



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

HOJA A ESCALA 1:50.000

920 (13-37)

CONSTANTINA

M E M O R I A

Diciembre, 1997



MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INI MEDIO AMBIENTE, S.A. (*Inima*), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

V. GABALDÓN LÓPEZ (I.T.G.E.)

AUTORES

J. MATAS (*Inima*)

F. LEYVA (*Inima*)

J. EGUILUZ (U.P.V.)

A. DÍEZ (*Inima*)

A. APRAIZ (U.P.V.)

ESTUDIO DE MUESTRAS

A. DÍEZ (*Inima*)

F. LEYVA (*Inima*)

L. EGUILUZ (U.P.V.)

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria.

ÍNDICE

| | <u>Págs.</u> |
|---|--------------|
| 0.- <u>INTRODUCCIÓN</u> | 1 |
| 1.- <u>ESTRATIGRAFÍA</u> | 7 |
| 1.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u> | 8 |
| 1.2.- <u>PRECÁMBRICO</u> | 11 |
| 1.2.1.- <u>MATERIALES TIPO SERIE NEGRA</u> | 11 |
| 1.2.2.- <u>SERIES VULCANOSSEDIMENTARIAS FINIPROTEROZOICAS</u> | 13 |
| 1.2.2.1.- <u>FORMACIÓN MALCOCINADO (9)</u> | 14 |
| 1.2.3.- <u>SIGNIFICADO GEODINÁMICO Y EDAD</u> | 15 |
| 1.3.- <u>CICLO HERCÍNICO</u> | 16 |
| 1.3.1.- <u>CONGLOMERADOS, ARENISCAS (ARCOSAS) MASIVAS DE GRANO GRUESO, ARENISCAS (SUBARCOSAS) DE GRANO MEDIO-FINO, LUTITAS GRISES Y MARGAS. FORMACIÓN TORREÁRBOLES</u> | 21 |
| 1.3.1.1.- <u>MIEMBRO INFERIOR (11)</u> | 21 |
| 1.3.1.2.- <u>MIEMBRO SUPERIOR (12)</u> | 23 |
| 1.3.2.- <u>SERIE DETRÍTICO CARBONATADA</u> | 25 |
| 1.3.3.- <u>SERIE DETRÍTICA SUPERIOR</u> | 32 |
| 1.4.- <u>DEPÓSITOS RELACIONADOS CON EL MARGEN PASIVO</u> | 37 |
| 1.4.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u> | 37 |
| 1.4.2.- <u>ORDOVÍCICO</u> | 38 |
| 1.4.3.- <u>SILÚRICO</u> | 43 |
| 1.4.4.- <u>DEVÓNICO</u> | 45 |
| 1.4.5.- <u>CONGLOMERADOS, BRECHAS, ARENISCAS Y LUTITAS (25)</u> | 46 |
| 1.4.6.- <u>CUATERNARIO</u> | 47 |
| | |
| 2.- <u>PETROLOGÍA</u> | 48 |
| 2.1.- <u>METAMORFISMO</u> | 49 |
| 2.1.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u> | 49 |

| | |
|---|----|
| 2.1.2.- <u>METAMORFISMO CADOMIENSE</u> | 49 |
| 2.1.2.1.- PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS PROTEROZOICAS | 50 |
| 2.1.2.2.- TERMOBAROMETRÍA | 54 |
| 2.1.2.3.- DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO | 56 |
| 2.1.3.- <u>METAMORFISMO HERCÍNICO</u> | 57 |
| 2.2.- <u>ROCAS ÍGNEAS</u> | 57 |
| 2.2.1.- <u>ROCAS FILONIANAS</u> | 58 |
| 2.2.1.1.- DIABASAS (1) | 58 |
| 2.2.1.2.- APLITAS Y PÓRFIDOS ÁCIDOS | 59 |
| 2.2.2.- <u>GRANITOIDES SINOROGÉNICOS CADOMIENSES</u> | 60 |
| 2.2.3.- <u>PLUTONISMO ANOROGÉNICO Y DE RIFT DEL PALEOZOICO INFERIOR</u> | 61 |
| 2.2.4.- <u>GRANITOIDES ANATÉCTICOS HERCÍNICOS</u> | 64 |
| 2.2.4.1.- GRANITOIDES CALCOALCALINOS HERCÍNICOS | 65 |
| | |
| 3.- <u>TECTÓNICA</u> | 68 |
| 3.1.- INTRODUCCIÓN | 69 |
| 3.2.- ESTRUCTURA CADOMIENSE | 70 |
| 3.3.- ESTRUCTURA HERCÍNICA | 72 |
| | |
| 4.- <u>GEOLOGÍA ECONÓMICA</u> | 80 |
| 4.1.- <u>RECURSOS MINERALES</u> | 81 |
| 4.1.1.- <u>MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS</u> | 81 |
| 4.1.2.- <u>MINERALES ENERGÉTICOS</u> | 84 |
| 4.1.3.- <u>ROCAS INDUSTRIALES</u> | 84 |
| 4.2.- <u>HIDROGEOLOGÍA</u> | 85 |
| 4.2.1.- <u>CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS</u> | 85 |
| 4.2.2.- <u>CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS</u> | 86 |
| | |
| 5.- <u>BIBLIOGRAFÍA</u> | 89 |

0.- INTRODUCCIÓN

La Hoja de Constantina (920) se sitúa en el borde meridional de Sierra Morena, y en su integridad se enmarca en la provincia de Sevilla.

El paisaje corresponde con un relieve moderadamente abrupto y claramente estructurado en escalones morfológicos con direcciones N130°E, cuya cota va decreciendo progresivamente en sentido N-S. Está morfológicamente escalonada, coincide aproximadamente con la tectónica, ya que los grandes accidentes tectónicos ocasionan valles y los materiales de la Serie Detrítico Carbonatada dan, por lo general, las elevaciones más importantes, entre las que cabe citarse: la del Cerro del Hierro, Cazalla-Constantina y Cerro San Cristóbal.

Los ríos drenan este sistema con dirección prioritaria Norte-Sur y con sus afluentes principales con dirección N130°. El cauce más importante es la Rivera del Huéznar y sus afluentes, los Arroyos de la Villa, San Pedro, Guadalbacal, etc.

El área está moderadamente poblada, en comparación con sectores próximos mucho más despoblados. Las poblaciones de Constantina, San Nicolás del Puerto, Cazalla de la Sierra y El Pedroso, son los núcleos más importantes, pero son numerosas las urbanizaciones, camping, cortijos y casas de recreo, que se asientan sobre todo, en el valle de la Rivera del Huéznar y sus proximidades.

Las actividades productivas se centran en la explotación de los recursos naturales, siendo la ganadería extensiva la actividad principal del área, especialmente el recría y engorde de cerdos de bellota y el vacuno autóctono, donde cabe destacar la cría del toro de lidia, del que existen diversas e importantes ganaderías dentro del ámbito de la Hoja.

También tienen importancia las explotaciones de corcho y el olivar de la franja meridional, con cooperativas de cierta importancia que elaboran tanto el corcho como aceite y aceituna de mesa en Constantina y Cazalla.

En tiempos pasados, la zona ha sido objeto de una cierta actividad minera centrada en dos explotaciones de relevancia, Cerro del Hierro y Cerro San Cristóbal, ambas beneficiaron minerales de hierro con acompañamiento de sulfuros en Cerro San Cristóbal. Otras explotaciones de menor cuantía son las de San Nicolás del Puerto y Puerto Blanco en el sector septentrional, que beneficiaron B.P.G. Actualmente todas estas explotaciones se encuentran inactivas.

Las canteras de caliza en Constantina, y de rocas básicas en la Sierra de El Pedroso, tienen actividad temporal, y en actividad continuada se tiene la cantera de caolín de Cazalla de la Sierra, utilizado en la industria cerámica.

Geológicamente la Hoja de Constantina está enclavada en el borde meridional del Macizo Ibérico y, en concreto en el límite de la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.) y la zona Surportuguesa (Z.S.P.).

En los materiales precámbricos de la Z.O.M., hay evidencias de un ciclo orogénico finiproterozoico con metamorfismo y deformación penetrativa asociadas (EGUILUZ, & ÁBALOS, 1992; EGUILUZ & RAMÓN-LLUCH, 1983; AZOR *et al.*, 1991; ÁBALOS y EGUILUZ, 1990; QUESADA *et al.*, 1991; etc). Esto ha propiciado el desarrollo de distintas investigaciones, de carácter regional (EGUILUZ 1988; CRESPO, 1989; APRAIZ, 1997 etc.), geocronológico (NÄGLER, 1990; SCHÄFER, 1990; DALLMEYER & QUESADA, 1992; SCHÄFER *et al.* 1993; OCHSNER, 1993; ORDÓÑEZ *et al.* 97) etc., que han permitido confirmar con certeza la presencia de episodios atribuibles a la orogenia cadomiense en la Z.O.M., donde se encuentra preservada una deformación y un metamorfismo cadomiense de notable intensidad.

