Azurita-Malaquita-Calcopirita y Pirita	Pocillos de 5 a 10 m de prof., 1 socavón tapado y unos registros	Todas estas labores se extienden hasta el SE, al menos en un eje que difiere unos 500 m de dirección N120°E
93	Desconocido	X= 290.350 Y= 4.209.650	Hornachuelos	Pb	Filoniana 2 filones N-150°-E	Galena-Cuarzo	Pequeñas labores anteriores a 1930	
94	Desconocido	X= 289.275 Y= 4.209.650	Hornachuelos	Ba	Filoniana N-35°-E	Barita	Calleca de 10x3x1 m	
95	Desconocido	X= 289.475 Y= 4.209.450	Hornachuelos	Ba-Pb	Filoniana N-45°-E	Barita-Pirita-Galena	Trinchera de 30x2x10 m	
96	Desconocido	X= 281.350 Y= 4.209.050	Hornachuelos	Cu	Diseminada	Malaquita	Sin labores	
97	Desconocido	X= 279.100 Y= 4.212.075	Alanís	Ba	Filoniana N-60°-E	Barita	3 calceas	
98	Desconocido	X= 278.950 Y= 4.214.075	Alanís	Cu-Fe	Desconocida	Pirita-Calcopirita-Barita-Bornita y Azurita	Pozo de unos 15 md de profundidad	Mina abandonada
99	Diféres	X= 288.100 Y= 4.216.130	Hornachuelos	U	Filoniana Dique de pegmatita de dirección N40qW subvertical que se abre en grietas locales y próximo a cuarzo	Uraninita-Moscovita-Branthierita-Ilmenita-Magnetita-Tormalina y heterocita-Cuarzo-Feldespatos-Muscovita Ilogopita y Biotta como ganga	Trabajos de reconocimiento a cielo abierto	

CUADRO I: Indicios y/o yacimientos minerales de la Hoja 900 (La Cardenchoa). (Continuación)

N°	NOMBRE	COORDENADAS UTM	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	LABORES	OBSERVACIONES
100	Beta	X= 288,000 Y= 4,216,550	Hornachuelos	U	Filonias: Conjunto de tres diques de pegmatita N-50°-N, logy N-20°E.	Branerita-Turmalina-Rutilo-Prizita-Calcopirita y Cuarzo blanco. Cuarzo ahumado y Biotitas como ganga	Trabajos de reconocimiento a cielo abierto	La más encajante es Gneis biotítico
101	Veininueve	X= 284,250 Y= 4,222,050	Hornachuelos	U	Dique de dirección N-20°-E encajante en gneis biotítico	Branerita-Turmalina cuarzo blanco y Feldespatos como ganga	Trabajos de reconocimiento a cielo abierto	
102	Cerro de la Saa	X= 284,300 Y= 4,217,925	Hornachuelos	Fd	Filónes	Feldespatos potásico y sódico	Laobres de explotación a cielo abierto	Dique de pegmatita de unos 60 m de potencia, más de 200 m de logy y buzamiento 60-70° SW. El feldespatos del núcleo presenta una gran pureza y un alto contenido en potasio
103	Mina de Valdeañero	X= 279,450 Y= 4,223,900	Hornachuelos	Hoi.	Estratiforme. El eje mayor de la cuenca tiene una dirección aproximada N 45-50° E. Y el de menor de 100-160° con corridos de 3-20 m de potencia, con corridos de varios Km.	Hulla	Pozo maestro de 160 m de prof. con 850-880 y 500 m de galería respectivamente 8 sondos con un total de 2073 m perforados	Pequeña cuenca de unos 20 Km ² de superficie situada en la terminación occidental de Sierra Albarraut. Constituida por brechas en uso 80%
104	Desconocido	X= 287,150 Y= 4,214,750	Hornachuelos	Fd	Filonias. Diques de pegmatita N-140°E	Cuarzo-feldespatos potásico-moscovita-turmalina	Calicatas y a cielo abierto	
105	Mina de Barña	X= 286,150 Y= 4,217,875	Hornachuelos	Ba	Filonias. Filón de dirección N-50°-E, buzamiento 70-80°NW	Burritas-Cuarzo	Corta y galerías con varios niveles	Filón de corride unos 200 m de longitud, corriendo cuarzos feldespatíticos
106	Cantera Peña Grajera	X= 284,250 Y= 4,217,780	Hornachuelos	Fd (Be) Buzamiento vertical	Filón de 16-20 m de espesor en la dirección N-136°E	Cuarzo-Feldespatos K- Turmalina-Moscovita-Berilo	Corta siguiendo filón	La pegmatita uneja en gneises biotíticos y esquistos

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

Según la clasificación agroclimática de Papadakis, el clima dominante en el área ocupada por la hoja se puede clasificar dentro del tipo Mediterráneo Subtropical.