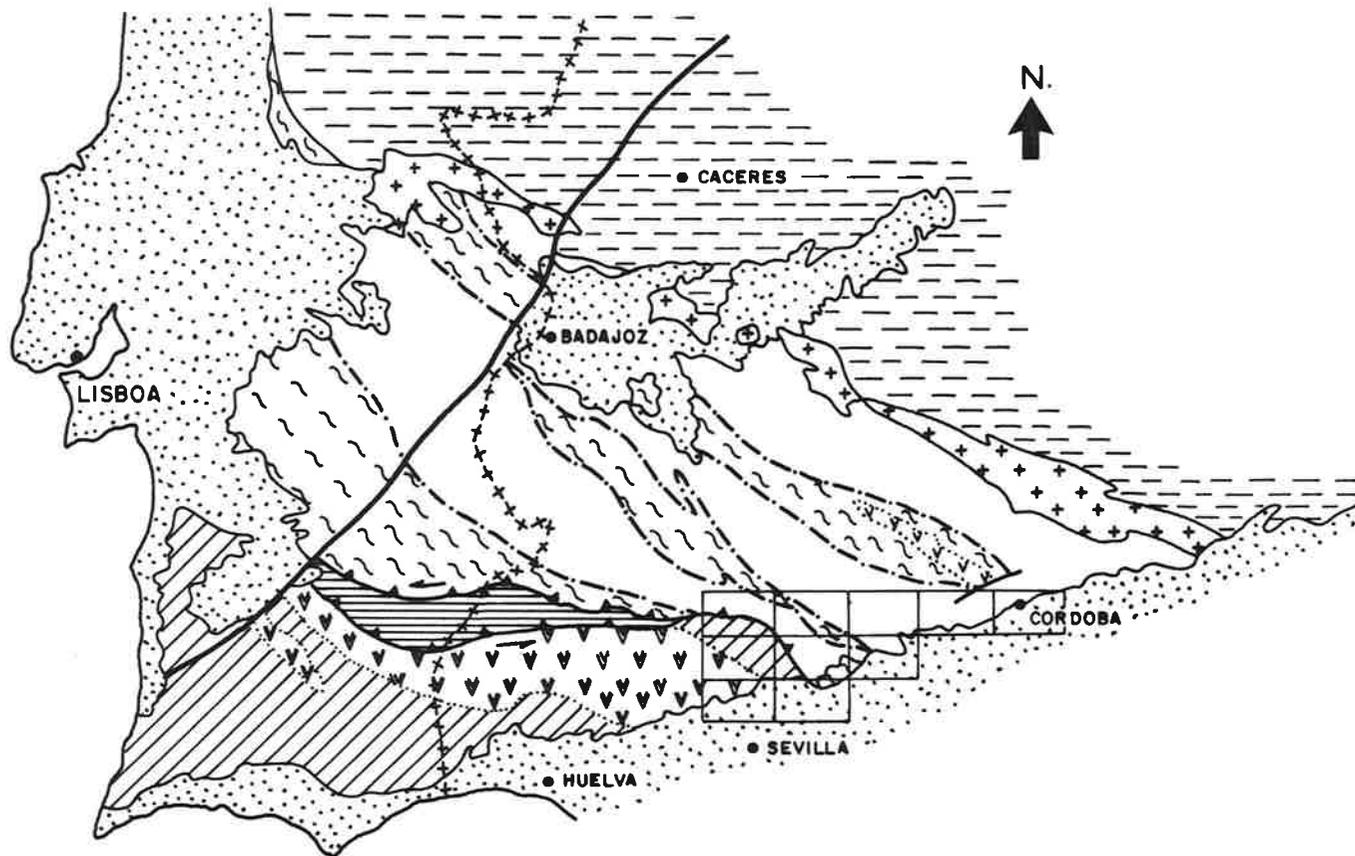
Otro tema que es objeto de investigación actualmente, es el límite de la Z.O.M. y la Z.S.P., especialmente en su significado dentro de la evolución tectónica durante el ciclo hercínico del Macizo Ibérico.

La orogenia cadomiense fue definida para explicar los procesos que originaron la discordancia entre una secuencia supracrustal del Proterozoico superior, conocida como Brioveriense, y los materiales cámbricos en el Macizo Norarmórico (BERTRAND, 1921; COGNE, 1962). Con posterioridad esta denominación se ha ampliado y se utiliza para hacer referencia al ciclo orogénico que tuvo lugar en un periodo comprendido entre 700 y 450 M.a. en un cinturón que se extiende desde el Norte de los Apalaches hasta el Sur de la Islas Británicas y Armórica (D´LEMONS *et al.*, 1990).

Por tanto el rasgo más significativo de la Z.O.M. es la superposición de dos episodios orogénicos (orogenia cadomiense y orogenia hercínica) que llevan asociados deformación, metamorfismo y magmatismo. Del mismo modo, en muchos trabajos sobre la cadena hercínica europea se ha evidenciado la existencia de zócalos prehercínicos (cadomienses o más antiguos) reestructurados (WEBER Y BEHR, 1983; ZIEGLER, 1986, MURPHY Y NANCE, 1989 etc), aunque sólo en áreas concretas como en el Macizo Armórico se ha logrado una adecuada caracterización de los episodios prehercínicos (CHANTRAINE *et al.*, 1988; GRAVIOU *et al.*, 1988; BRUN Y BALÉ, 1990, etc.). Esto es lo que sucede en la Z.O.M., donde la gran extensión de los afloramientos precámbricos permite observar áreas en las que la historia cadomiense sólo se encuentra ligeramente modificada por la historia hercínica.

En lo que respecta a las relaciones de la Z.S.P. con la Z.O.M., los datos más recientes confirman la existencia de una zona de subducción de edad pre-Fameniense, entre ambas zonas separadas por un terreno oceánico cuyos restos se observan en formaciones como la Fm. Pulo do Lobo, y sobre todo, la Fm. Ofiolita de Beja-Acebuches y una colisión continental posterior

(Fameniense-Westphaliense medio); Leistel et.al (1996). En este esquema la placa representada por la Z.S.P., subduce bajo la placa Centroibérica. El límite intraplaca es una sutura representada actualmente por los límites entre las zonas Z.S.P. y Z.O.M., y los terrenos oceánicos de la formaciones citadas. La evolución de esta sutura es compleja y actualmente se siguen aportando hipótesis que expliquen conjuntamente la evolución tectónica y situación actual de todas las unidades implicadas. CRESPO-BLANC (1991), FONSECA (1995) (Figura 1).



0 50 Km.

-  Mesozoico y Cenozoico Indiferenciados
-  ZONA SURPORTUGUESA
-  Faja piritica
-  UNIDAD TECTONICA PULO DO LOBO
-  Alineación magmatica La Coronada-Villaviciosa
-  ZONA DE OSSA - MORENA
-  Alineaciones metamorficas
-  Batolito de los Pedroches
-  ZONA CENTRO IBERICA

Fig.- 1.- Area del Proyecto

1.- ESTRATIGRAFÍA

1.1.- INTRODUCCIÓN

La Zona de Ossa Morena se sitúa en el sector meridional del Macizo Ibérico (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.* 1974). Incluye cuatro bandas principales en las que afloran rocas precámbricas de diversa naturaleza (ígneas, metamórficas y sedimentarias) que de Norte a Sur son: el denominado Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (APALATEGUI *et al.* 1983), donde el Paleozoico es claramente correlacionable con la Zona Centroibérica y los afloramientos de materiales precámbricos (áreas de Peraleda del Zaucejo y Oliva de Mérida) muestran peculiaridades propias de la Z.O.M. (secuencia tipo Serie Negra); el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC) donde afloran materiales, intensamente reactivados en el hercínico, de edad y significado discutido (ÁBALOS *et al.* 1991a y b, 1993; AZOR *et al.* 1993); el antifirme de Olivenza-Monesterio, donde se encuentran los mejores y más extensos afloramientos y los afloramientos de dimensiones reducidas que jalonan el límite con la Z.S.P. (macizo de Aracena, Serpa, Beja, etc.). Finalmente, hay que mencionar algunos afloramientos del sector portugués como, la antiforma de Estremoz y algunas áreas con materiales precámbricos de alto grado en los alrededores de Evora (CARVALHOSA, 1983), donde todas las evidencias indican que se trata de un domo metamórfico cadomiense.

Se ha propuesto que la Z.O.M. es un terreno agregado al autóctono centroibérico durante el Cadomiense y que durante el hercínico pasa a formar un margen pasivo con caracteres de miogeosinclinal, que es estructurado durante el Carbonífero (RIBEIRO *et al.*, 1989; QUESADA, 1990). Sin embargo, la evolución Cadomiense en relación con el autóctono centroibérico no se ha podido aclarar por el momento. Asimismo, se ha propuesto la existencia en la Z.O.M. de secuencias proterozoicas que representan diferentes ambientes geotectónicos, desde secuencias de rift

y margen pasivo, hasta cuencas con series sintectónicas y arcos volcánicos continentales (QUESADA *et al.* 1987). Las secuencias más bajas de estas sucesiones estarían expuestas en el CBBC, donde conforman un apilamiento de láminas tectónicas con deformación dúctil, con rocas de alto grado metamórfico (gneises, anfibolitas y retroeclogitas) sobre las que se encuentra la Serie Negra (ÁBALOS *et al.* 1991b). Sin embargo, las relaciones entre los materiales constituyentes de las distintas láminas y la naturaleza y significado de los protolitos no están suficientemente esclarecidos.

Las rocas más antiguas que afloran en la Z.O.M., exceptuado el CBBC, son de edad Proterozoico Superior (Rifeense). Muestran caracteres bastante uniformes y, a grandes rasgos, se pueden subdividir en dos conjuntos: un conjunto inferior compuesto predominantemente por rocas pelítico-grauváquicas afectadas por un metamorfismo de grado bajo a alto (Serie Negra), y un conjunto superior de carácter volcanosedimentario afectado por un metamorfismo de grado muy bajo. Los afloramientos de mayor amplitud y con las mejores secciones se encuentran en el sector central, en concreto en la antiforma de Monesterio.

En el área estudiada el Precámbrico aflora en la terminación meridional de la antiforma de Monesterio al Sur de esta Hoja. En esta área se reconoce la disposición estratigráfica mencionada, con un conjunto inferior tipo Serie Negra, de edad Proterozoico superior (700-550 m.a.). Sobre la Serie Negra, la secuencia es diferente en los dos flancos. En el flanco meridional (Bodonai-Cala) y discordante sobre ella, se deposita una serie vulcanosedimentaria ácida de quimismo calcoalcalino que al techo pasa gradualmente a los sedimentos carbonatados. En el flanco septentrional discordantemente sobre la Serie Negra, se deposita una secuencia vulcanosedimentaria intermedia calcoalcalina (Fm. Malcocinado), sobre

ésta se deposita discordantemente la Fm. Torreárboles que pasa gradualmente al Cámbrico Inferior.

Estratigráfica y estructuralmente se pueden separar dos dominios mayores que corresponden al flanco norte y sur respectivamente de la antiforma de Monesterio, separados por el cabalgamiento de igual nombre, en los que la secuencia paleozoica muestra algunas diferencias. Sin embargo los Precámbricos tipo Serie Negra son muy similares en todas las zonas reconocidas, aunque se observan diferencias en el grado metamórfico. Por ello la descripción de los materiales se hará de forma conjunta para los precámbricos, mientras que los paleozoicos de los flancos norte y sur se describirán de manera independiente.

Discordante sobre el Proterozoico se encuentra una serie paleozoica en la que el Cámbrico alcanza un gran desarrollo mientras los materiales del paleozoico medio están representados de forma más limitada, concentrándose en los sectores meridionales. En el Cámbrico se pueden reconocer de forma simplificada un tramo detrítico inferior, un tramo carbonatado y un tramo detrítico superior (VEGAS, 1971). Este último contiene numerosas intercalaciones de rocas ígneas (volcánicas y plutónicas) representativas de un magmatismo bimodal de tipo rift, que puede llegar a constituir cuerpos de entidad cartográfica regional. El paleozoico medio se encuentra especialmente en el sector meridional y tiene un carácter marcadamente pelítico, en contraste con la acusada influencia clástica de los materiales de igual edad en otras zonas del Macizo Ibérico. Finalmente el Devónico y Carbonífero corresponden a secuencias sinorogénicas y el último incluye importantes episodios magmáticos que permiten compararlo con la Z.S.P.

1.2.- PRECÁMBRICO

Aflora ampliamente en la terminación meridional de la antiforma de Monesterio, estructura que se extiende a lo largo de más de 100 Km con dirección NO-SE desde la Puebla de los Infantes hasta Elvas en Portugal. Esta estructura muestra una dirección oblicua a los límites de la Z.O.M. y, como se ha indicado, está atravesada por una banda de cizalla dúctil, el cabalgamiento de Monesterio (EGUILUZ, 1988). Este anticlinorio presenta estratigrafías diferentes en sendos flancos. Además hay otros afloramientos, como en Almadén de la Plata, Aracena, etc.

1.2.1.- MATERIALES TIPO SERIE NEGRA

En la antiforma de Monesterio, dentro del conjunto pelítico-grauváquico inferior mencionado anteriormente, la sucesión comprende de muro a techo un complejo migmático basal y una secuencia esquistosa, indiferenciada en cartografía, en la que se reconocen dos tramos; una sucesión de esquistos biotíticos (Sucesión de Montemolín) y una monótona alternancia de metagauvacass y pizarras (Sucesión de Tentudía), ambas del Proterozoico superior. Todos los materiales semejantes a estos, en los que predominan los colores oscuros fueron denominados "Serie Negra" por CARVALHOSA (1965), aunque en la definición original se incluía el conjunto volcanosedimentario superior, que en la actualidad se considera independiente.

Las migmatitas y otras rocas asociadas (gneises y esquistos migmáticos, esquistos biotíticos, anfibolitas) constituyen los materiales más profundos aflorantes. La base de este complejo migmático, de potencia hectométrica, está ocupada por granitoides anatéticos heterogéneos (granodioritas cordieríticas con porfirocristales feldespáticos y leucogranitos variablemente gneisificados) a los que se pasa de manera

gradual desde las migmatitas, definiendo un domo cadomiense. Estos materiales, que ocupan el vértice meridional de la antiforma al SE de la central del Pintado y que se prolongan en los macizos de Garrotal y Atalayuelas, han sido individualizados en cartografía como granitoides cadomienses.

En esta Hoja, los materiales de la Serie Negra aflorantes se encuadran en la denominada sucesión de Tentudía (8), compuesta por una alternancia de metagrauvas y pizarras grises o negras con intercalaciones de cuarcitas negras y lentejones de liditas y tramos carbonatados, esquistos oscuros, metatobas, meta-andesitas y otras rocas de origen volcanosedimentario. Esta serie, en la que se incrementa la proporción de materiales groseros y de la influencia volcánica en relación a los materiales subyacentes, ocupa la mayor parte de los afloramientos precámbricos del área estudiada a excepción de los materiales que bordean los granitoides cadomienses del sector del Pintado. El metamorfismo que presenta esta sucesión es de grado bajo a muy bajo.

Los materiales más característicos son las metagrauvas que al microscopio muestran texturas blastopsamíticas o esquistas. La proporción de matriz es variable y puede encontrarse alternancias milimétricas de grauvas y pizarras. La heterometría de los granos es notable, al igual que su irregularidad. Los clastos más frecuentes son de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de roca, esencialmente de origen volcánico. La matriz está constituida esencialmente por clorita y micas blancas. Circón, apatito, turmalina, esfena y menas opacas son los principales accesorios.

Circones detríticos procedentes de grauvas de la parte alta de la sucesión de Tentudía han arrojado una edad superior del orden de 565

M.a. (SCHÄFER *et al.* 1993). Por otra parte los intrusivos más antiguos dentro de la Serie Negra dan edades del orden de 600 a 575 M.a. (SCHÄFER, 1990; ORDÓÑEZ, 1998). En consecuencia se puede considerar un rango mínimo de 650 a 550 M.a. para el depósito de estos materiales.

1.2.2.- SERIES VULCANOSSEDIMENTARIAS FINIPROTEROZOICAS

Discordantes sobre la Serie Negra se encuentran, en toda la Z.O.M., conjuntos variados y complejos de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias del Precámbrico terminal (Rifeense Superior-Vendiense), que representan un arco volcánico continental de tipo andino sin- a tardiorogénico (EGUILUZ, 1988; CARRETERO *et al.*, 1989). Estas series cambian lateralmente de facies, pero la mayor variabilidad parece producirse transversalmente a las estructuras, lo que ha originado la utilización de nombres diversos en cada sector, como Formación Malcocinado (FRICKE, 1941), complejo de Bodonal-Cala (HERNÁNDEZ-ENRILE, 1971; EGUILUZ, 1988), serie de Jabugo (BARD, 1969), etc. En la antifirma de Monesterio la secuencia es netamente diferente en los flancos septentrional y meridional (Formación Malcocinado y complejo de Bodonal-Cala respectivamente), aunque ambas corresponden a unidades vulcanosedimentarias calcoalcalinas de carácter intermedio-ácido. Cada uno de estos conjuntos incluye potentes depósitos de materiales lávicos, volcánicos y volcanoclásticos interestratificados con materiales detríticos y carbonatados, e intruídos por algunos plutones, de tamaño variable, de rocas graníticas genética y espacialmente asociadas. La potencia, muy variable, alcanza localmente varios centenares de metros, aunque en este sector es inferior. En esta Hoja no aflora el Complejo Bodonal-Cala, aunque en el núcleo del Cerro San Cristóbal (El Pedroso), no es descartable el que exista sus tramos superiores.