En el esquema climático regional se ve como la precipitación media anual varía entre los 600 y los 800 mm/año de unos sectores a otros, con un aumento de la misma en el sentido NO-SE, así como en las zonas más elevadas topográficamente.

El período seco varía de 3 a 4 meses, entre Mayo y Septiembre, correspondiendo el 95% de las lluvias al resto de los meses, que se distribuyen en unos 65 días de lluvia al año.

La precipitación máxima en 24 horas es inferior a los 150 mm, no superando los 100 mm/día en el sector este de la hoja.

La pluviometría del año más seco de la serie disponible (1944-45) estuvo comprendida entre los 100 y 300 mm/año, con valores crecientes en el sentido O-E.

La temperatura media anual estimada para el período 1940-85, varía entre los 16-18°C de unos sectores a otros. La temperatura media del mes más frío (Enero) oscila entre los 5 y 7°C. Los meses más calurosos son Julio y Agosto, en los que se registran las máximas absolutas del año, que superan los 40°C. La duración media del período de heladas es de unos 6-7 meses.

La evapotranspiración potencial (ETP) es muy elevada en esta zona, superando mensualmente a la precipitación en el período de Abril-Octubre. El valor medio anual de la ETP, estimado por el método de Thornthwait, varía entre 850-950 mm/año.

7.2.2. Hidrología superficial

Los terrenos representados en la hoja quedan incluidos casi íntegramente en la cuenca del río Bembézar, afluente del río Guadalquivir, cuyo cauce principal la recorre por el sector occidental, con dirección N-S, recogiendo las aguas de una tupida red de arroyos: de la Montesina, del Alamo, río Benaljarafe y río Névalo, por la margen izquierda, y los ríos Onza y arroyo de la Baja por la derecha.

La cuenca está formada por materiales prácticamente impermeables, rocas ígneas y metamórficas, que ocupan una superficie total de 1.937 km².

La Red Oficial de Aforos de la Comisaría de Aguas de la Cuenca del Guadalquivir cuenta en la actualidad con dos puntos de control para la determinación de las series básicas de aportaciones naturales de agua en la cuenca del Bembézar; están situadas, en el embalse del mismo nombre y en su desembocadura en el río Guadalquivir, respectivamente. La aportación media anual se estima en unos 248 Hm³/año.

Estas aguas están reguladas en el embalse de Bembézar, cuya presa se sitúa en el término municipal de Hornachuelos, fuera de los límites de la hoja. Se trata de una presa de gravedad con un volumen de almacenamiento de 347hm³. Tiene una cuenca parcial de 1.539 km² y una aportación media estimada en unos 198 hm³/año. Fue construida y puesta en servicio en el año 1962, con el fin de atender la demanda de la Zona Regable del Bembézar, que abarca terrenos de los términos municipales de Palma del Río, Posadas, Hornachuelos, Peñaflores y Lora del Río, destinándose también a la producción de energía eléctrica (10.475 KVA). Este embalse surte al sistema de riego conocido con el nombre de Bembézar-Retortillo, mediante la presa de derivación de Hornachuelos y el embalse de Retortillo, con unos recursos totales cifrados en unos 167 hm³. La demanda total adscrita al sistema se reparte entre la Zona Regable del Bembézar y la correspondiente a los abastecimientos urbanos del "Plan Ecija" que, incluida la demanda medioambiental y de resguardo, se estima en unos 172,7 km².

Dentro de las futuras actuaciones recogidas en el Plan Hidrológico del Guadalquivir, para la presente década de los 90, se contempla la ampliación de la citada Zona Regable del Bembézar en unas 4.000 has. adicionales, de carácter estatal.

7.2.3. Características hidrogeológicas

La gran capacidad de regulación de aguas superficiales, unido al carácter poco permeable de la práctica totalidad de las formaciones geológicas de la zona de estudio, relegan la potencial explotación de las aguas subterráneas a un plano secundario.