1.2.2.1.- FORMACIÓN MALCOCINADO (9)

Aparece en el bloque superior del cabalgamiento de Monesterio y tiene un carácter clástico más acusado, siendo muy abundantes los términos conglomeráticos. La composición varía espacialmente incrementando el carácter básico lateralmente hacia el SE, donde las andesitas son mayoritarias (Fm. San Jerónimo de LIÑÁN, 1978). A escala regional también se observa un aumento de estos términos hacia el norte. En el área estudiada forman una banda que, discordante sobre la Serie Negra, se prolonga desde el sur de Constantina hasta las inmediaciones del embalse del Pintado. En ella son abundantes las rocas tobáceas y epiclásticas, que presentan intercalaciones de paquetes conglomeráticos de espesor variable, constituidos por cantos de composición volcánica y otros del substrato, especialmente de pizarras, grauvacas, granitoides, cuarzo y cuarcitas negras. Algunos de los cantos del substrato presentan una estructuración previa (EGUILUZ, 1988). Además pueden presentar intercalaciones de tobas y rocas lávicas. En general forman una secuencia irregular y compleja en la que es difícil dilucidar la proporción de material volcánico y sedimentario y en la que los cantos conglomeráticos pueden formar paquetes con poca matriz o aparecer dispersos en una matriz que siempre tiene una elevada proporción de material volcánico. A techo aumenta la proporción de material retrabajado y terrígenos hasta aparecer rocas arcósicas en el límite con los materiales cámbricos (Fm. Torreárboles).

Al microscopio se observa una mesostasis de grano fino rica en sericita y cuarzo entre la que se distribuyen cristales algo más grandes de plagioclasa. Dispersos en esta matriz se encuentran fenocristales irregulares de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de rocas lávicas de composición variable (andesitas a riolitas). Como accesorios aparecen

turmalina, circón, apatito, esfena y opacos. Los conglomerados tienen una matriz similar, pero el tamaño y variedad de los cantos es mucho mayor. Las rocas lávicas reconocidas son escasas y corresponden a rocas con texturas traquíticas o a tobas cristalinas de composición riolítica.

En la parte suroccidental de esta Hoja, resulta dificultoso separar los materiales pertenecientes al techo de la Fm. Malcocinado, de los de la base de la Fm. Torreárboles, ya que se trata en ambos casos de alternancias de arcosas y pizarras sericíticas con componente epiclástico.

En el vértice nororiental de la Hoja, en un afloramiento de reducidas dimensiones y en contacto mecánico con las series detrítico-carbonatada, afloran unos materiales constituidos por pizarras, tobas, piroclastos y volcanitas ácidas (13), que en el contexto regional se encuadrarían en la formación denominada Loma del Aire, para cuya ubicación tectostratigráfica, nos remitimos a la Hoja colindante de Las Navas de la Concepción donde afloran con amplitud.

1.2.3.- SIGNIFICADO GEODINÁMICO Y EDAD

La correlación entre los tramos volcanoclásticos es obvia, sin embargo, hay que matizar que la base es discordante sobre la Serie Negra, tanto en el flanco septentrional como en el meridional (Hoja Puebla del Maestre, en prensa), pero hacia el techo en el flanco N, aparece la Fm. Torreárboles, que culmina en transición con el tramo carbonatado, mientras que en el flanco meridional el Complejo Bodonal-Cala, aparece más próximo al tramo carbonatado, con el que se sitúa en transición a techo. En los macizos meridionales (Almadén, Aracena, etc.) las volcanitas llegan a situarse por encima de calizas.

Los datos radiométricos existentes, pese a proporcionar un rango amplio de edades, apuntan hacia un intervalo comprendido entre 520 y 530 M.a. (SHÄFER, 1990; OSCHNER, 1993; ORDÓÑEZ, 1998), cerca de la transición Cámbrico Precámbrico.

1.3.- CICLO HERCÍNICO

(DEPÓSITOS RELACIONADOS CON LA FASE RIFTING)

Suprayacentes a los depósitos del ciclo orogénico cadomiense, por lo general sobre los materiales volcanosedimentarios finiprecámbricos de la Fm. Malcocinado y en discordancia, observable en diversos puntos y deducible cartográficamente en otros, se encuentra una serie de materiales cuyo depósito por sus características litológicas y sedimentológicas se asocia a un régimen distensivo, de fase "rifting". En líneas generales el final de la fase "rifting" se sitúa en el Cámbrico Medio-Superior, cuando se lleva a cabo el cambio de régimen tectosedimentario.

Las series del Cámbrico inferior se depositan en todo el Macizo Hespérico, según la siguiente secuencia:

- Serie Detrítica Inferior
- Serie Detrítico-Carbonatada.
- Serie Detrítica Superior

En la zona de Ossa-Morena el depósito de éstos materiales además, ha venido acompañada de emisiones volcánicas, que han constituido complejos volcánicos y volcanosedimentarios bimodales desde el Cámbrico Inferior al Cámbrico Medio-Superior.

Esta secuencia de materiales cámbricos ya fue puesta en evidencia por LOTZE (1945) en su trabajo de síntesis del Cámbrico de España, aunque no con la misma distribución a lo largo de las diferentes zonas.

En líneas generales, la Serie detrítica inferior es una sucesión terrígena depositada en un medio marino somero, constituida por una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas, si bien en cada zona conserva características propias.

Por otra parte, esta unidad se caracteriza por los cambios laterales de facies, lo que ha originado una subdivisión en formaciones, ocasionalmente difíciles de correlacionar en las diferentes zonas ZAMARREÑO (1983).

La serie detrítica inferior no ha aportado fauna, pero por su posición estratigráfica y por su contenido paleicnológico, ha sido atribuida al Cámbrico Inferior o, en la Sierra de Córdoba, al tránsito Precámbrico-Cámbrico.

En el ámbito del proyecto recibe el nombre de Formación Torreárboles, y sólo aflora al norte del anticlinorio de Olivenza-Monesterio.

Esta serie ha sido dividida en dos miembros, LIÑÁN *et al* (1981) (En ZAMARREÑO, 1983). Un Miembro Inferior, constituido por una sucesión de materiales areniscosos (entre metagrauvacas y metaarcosas) con un metamorfismo regional de grado muy bajo. De forma gradual se pasa al Miembro Superior constituido por una alternancia de pizarras y areniscas, situándose a techo la serie carbonatada.

El medio de depósito de los materiales de la serie va evolucionando desde más somero en la base a más profundo a techo, dentro siempre de un

ambiente sublitoral con aguas oxigenadas y sedimentación lenta (PRESUR-ADARO, 1988).

Al norte del anticlinorio y delimitada por estructuras tectónicas de ámbito regional en la Hoja nº 921 (Navas de la Concepción), en discordancia sobre la Serie Negra, aflora una potente sucesión de pizarras, metaareniscas y rocas volcanoclásticas, a las que se denomina Formación Loma del Aire.

En el ámbito cuencal su correlación se establecería con el conjunto de las Formaciones Malcocinado y Torreárboles, toda vez que este registro vulcanosedimentario se sitúa entre la Serie Negra a su base y la Formación Carbonatada a techo.

La Serie Carbonatada se caracteriza por su aparente homogeneidad dentro del Macizo Hespérico, constituyendo un nivel guía, bastante útil como elemento de correlación.

La sedimentación de los materiales de esta unidad, se inicia con una etapa transgresiva en la que se deposita una serie tipo, básicamente constituida por calizas y dolomías masivas con niveles terrígenos intercalados.

Se han descrito estructuras de montículos arrecifales de algas y arqueociátidos, propias de biohermos de plataforma somera, en distintos sectores de la Z.O.M.

Esta unidad se deposita concordantemente sobre la serie detrítica inferior, durante el Cámbrico Inferior.

En la Z.O.M., la serie aflora en ambos flancos de anticlinorio de Olivenza-Monesterio, recibiendo localmente diversas denominaciones: Calizas de Alconera (GONZALO y TARÍN, 1879; MELÉNDEZ, 1941; BARD, 1964),

Calizas de Sierra (SUHR, 1969), Calizas del Agua (FRICKE, 1952), Calizas de Cañuelo (SCHNEIDER, 1952), Formación Pedroche (LIÑÁN, 1974) (En ZAMARREÑO, 1983).

La potencia de la serie en este área varía entre 250 m y 900 m según zonas y amplitud vertical atribuida, ya que en ocasiones se han incluido en esta serie términos de las series detríticas supra y/o infrayacentes (ENADIMSA-PRESUR, 1988).

Estudios detallados de la formación carbonata y de su fauna, han sido llevados a cabo por LIÑÁN (1974, 1978 A), LIÑÁN y PEREJÓN (1981), ZAMARREÑO (1983), MORENO-EIRIS (1988), LIÑÁN *et al* (1990), PEREJÓN *et al* (1992), etc.

En el sector del Macizo de Aracena, el alto metamorfismo térmico dificulta la correlación de facies. Además, presenta un contenido en sulfuros que la definen como un metalotecto regional de gran interés.

La Serie Detrítica Superior se encuentra sobre la serie carbonatada y concordante con ella. Esta constituida por materiales terrígenos entre los que se intercalan niveles volcánicos de carácter bimodal, con desarrollo horizontal y vertical desigual, según las zonas, con un máximo en la mitad meridional de la Z.O.M. (Espilitas de Umbría-Pipeta).

En la Z.O.M., la Serie Detrítica Superior aflora a ambos lados del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio.

En términos generales la serie sufre importantes cambios laterales de facies, recibiendo diferentes nombres según su carácter litológico.

En el flanco septentrional del Anticlinorio de Monesterio, la serie adquiere su mayor desarrollo en una banda de dirección NO-SE, que va desde la Hoja de Fuente de Cantos (nº 876) hasta el límite oriental de la Hoja de Las Navas de la Concepción (nº 921). Esta potente serie ha sido denominada "Formación de Benalija".

Sin embargo, FRICKE (1940) denominó Capas de Benalija a un nivel de unos 20 m que representa la transición gradual de las calizas a los términos detríticos superiores.

En el flanco meridional del anticlinorio es donde esta serie está más desarrollada. El contacto sobre la formación carbonatada es normal, realizándose por medio de unos niveles de escasos metros de potencia de calizas con nódulos pizarrosos, que de forma rápida pasan a pizarras con nódulos carbonatados. Sobre ellas se depositan los tramos detríticos, que en este sector han recibido distintas denominaciones de carácter local:

- Alternancia de Cumbres
- Formación detrítica de Jerez
- Vulcanitas de la Valera
- Pizarras de Herrerías
- Pizarras laminadas con bioturbaciones

La edad y potencia de la serie varían espacialmente, de acuerdo con la posición tectosedimentaria que los materiales ocupaban dentro de la cuenca de sedimentación. Globalmente, el depósito tiene siempre un carácter litoral, correspondiente a una plataforma somera, con espesores entre 1000 y 2000 m, y una edad que va desde el Cámbrico Inferior (Marianiense) hasta la parte superior del Cámbrico Medio. Al SO de la Ossa Morena, el Cámbrico Medio está representado por un vulcanismo básico bien desarrollado (Umbría-Pipeta), que no aflora en esta zona.

1.3.1.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS (ARCOSAS) MASIVAS DE GRANO GRUESO, ARENISCAS (SUBARCOSAS) DE GRANO MEDIO-FINO, LUTITAS GRISES Y MARGAS. FORMACIÓN TORREÁRBOLES

En discordancia sobre los metasedimentos del ciclo cadomiense y exclusivamente en el ámbito septentrional del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, aflora una potente sucesión de naturaleza siliciclástica a la que se denomina por extensión Formación Torreárboles.

De forma general, en los sedimentos atribuidos a esta formación, pueden establecerse dos miembros que en la mayoría de los casos adquieren entidad cartografiable.

1.3.1.1.- MIEMBRO INFERIOR (11)

Aunque de forma discontinua los primeros depósitos de esta formación son conglomerados y gravas con matriz arenosa y cemento silíceo, que orlan el contacto meridional de la banda de afloramientos de esta formación que, con dirección aproximada N120°-140E, se encuentra desde el Embalse del Pintado, Hoja de Almadén de la Plata, hasta las Hojas de Navas de la Concepción y Palma del Río, pasando por el sector de la población de Constantina. Otro afloramiento de estos conglomerados se localiza en el núcleo de la estructura anticlinal del sector centro oriental de la Hoja de Constantina en continuidad hacia las Navas de la Concepción.

En todos los casos, la composición litológica de estos conglomerados es bastante uniforme y claramente diferente al espectro de los conglomerados intercalados en formaciones infrayacentes.

En general está constituido por cantos de areniscas cuarcíticas (grauvacas), rocas volcánicas, cuarzo, pizarras, y rocas ígneas alteradas. Los cantos son elipsoidales, bien redondeados, con moda de 8 a 10 cm y centil hasta de 25 cm. La matriz varía localmente desde trama cerrada (< 10%) a abierta (> 45%). Es característico de estos conglomerados la presencia de vetas y diseminaciones de vivianita, de color verde brillante.

La potencia de estos cuerpos oscila desde decamétricos a más de 90 m y su continuidad lateral desde hectométrica a kilométrica. Normalmente no se trata de un nivel único, sino de acúmulos multisequenciales que intercalan gravas y arenas arcósicas.

Sobre estos conglomerados y de forma muy continua, al menos en el área del proyecto, se encuentra un tramo siliciclástico de aspecto masivo y muy deleznable que origina suelos blanquecinos.

Se trata de arenas en bancos métricos a decimétricos de grano grueso a medio. Normalmente se presentan como capas o bancos soldados a veces con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación cruzada, con ripples a techo de algunas capas. El tramo se estructura en secuencias métricas a decimétricas, grano- decrecientes, en las que progresivamente se intercalan láminas y capas de fangolitas oscuras ricas en materia orgánica, constituyendo en su conjunto una megasecuencia grano y estratodecreciente en paso gradual al tramo superior. El límite cartográfico se toma cuando desaparecen los paquetes de arenas de grano medio, de espesores decimétricos.

La petrografía de estas arenas muestra que se trata de subarcosas y en menor proporción, arcosas y sublitarenitas con matriz sericítico-caolinítica, escasa clorita y cemento silíceo. Como accesorios se encuentra circón, leucoxeno, apatito y esfena.

El espesor total de este tramo varía entre los 100 a 120 m en las series más condensadas y groseras de la Hoja de Constantina a centenares de metros (250 a 350 m) en Ventas Quemadas y NE de Almadén de la Plata.

Las características sedimentológicas y petrográficas descritas permiten atribuir estos depósitos a un medio de cinturón costero en donde los conglomerados serían fan deltas, en paso vertical y lateral a llanura mareal inferior (playas) y mixta.

1.3.1.2.- MIEMBRO SUPERIOR (12)

En tránsito gradual con las arenas masivas se tiene una potente sucesión constituida por una alternancia de centimétrica a milimétrica de areniscas de grano medio a fino, blancas o verdosas y lutitas gris verdoso a negras.

La secuencia característica de este miembro, de forma resumida, es como sigue: un término inferior en arenisca (subarcosa a arcosa) de grano fino, con laminación de ripples, un término en fangolitas gris verdosas que intercalan láminas de continuas a discontinuas (linsen) de arena muy fina, todo el conjunto con fuerte bioturbación y un término de lutitas gris a negras. Esta secuencia hacia techo del miembro se completa con nódulos carbonatados y láminas de carbonato en su término pelítico.

El espesor de la secuencia varía desde decimétrica (15 a 5 cm) en su base a centimétrica hacia techo (3 a 0,5 cm) en tanto que la relación arena/pelita va de 5/1 a 1/10 respectivamente.

De esta manera el acúmulo secuencial conforma una macrosecuencia grano y estratodecreciente en continuidad del Miembro Inferior.

Como facies características de este miembro, pueden citarse los bancos con aspecto masivo constituidos por unas alternancias centi a milimétricas de arenas muy finas y fangos grises, en los que, en detalle, se observan estructuras en llama, volcanes de arena, ripples sumergidos, etc., otras capas más esporádicas en este miembro, muestran una base moderadamente erosiva, granoclasificación y laminación de ripples de ola (H.C.S.). Se trata de secuencias PHX, WALKER (1983) originadas por tempestades.

Las características sedimentológicas y petrográficas de los materiales descritos permiten asimilarlos a depósitos de llanura mareal (meso a micromareal), mixta con eventos esporádicos de tipo tempestático, que evoluciona a un progresivo hundimiento a la vez que cesan los aportes siliciclásticos tamaño arena iniciándose el depósito de carbonato.

Los cambios laterales y verticales con la serie carbonatada son visibles, tanto a nivel de afloramiento como en el ámbito cartográfico; ejemplo de lo descrito puede observarse en la carretera que desde el embalse del Pintado baja a la Central Hidroeléctrica del Río Viar.

En este miembro, en el ámbito cuencal, se citan la presencia de abundantes icnofósiles clasificados como *Rusophycus*, *Tomaculum*, *Margarituchnus*, *Monocraterion*, *Laevicyclus*, *Gordia*, *Phycoides*, *Monomorphichnus*, *Planolites*, etc. y atribuidos al Cordubiense (Cámbrico Inferior basal), por lo que en su contexto estaría representado el tránsito Precámbrico-Cámbrico.

En diversos sectores de la Hoja de Constantina, la Formación Torreárboles se muestra como un conjunto en el que no es posible la diferenciación cartográfica (10), dado que los pasos son muy graduales y el Miembro inferior de arenas masivas no tiene entidad suficiente.

En resumen, la Formación Torreárboles se muestra como un ciclo de facies grano y estrato decreciente (carbonato creciente), con depósitos de fan deltas y llanura de mareas, posiblemente deltas de dominio mareal, configurando un nivel de mar alto en "situación transgresiva".

1.3.2.- SERIE DETRÍTICO CARBONATADA

En concordancia tránsito gradual y habitualmente con cambios laterales de facies, sobre los materiales de la Serie Detrítica inferior al norte del anticlinorio y sobre el Complejo de Bodonal-Cala al sur de esta estructura, se deposita una sucesión caracterizada por la presencia de rocas carbonatadas. Normalmente constituyen una megasecuencia carbonatocreciente, de tal forma que los bancos de carbonatos aumentan de número y espesor hacia techo, constituyendo a veces una unidad cartografiable, en tanto que en otros sectores se desarrollan cuerpos carbonatados de extensión variable.

En cualquier caso, esta serie constituye un litosoma con características bastantes uniformes a nivel cuencial.