La serie precámbrica está constituida por gnéises, micaesquistos, cuarcitas, anfíbolitas, etc., que forman un bloque prácticamente impermeable sin posibilidad de constituir acuíferos.

Las cuarcitas de Sierra albarana, dispuestas en bancos decimétricos muy competentes, han estado sometidas a una deformación intensa y constituyen una unidad potencialmente acuífera en la que la circulación y almacenamiento de las aguas subterráneas tiene lugar, principalmente, a través de sistemas de fracturas. La recarga se produce por infiltración directa del agua de lluvia y la descarga tiene lugar a través de manantiales de carácter efímero y reducido caudal (<0.1 l/s).

La serie paleozoica, constituida por los materiales volcánicos del complejo de Erillas y los conglomerados de las cuencas carboníferas de Valdeinfierno y Benaljarafe, pueden considerarse igualmente impermeables.

Las rocas ígneas aparecen representadas por el granito de La Cardenchoza y el complejo básico de Ojuelos-Alcornocal. Al igual que las rocas metamórficas son de carácter casi impermeable y su potencial acuífero está condicionado por su estado de fracturación y/o alteración. Así, las aguas subterráneas se almacenan y circulan principalmente por la franja de alteración y por las fracturas subyacentes, de desarrollo muy variable de unos puntos a otros; las mayores potencias (unos 30 m) corresponden a las zonas deprimidas topográficamente aunque normalmente no superan los 10 m.

Los materiales recientes se encuentran escasamente representados, diferenciándose únicamente los afloramientos aluviales y coluviales.

Los aluviales ocupan los fondos de valle y se componen de gravas y arenas sueltas con intercalaciones arcillosas que, en general, alcanzan poco desarrollo. El aluvial del río Bembézar es el de mayor entidad de la Hoja, aunque tiene una reducida potencia (raramente supera los 3 m).

Los depósitos coluviales, asociados a las laderas de los principales relieves, están constituidos por cantos heterométricos englobados en una matriz limoarcillosa y son muy poco permeables. Estas formaciones, de reducida extensión y potencia (inferior a los 5 m), pueden contener algo de agua en profundidad.

Como ejemplo de la calidad de las aguas se dispone de dos muestras: una de un punto situado en la zona de contacto entre la formación paleozoica y la intrusión granítica (1436-3-001) y la otra de un pozo que capta la franja de alteración (lehm) del granito (1436-3-002). La primera es de naturaleza sulfatada clorurada cálcica, superando los límites de potabilidad en algunos de sus componentes como los: nitritos, manganeso y magnesio); en cuanto a su calidad para riego es de buena a tolerable (Índice de Scott entre 6 y 18), con bajo riesgo de alcalinización y alto de salinización, del tipo C3-S1 según la clasificación S.O. Thorne y Peterson. La segunda muestra presenta una facies bicarbonatada cálcica y, al igual que en la muestra anterior presenta una contaminación por nitritos, superando los límites de potabilidad; se trata de una agua del tipo C2-S1, según la clasificación D.W. Thorne y Peterson, de bajo riesgo de alcalinización y medio de salinización.

Cuadro 2: Inventario de puntos de agua 900: La Cardenchoza

Nº de Registro	Naturaleza	Prof. de la obra (m.)	Nivel piezométrico (m.a.n.m)	Litología Acuífero	Conductividad (µs/cm)	Sólidos disueltos (mg/l)	Usos del agua (d)	Origen Documentación	Fecha origen Datos generales	Observaciones
143630001	Sondeo	40	9.10	cuarcitas	487	490	Regadío	IGME	10-6-91	Análisis químico
143630002	Pozo	6.8	3.50	granito	1519	1206	Ganadería	IGME	10-6-91	Análisis químico

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En esta Hoja se han seleccionado seis puntos de interés geológico, todos ellos con alto interés científico.

Punto 1: Se trata de un conjunto de pliegues asimétricos vergentes al NO sobre cuarcitas y micasquistos localizado en la confluencia del río Onza con el Bembézar.

Punto 2: Corresponde a un cabalgamiento en el que se observa el plano de falla en cuarcitas y está localizado a 1 km aguas abajo de la presa de "El Cabril" en el río Bembézar.

Punto 3: Afloramiento de metaarcosas y gnéises ocelares con pliegues asimétricos vergentes al Sur. Situado al pie de la Ctra. de acceso a El Cabril junto al Arroyo del Madroño.