Aunque la bibliografía sobre estos materiales es muy amplia, como ya quedó reseñado, los estudios referidos al ámbito estricto del proyecto son escasos salvo en la Hoja de Córdoba.

Las series realizadas en las canteras del Embalse del Pintado (Hoja de Almadén) y en el ferrocarril, entre Campoalla y Cazalla de la Sierra (Hoja

de Constantina), pueden considerarse representativas de los depósitos de estas plataformas mixtas, al norte del anticlinorio.

En las series, que son prolongación oriental de la serie tipo del sector del Embalse del Pintado, aflorante en el área noroccidental de esta Hoja, las secuencias son de orden centimétrico a decimétrico. La constitución de los términos es idéntica salvo que el término siliciclástico son arenas finas y limos de color amarillento y el término carbonatado son mudstone gris rosadas con birdseyes y dolomías o brechas de cantos planos dolomitizadas. En este caso la alternancia de colores no es tan definida, aunque sí se mantiene el aspecto de ritmita.

Esta unidad, por las características reseñadas, está constituida por sedimentos depositados en una llanura de mareas de baja energía, en la que además de cesar progresivamente la llegada de siliciclásticos de grano fino, se pasa desde subambientes de zona intermareal superior a media o mixta, manteniéndose un equilibrio prácticamente exacto entre subsidencia y velocidad de sedimentación durante centenares de metros.

Cuando el tramo suprayacente, que se describirá a continuación, tiene entidad tanto vertical como lateral, esta unidad puede diferenciarse cartográficamente (15).

En concordancia, paso gradual y cambio de facies (lateral y vertical), se tiene un litosoma esencialmente carbonatado que constituye un nivel guía en toda la Z.O.M.

En el sector de Almadén-Constantina esta unidad muestra un buen desarrollo con algunos buenos afloramientos en los que puede observarse con detalle su constitución.

Tanto en las series referidas como distintas observaciones parciales en otros sectores, confirman que en estos carbonatos pueden reconocerse tres tipos de secuencias:

- A. La más frecuente con espesores entre 50 cm a 1,50 m y color gris, está constituida por un término basal de wackstone y packstone intraclásticas y oolíticas masivas, en paso a un término de mudstone con laminación paralela y porosidad, y un término superior constituido por capas de brechas de cantos planos. Este último término se observa exclusivamente en las secuencias basales de esta unidad.
- B. Otro tipo secuencial, menos frecuente, está constituido por un término inferior en packstone a grainstone oolítico-intraclásticas de color blanco seguido de wackestone a mudstone grises con clastos negros y birdseyes y, por último, mudstone con laminación paralela muy marcada por láminas de sílice negra. El espesor de este tipo secuencial varía entre 2 a 4 m.

Estas secuencias y su estructuración se corresponden con las definidas por JAMES (1980) como secuencias de somerización "muddy" y "grainy", respectivamente en depósitos de llanura de mareas de baja energía.

Localmente, en la Sierra de Cazalla y Cerro del Hierro, se ha observado un tercer tipo secuencial intercalado entre los anteriores.

Muestran un término inferior en grainstone oolito-bioclásticos de color blanco marmóreo, seguido de un término bioconstruido por estromatolitos de tipo LLH-S y SH-V sobre los que se apoyan estromatolitos estratiformes y capas de brechas de cantos planos. En algún caso (San Nicolás del Puerto), los estromatolitos columnares se

apoyan en un término inferior conglomerático con cantos de los propios carbonatos y más escasos de grauvacas.

El Cerro del Hierro es un punto singular donde puede observarse un cuerpo carbonatado de extensión kilométrica, constituido esencialmente por secuencias "grainy" en las que el término de grainstones oolíticas e intraclásticas, de color blanco marmóreo, es el predominante. Hacia techo estos carbonatos localmente tienen secuencias estromatolíticas con facies bioconstruidas de tipo S:H-V., sobre las que se instala el karst relleno por las masas minerales de goethita y limonita.

En esta unidad cartográfica (16), estas secuencias se estructuran con un predominio de las de tipo A en la base y las de tipo B, y en su caso, las estromatolíticas hacia techo.

Los tipos de secuencias descritos son atribuidos a depósitos de llanura de marea de baja energía en subambientes de llanura de marea inferior y submareales.

En algunos sectores, bien por la mala calidad de los afloramientos, bien porque el desarrollo del tramo carbonatado no permita su individualización cartográfica, ha sido necesario agrupar todo este registro sedimentario en una unidad cartográfica única en la que se integran las alternancias siliciclásticas carbonatadas, que en cualquier caso se estructuran en una secuencia carbonato creciente (14).

Al Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio y sobre los materiales, el Complejo Bodonal-Cala, se tiene un horizonte carbonatado constituido por calizas esparíticas de grano grueso, dolomías amarillentas a crema, calizas dolomítizadas y micritas de color blanco a grisáceo en capas o bancos (18).

Tanto en la Hoja de Almadén como en los afloramientos de Constantina y Ventas Quemadas, localmente se reconocen facies que se asemejan a los tipos secuenciales descritos para las series septentrionales.

Se trata de mudstone a wackestone de colores gris azulados a rosados, en general bien estratificados, caracterizadas por la presencia de frecuentes laminaciones mili a pluricentimétricas que contienen materiales arcillosos con materia orgánica y ocasionalmente restos de algas. No es excepcional encontrar sulfuros diseminados entre estas calizas.

A techo de la unidad carbonatada, en muchas localidades puede observarse un tramo cuyo espesor varía de 2 a 15 m, constituido por secuencias decimétricas a centimétricas, en las que se observan dos términos: uno carbonatado con base neta y techo ondulado, y otro limo-arcilloso con coloraciones diversas grises a violáceas. Son muy escasos los puntos en los que se observa en los niveles carbonatados laminaciones asimilables a ripples de ola de tipo hummocky y swaley. Este tramo es el que marca regionalmente el tránsito a la Serie Detrítica Superior y es conocido como pizarras o esquistos "kramenzel" de los autores alemanes.

Petrográficamente, son rocas carbonatadas de grano fino y muy fino, constituidas por calcita con una proporción accesorio de cuarzo, mica incolora, feldespato (plagioclasa), moscovita, clorita y frecuentemente menas metálicas. La textura es granoblástica, recristalizada y localmente con bandas esquistosadas. Son rocas afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado y en una de las muestras se han detectado agregados irregulares de clorita.

Las pizarras intercaladas son bastante minoritarias. Tienen tonos grises o negruzcos y se meteorizan a tonos beige y pardo marrón. En algunos sectores, los tramos carbonatados son escasos y corresponden a lentejones pluricentimétricos y pluridecimétricos de pizarras limolíticas carbonatadas.

Microscópicamente estas pizarras están constituidas por sericita, clorita, cuarzo y albita, como minerales principales. Como accesorios aparecen opacos, turmalina, circón y materia carbonosa. Son pizarras limolíticas muy finas de textura esquistosa.

Finalmente, intercaladas entre los materiales descritos, aparecen grauvacas bastante escasas y de poco espesor.

Son rocas de tonalidad verdosa, generalmente de grano fino, en las que de visu únicamente se aprecia feldespato, cuarzo, litoclastos y alguna laminilla de moscovita.

Microscópicamente están constituidas por cuarzo, albita, clorita y sericita como minerales principales. Como accesorios se ha detectado moscovita, opacos, materia carbonosa, turmalina y circón. Han sido clasificadas como metareniscas albíticas de textura blastopsamítica de grano medio.

De los afloramientos situados en las proximidades de El Pedroso, Hojas de Constantina y Ventas Quemadas, unos corresponden a mármoles dolomíticos, y otros a rocas calcosilicatadas. Entre los primeros destacan los afloramientos de El Acebuchal, que se disponen en el núcleo de un sinclinal con eje N-S, fallado en su flanco occidental, y que tiene su continuación hacia el N en el Sinclinal del Cerro San Cristóbal.

Los afloramientos de rocas calcosilicatadas se sitúan al SE de El Pedroso (Minas Redondilla y Navalázaro), y al ONO en el Cerro San Cristóbal. En el estudio microscópico estas rocas son clasificadas como corneanas diposídico-granitíferas o plagiodiopsídicas, a veces mineralizadas con paragénesis típicas de skarn (minas antes citadas). Como minerales principales tienen diópsido, plagioclasa o granates, y a veces opacos. Entre los accesorios destacan calcita, epidota, esfena y actinolita, y entre los secundarios sausruta. Las texturas son granoblásticas, finas o heterométricas, con tendencia a bandeadas.

Donde esta serie adquiere su máximo desarrollo es en la parte centro-oriental de Ventas Quemadas, centro-sur de Constantina y centro-occidental de Almadén, existe intercalado en los depósitos descritos un volcanismo bimodal muy importante, con predominio de términos espilíticos sobre riolíticos, a su vez, intruidos por metagabros que integran parte de la serie, genéricamente denominada en campo como metabasitas.

Es difícil establecer el espesor de esta unidad, ya que por lo general no aflora su muro o está fuertemente tectonizada. Aún así, puede estimarse entre un mínimo de 150 m en las series condensadas a 400-500 m en los sectores con intercalaciones importantes de volcanismo bimodal.

Son numerosas las publicaciones referidas al contenido paleontológico de la Serie Detrítico Carbonatada. En estas publicaciones cuyo resumen exhaustivo se recoge en PEREJÓN *et al* (1992) (GUTIÉRREZ MARCO *et al* Paleozoico Inferior de Ibero América), en base a la fauna diversa clasificada de Trilobites, Hyolites, Arqueociatos, Algas, Braquiópodos, etc., definen una edad Ovetiense Inferior-Medio para la unidad basal de la serie y Ovetiense Superior-Marianiense Inferior para la unidad carbonatada superior.

1.3.3.- SERIE DETRÍTICA SUPERIOR

En concordancia, y localmente en tránsito litológico gradual con los sedimentos descritos como Serie Detrítico carbonatada, aflora una potente sucesión esencialmente siliciclástica en la que predominan las lutitas y fangolitas verdes, localmente moradas o violáceas en las que se intercalan capas carbonatadas, con escaso desarrollo lateral, paquetes arenosos más continuos y rocas volcánicas ácidas y básicas, y conglomerados de espectro calclítico.

Esta serie, con características litológicas algo diferentes al norte y sur del anticlinorio, ha recibido distintas denominaciones: Capas de Benalija y Capas del Arroyo-Tamujar al Norte; Serie de la Ribera del Hierro, Alternancias de Cumbres, etc. en las zonas meridionales. De estas denominaciones informales, las más citadas bibliográficamente, son las de Capas de Benalija y Alternancias de Cumbres.

Las Capas de Benalija afloran extensamente en los sectores septentrionales de las Hojas nº 919 (Almadén de la Plata) y 920 (Constantina), y las Alternancias de Cumbres en los sectores meridionales de las Hojas nº 919 (Almadén de la Plata), 940 (Castilblanco de los Arroyos) y 941 (Ventas Quemadas).

La serie realizada (17) en las proximidades de la estación de ferrocarril de Alanís, en el borde norte de la Hoja de Constantina (920), muestra un tramo inferior constituido por un acúmulo de capas decimétricas, soldadas, que le confieren al tramo un aspecto masivo, constituido por fangolitas azuladas en las que se observa laminación paralela y linsen de limos blancos. El techo de este tramo es un banco de calizas blancas marmóreas, de 2 a 3 m de espesor y extensión lateral hectométrica. Se

trata de esparitas de grano medio a grueso, algo dolomitizadas con limo de cuarzo disperso y fantasmas de aloquímicos.

La serie prosigue con una monótona sucesión de pelitas verdes azuladas con restos de trilobites que finalizan con un paquete de pizarras policolores con fauna de trilobites, en los que se determinan *Delgadella*, *Perrector*, *Alanisia* y *Saukianda*, que definen una edad Marianiense Inferior, RÁBANO, I. (com. pers.). En este tramo se han observado volcanitas básicas con muy escasa extensión lateral.

Sobre las pizarras moradas aflora una monótona sucesión constituida por un acúmulo sistemático de una secuencia elemental de orden decimétrico con un término basal en areniscas muy finas o limos gruesos de color blanco (subarcosa a cuarzoarenitas) con laminación de ripples a techo, y un término de lutitas verdes con linsen de limos blancos y laminación paralela a techo. En este término, son esporádicos los hallazgos de macrofauna (trilobites).

Prosigue la serie con pelitas y fangolitas verdes masivas en las que lateralmente se observan pasos a pizarras moradas. La pirita, en cubos milimétricos, es una constante en este paquete. De forma gradual y progresiva se instaure una alternancia de paquetes decamétricos de pelitas verdes y/o policolores con paquetes constituidos por acúmulos de secuencias elementales de orden decimétrico, en los que se tiene un término inferior en areniscas (cuarzoarenitas a sublitarenita) de grano medio-fino con laminación de ripples, a veces con estructuras convolucionadas y eslumpadas, en paso a un término superior en lutitas verdoso amarillentas a veces rojizas, con estructuras linsen, flaser y laminación paralela. En este tramo se intercala una roca ácida (riolita porfídica) con abundante mineralización de oligisto y galena.

Sobre estos materiales se tienen una monótona sucesión de lutitas y fangolitas, predominantemente verdes, aunque lateralmente son múltiples las lentículas de pizarras violáceas o policolores que intercalan. La fauna de trilobites con *Gigantopygus* y *Saukianda* define una edad Marianiense Medio. RÁBANO, I. (com. pers.).

Los tramos superiores de las Capas de Benalija, en el ámbito de Constantina, están constituidos por una monótona alternancia de areniscas (subarcosas y sublitarenitas) de grano fino en capas centí a decimétricas (estrato y grano crecientes), con lutitas verdes en las intercapas. La fauna en este tramo es muy escasa, reconociéndose sólo fragmentos de trilobites no identificables. En áreas próximas (Hoja nº 899), se les atribuye una edad Bilbiliense (parte superior del Cámbrico Inferior).

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

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

En la zona del Sinclinal del Pintado (límite de las Hojas de Constantina y Almadén de la Plata), las pizarras de Benalija, muestran una alteración importante. Con la revisión de las muestras de esta zona, se ha comprobado que los fenómenos de alteración se asocian a la aparición de

blastos desordenados de biotita-clorita; el hecho realmente llamativo es que cuando es mayor la alteración, la roca presenta un mayor contenido en feldespato potásico, y la muestra es clasificada sistemáticamente como arcosa (la textura parece la de una roca sedimentaria).

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

Al Este de San Nicolás del Puerto (borde norte de la Hoja de Constantina), y en una posición estratigráfica equivalente a la primera intercalación de pizarras moradas descritas en la serie, se observa intercalados en la serie un paquete de conglomerados, en general con trama abierta, en los que dentro de una matriz pelítica de color verde amarillento se identifican clastos heterométricos y angulosos de caliza, pizarra, rocas volcánicas ácidas y básicas y escasas cuarcitas. Hay fragmentos del propio conglomerado englobados en la trama dando aspecto de coladas de debris inestabilizadas en el momento del depósito. Lateralmente desaparecen acuñándose en lutitas verdes con cantos dispersos y pizarras moradas con volcanitas básicas asociadas.

Del contexto general descrito para el registro sedimentario de las Capas de Benalija-Tamujar, se infiere que constituyen un ciclo de facies grano y estratocreciente, en el que a partir de las plataformas carbonatadas progresivamente cesa el depósito carbonatado, en tanto que aumentan

los aportes siliciclásticos dando los depósitos inferiores de las Capas de Benalija asimilables a un medio de plataforma extensa bajo el nivel de ola. Las pizarras moradas al no ser horizontes continuos y estar relacionados en algunos casos directamente con rocas básicas, se explicarían como depósitos próximos a la localización de estas rocas efusivas, cuyos aportes fumarólicos de Fe y Mn tiñen los materiales depositados en su proximidad.

Esta actividad volcánica, acaecida principalmente en los tramos inferiores y medios de las Capas de Benalija, posiblemente denote una fracturación profunda en la plataforma con creación de morfologías diferenciadas que, a veces, son lo suficientemente importantes como para generar abanicos de conglomerados intracuenca, constituidos por clastos diversos del registro sedimentario precedente.

El ciclo de facies general en "posición regresiva", apunta a la emersión o erosión parcial que localmente se produce entre los depósitos del Cámbrico Inferior y los del Cámbrico Medio, ODRIOZOLA, J.A. *et al* (1984). La potencia mínima estimada es del orden de 600 a 700 m.

Al sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, sobre los depósitos de la Serie Detrítico-Carbonatada, se tiene una potente sucesión (19) de pizarras verdes con nódulos carbonatados en la base que gradualmente pasan a pizarras con láminas intercaladas de limo blanco ocasionando un finísimo bandeado verde y blanco muy característico. En estos tramos se intercalan volcanitas ácidas. En la sucesión y de forma progresiva, se intercalan capas de areniscas (sublitarenitas y subarcosas) micáceas, de grano medio y color gris, a veces muy oscuro, en capas de centi a decimétricas, que localmente tienen a amalgamarse dando paquetes métricos. Se han identificado secuencias gradadas de tipo HXM y más

escasas PHXM, con estructuras de flujo (flute y grove) en las capas más gruesas.

Sobre estas capas tempestíficas de afinidad turbidítica, se tienen los paquetes superiores aflorantes constituidos por una alternancia de pizarras verdes y moradas con capas arenosas a veces gradadas, constituyendo de nuevo un ciclo grano y estratocreciente, similar al descrito para los tramos inferiores.

De esta forma, la serie definida como "Alternancia de Cumbres" es muy parecida tanto litológicamente como en los aspectos sedimentológicos de detalle a lo descrito para las "Capas de Benalija-Tamujar".