Punto 4: Conglomerado basal de la Fm. Azuaga que marca la discordancia de ésta con el resto de los materiales de Sierra Albarrana. Se sitúa al SO del Cerro de los Torilejos.

Punto 5: Discordancia basal de los sedimentos carboníferos de la Cuenca de Valdeinfierno que se localiza en el km 66 de la Ctra. comarcal de Fuente Obejuna a Cazalla de la Sierra sobre el río Bembézar.

Punto 6: Se trata de un yacimiento de icnofósiles en la Fm. Azuaga situado a unos 500 m antes del C° de "El malagueño" próximo al puerto del Olivo.

Punto 7: Facies de borde gneisificadas (leucogranitos) del sotck de La Cardenchoa situado aproximadamente en el km 10 de la Ctra. de Cardenchoa a San Calixto.

9. BIBLIOGRAFÍA

ABALOS, B. y EGUILUZ, L. (1990a).- "El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción/colisión durante la Orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas". *Geogaceta* 7, 73-76. Madrid.

ABALOS, B. y EGUILUZ, L. (1990b).- "Petrofábrica del cuarzo en tectonitas del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba del Macizo Ibérico). Aplicación a la cinemática de desplazamientos". *Est. Geol.* 46, 191-208. Madrid.

ABALOS, B. et.al. (1990).- "Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión". *Geogaceta* 7, 71-73. Madrid.

APALATEGUI, O. y PÉREZ LORENTE, F. (1983).- "Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro Ibérica. El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina". *Stud. Geol. Salmant.*, XVIII, 193-200.

ARRIBAS, A. (1963).- "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio". Monasterio (Badajoz)-N y C. *IGME.* 70, 47-69.

BAEZA ROJANO, L.J.; RUÍZ GARCÍA, C.; RUÍZ MONTES, M.; SÁNCHEZ, A. (1981).- "Mineralización exhalativo-sedimentaria de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena Cordobesa (España)". *Bol.Geol.Min.*, T. 92-III, 203-216.

BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, PH; MATTE, PH.; RIBEIRO, A. (1981).- "Variscan intracontinental deformation: The Coimbra Córdoba shear zone". *Tectonophysics* V, 78, 161-177.

CABAÑAS, F. y NUCHE, R. (1982).- "Estudios sismológico y geotécnico de la finca de la JEN en Sierra Albarrana". *J.E.N.* (Inédito).

CARBONELL, A. (1917).- "Pegmatitas de la provincia de Córdoba". *Rev.Min.Met.Ing.Sc.* 35, 269-270, 242-248.

CARBONELL, A. (1928).- "Generalidades sobre los yacimientos de los términos municipales de Hornachuelos, Posadas y Almodóvar del Río". *Bol. Cámara Ofic.Min. Córdoba* nº 5 (1-3-

1928).

- CHACÓN, J.; DELGADO QUESADA, M.; GARROTE, A. (1974).- "Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)". Bol.Geol.Min. T. LXXXV, fasc. 6 (1974), 713-717.
- CHACÓN, J.; PASCUAL, E. (1979).- "El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena". Cuad.Geol.V.8, 34-52.
- CHACÓN, J. (1979).- "Estudio geológico del Sector Central del Anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo ibérico Meridional)". T. no public. Univ. Granada.
- DALLMEYER, R.D. y QUESADA, C. (1989).- "Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba shear belt (southwest ibérica)". Terra abstracts 1, 366.
- DELGADO QUESADA, M. (1971).- "Esquema geológico de la hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz)". Bol.Geol.Min. T LXXXII, nº 3-4 (1971), 277-286.
- DELGADO QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E.; PÉREZ LORENTE, F. (1977).- "Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central". Stu.Geol.V.12, 75-90.
- DÍAZ DEL OLMO, F. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1983).- "Observaciones sobre la geomorfología del batolito de Santa Olalla de Cala (Huelva, Sevilla y Badajoz). Bol. Geol. y Min. 94 (3), pp. 179-186.
- ENADIMSA-BREM (1984).- Estudio Geológico Minero de la Reserva del Estado: Coto Minero Nacional Carbonell (sin publicar).
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. QUESADA, C. (1985).- "Las Cuencas de Valdeinferno y Benajarafe (Tournaisiense-Visiense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana". Com. Serv. Geol. Portugal.
- GARCÍA CASQUERO et al., (1988).- "Isotopic dating of the mylonitizations of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SO Spain". Geologische Rundschau, 77/2, 483-489.
- GARROTE, A. (1976).- "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (prov. de Córdoba). Sierra Morena-Central". Mem y Noticias Public. Min. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra nº 82, 1976, 17-39.
- GARROTE, A.; BROUIN, J. (1979).- "Le bassin Tournaisien de Benjarafe (prov. de Córdoba, Espagne). Geologie et premières dominées paleobotaniques et paleologiques". 104^o Congrès Nat. des Soc. Savantes, Bordeaux 17-21, Abril 1979, 1-7.
- GARROTE, A.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1979).- "Grandes postcinemáticos de tendencia alcalina en Ossa-Morena; el stock de La Cardenchoa (prov. de Córdoba)". Libro Homenaje al Prof. Solé Salari, 16.

- GÓMEZ AMELIA, D. (1985).- "La penillanura cacereña. Estudio geomorfológico". Dto. de Geografía. Fac. Filosofía y Letras. Publ. Univ. de Extremadura, 397 pp.
- GONZÁLEZ DEL TANAGO, J. y PEINADO, M. (1990).- "Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M. Córdoba, España)". Bol.Geol. y Min. Vol. 101-5, 678-700, Madrid.
- GUMIEL, P. et al., (1990).- "Development at New Multidisciplinar. Techniques for Mineral Exploration in several areas of the Western Iberian Peninsula". ITGE. Madrid.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1947).- "Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central". Notas y Com. del IGME, 17, 3-17.
- JONGMANS, W.J. (1949).- "Note préliminaire sur la flore du Valdeinferno". Notas y Comuns IGME nº 19 (1949), 187.
- JONGMANS, W.J.; MELÉNDEZ Y MELÉNDEZ, B. ((1950).- "El hullero inferior de Valdeinferno (Córdoba)". Publ. Rev. Est. Geol., 11.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBIERO, A. Y CONDE, L. (1974).- "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Cont. Map. Tect. Europa. IGME., 145.
- LAURENT, P. (1974).- "Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Córdoba". Th. espec. Geol. app. Univ. Sc. Languedoc (Montpellier).
- LAURENT, P.; BLADIER, Y. (1976).- "L'évolution tecto-metamorphique de l'axe Badajoz-Córdoba, un exemple de reactivation dynamique d'un socle ancien". Com. Sem. Beol. Part. T. LX, 269-270.
- LÓPEZ AZCONA, J.M.; ABBAD, M.-(1942).- "Manganoapatito de Hornachuelos, Córdoba (España)". Notas y Comun nº 10 (1942), 159-160, en esp.
- LÓTZE, F. (1945).- "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". Geotekt Forsch 6, 78-92. (Trad. en Publ. Extr. Geol. España, 5, 149-166.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1986).- "El relieve de la región occidental Zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico". Tesis doctoral. Univ. Complu. de Madrid. Publ. Instituto de Estudios Zamoranos.
- MARTÍN-SERRANO, A. (inédito).- "Estudio geomorfológico (E:1/50.000). Area emplazamiento residuos nucleares de El CAbriI (Córdoba)". (Informe interno ENRESA).
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTARO, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- "Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico". Stvdia Geológica Salmanticensia, Vol. esp. 5, 177-186.

- RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1989).- "Sierra Morena". Mem. Mapa del Cuaternario de España. ITGE. 201-208.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A. y DÍAZ DEL OMO, F. (1988).- "Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana". Rev. Soc. Geol. de España, 1 (1-2), 157-16.
- ROLDÁN-GARCÍA, F.J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1986-1987).- "La Cuenca carbonífera de Valdeinfierno (Dominio de Sierra Albarrana. Zona de Ossa Morena). Un ejemplo de sedimentación relacionado con accidentes de desgarre". Act. Geol. Hisp. T. 21-22, 321-327. Barcelona.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1975).- "Estudio petrológico y estructural de la terminación nororiental de la Sierra Albarrana (prov. de Córdoba). Banda Metamórfica Badajoz-Córdoba". Univer. de Bilbao.
- WAGNER, R.H. (1978).- "The Valdeinfierno sequence (Córdoba): its tectonics, sedimentary and floral significance". Anu. Soc. Geol. Nord. V. 98, 59-66.
- WALKER, R.J. et al. (1983).- "Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply". Bull. Geol. Soc. Am., 94, 1245-1251.



MINISTERIO
DE EDUCACION
Y CIENCIA

ISBN 84-7840-685-9



9 788478 406852