1.4.- DEPÓSITOS RELACIONADOS CON EL MARGEN PASIVO

1.4.1.- INTRODUCCIÓN

A continuación de la fase "rifting" y posiblemente como consecuencia del evento "sárdico" de deformación, las condiciones de uniformidad sedimentaria establecida a lo largo del Cámbrico quedaron bruscamente interrumpidas, generándose en dicho evento una reestructuración de los ámbitos cuencales de sedimentación. De esta forma se definen dos subcuencas ubicadas de nuevo al norte y sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, cuya característica lito y bioestratigráfica son diferentes. En síntesis, dentro del área de investigación y sobre los materiales del cámbrico se tienen dos registros sedimentarios. Uno, en los sectores meridionales, que se encuadra en la sucesión estratigráfica de Barrancos-Hinojales. Y otro aflorante en el sector septentrional del antiforme y que incluye los afloramientos del Embalse del Pintado (Sinclinal del Valle) y del Cerrón del Hornillo (SE del a Hoja de Constantina y NE de Ventas

Quemadas), encuadrable en los depósitos de margen pasivo que se configura en la Z.O.M. septentrional a partir del Ordovícico inferior.

1.4.2.- ORDOVÍCICO

En la Z.O.M., el registro sedimentario atribuido al Ordovícico, tiene una distribución muy irregular, en el Sinclinorio de Barrancos-Hinojales, sobre o en contacto mecánico con el Cámbrico Medio-Superior, se deposita una potente serie siliciclástica que llegó al Silúrico, en esta Hoja está representada al N de Almadén de la Plata. En el resto de la Z.O.M. se caracteriza por la dispersión de los afloramientos, la escasez, la poca precisión e incluso la contradicción de los datos aportados por la bibliografía lo que incide en una visión estratigráfica y paleográfica de conjunto poco precisa.

De la serie realizada en el Embalse del Pintado y de las observaciones de campo realizadas en su entorno (Sinclinal del Valle), así como en los afloramientos de materiales Ordovícico-Devónicos que afloran al sur y a lo largo de la estructura denominada Falla de la Fundición (Hoja de Constantina), hasta el Cerrón del Hornillo puede establecerse que la serie ordovícica aflorante, siempre en contacto mecanizado con el Cámbrico, comienza por un paquete de pizarras y limolitas verdes que intercalan capas de areniscas limoso micáceas de color pardo amarillento, más abundantes hacia techo (20). La bioturbación es continúa en todo el tramo. GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984) citan la presencia de incofósiles como Planolites, Paleophycos, Chondrites, Teichichmus, Monomorphichnus, y huellas de artrópodos indeterminables. Localmente este tramo pizarroso contiene en su parte superior nódulos y concreciones ferruginosas carbonatadas, en cuyo núcleo puede encontrarse fauna de trilobites, graptolites, conodontos, gasterópodos y braquiópodos que han precisado en esta área una edad Llanvir Superior-

Llandeilo inferior. Aún cuando el contacto con el Cámbrico esta siempre mecanizado en lugares concretos del flanco Sur del Sinclinal del Valle se ha observado que, hacia la base de este tramo, hay gravas de cuarzo que pudieran ser los depósitos relacionados con la transgresiva. El espesor de este tramo no es inferior a los 150 m.

Sobre estas pizarras verdes y únicamente diferenciables en el entorno del embalse del Pintado (Cazalla de la Sierra), se encuentra un paquete (10 a 25 m) constituido por limos arenosos y areniscas micáceas que intercalan capas de oolitas ferruginosas. Este tramo, muy continuo, está representado en el Cerrón del Hornillo (sureste de esta Hoja) exclusivamente por capas decimétricas de oolitas ferruginosas (15 a 50 cm).

En el Sinclinal del Valle el techo de este tramo está constituido por un paquete de areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, acarameladas, con laminación cruzada y techo de ripples (5). Este tramo no tiene un contenido faunístico que precise su edad, aunque por posición estratigráfica en la serie que se describe, se le asigne una edad Llandeilo. Horizontes de esta "oolita irostone" en posición estratigráfica similar se conocen en las Zonas Centroibérica y Asturoccidental-Leonesa en Bretaña, en Bohemia y en el norte de África, desde Marruecos a Libia.

Lateralmente el tramo siliciclástico grueso, pasa a alternancias más finas y con menor cementación, haciendo indefinible su posición cartográfica por lo que se ha de cartografiar, localmente, como un conjunto único. El espesor del tramo de las areniscas y oolitas puede estimarse en 45 a 50 metros.

La secuencia grano y estratocreciente ordovícica descrita continua con un paquete métrico (3 a 4) con alternancia de lutitas y/o fangolitas grises oscuras, carbonatadas y con nódulos que culmina con un paquete de

calizas decamétrico, con gran continuidad lateral conocido como "Calizas de Pelmatozoos" (21). ROBARDET (1976), JAEGER *et al.* (1979), HAFENRICHTER (1979-1980), GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984) y GARCÍA RAMOS *et al.* (1992), etc.

Los contactos inferior y superior de las calizas, tanto con las "oolitas irostone" como con las pizarras superiores (pizarras del Valle) son muy netos.

En detalle, la Caliza de Pelmatozoos está constituida con secuencia "grainy" JAMES (1980), con un término en packstone bioclásticas, rudíticas, de color blanco grisáceo y wackestone con birdeseyes de color gris, crema a rosado.

Hacia techo las packstone son muy escasas, de color crema a rojizo y dolomitizadas, en tanto que las wackestone a mudstone son las más abundantes con sílex en nódulos o láminas discontinuas, marcando la estratificación. Son abundantes los estilolitos. ROBARDET (op cit) y HAFENRICHTER (op cit) mencionan en estos carbonatos la presencia de abundantes pelmatozoos y en menor proporción briozoos, tabulados, braquiópodos, cefalópodos, gasterópodos, restos de trilobites, conodontos y ostrácodos, que en conjunto definen una edad Caradoc-Ashgill para este tramo.

En diversos afloramientos de estas calizas se constata la presencia de una superficie irregular de características kársticas que afecta a las capas superiores del paquete.

Esta superficie muestra dolomitización y procesos edáficos de disolución y reprecipitación que ocasionan microbrechas acompañadas de costras estalactíticas que tapizan parcialmente las superficies.

Sobre la superficie karstificada se depositaron, además de los productos antes reseñados, fangolitas de color gris oscuro, carbonatadas que intercalan capas delgadas de carbonatos laminados. Este depósito no muestra signos de meteorización, por lo que el desarrollo del microkarst fue anterior a éstos depósitos.

Este microkarst se asocia al descenso eustático causado por la glaciación finiordovícica que provocó la exposición subaérea de partes de la plataforma con depósitos carbonatados. Este hecho está reconocido en el ámbito cuencal, tal como se recoge en los trabajos de diversos autores, sobre calizas de la misma edad Macizo Hespérico. SARMIENTO (1990) en la "Caliza de Urbana", PARÍS *et al.* (1981), en la "Caliza de la Formación Rosán" en Finisterre y la "Caliza de cistideos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, CARLS (1975), la "Caliza de Guadarrama", "Caliza de La Aquiana", "Caliza de Portilla de Luna" en la Z.C. y la "Caliza de Ayguafreda en Cataluña", GUTIÉRREZ MARCO *et al.* 1984 (b).

HAFENRICHTER (op cit) opina que en la Z.O.M. se aprecia una profundización progresiva en sentido este-oeste durante el depósito de las "Calizas de Pelmatozoos".

Lo reducido de los afloramientos ordovícicos dentro del ámbito del proyecto no permiten emitir una opinión a este respecto. El único dato que apoyaría esta hipótesis es su mayor espesor, continuidad y presencia de facies biodetríticas en el Sinclinal del Valle (Hoja nº 919) respecto al del Cerrón del Hornillo (Hojas nº 941 y 942).

El espesor de esta caliza, si bien variable en razón del "karst" reseñado, no supera los 15 m.

Por encima de la "Caliza de Pelmatozoos" se tiene un tramo de espesor decamétrico en el que predominan las pizarras y limolitas de color gris oscuro en las que se intercalan varias capas decimétricas de constitución heterolítica, en la que se mezclan clastos de tamaño grava y procedencia volcánica, muy alterados y de color marrón, junto a arenas de grano medio-fino subredondeadas y gravas finas de cuarcitas angulosas (22).

El cemento es mixto silíceo-carbonatado. La constitución de estas capas, su ausencia de estructuras sedimentarias visibles y su posición estratigráfica induce a pensar que podrían representar niveles de tipo tillítico, originados en las fluctuaciones hielo-deshielo de la glaciación finiorдовícica.

De forma gradual, en el tramo pizarroso, se intercalan capas centi a decimétricas de areniscas (litarenitas a sublitarenitas) de grano medio a fino, con colores gris oscuro a pardo, en las que se observa gradación y laminación de ripples de ola, de tipo H.C.S. En general son secuencia H.X.M. y muy escasas PHXM de constitución heterolítica, en las que la relación arena/pelita va de 1/3-3/2 a 1/6 hacia techo.

En los subtramos con relación arena/pelita 3/2 algunas capas llegan a amalgamarse dando niveles de 50 a 60 cm.

De esta forma este tramo pizarroso denominado "Pizarras del Valle" cuyo espesor estimado es de 70 a 80 m, son depósitos de plataforma externa, dominada por tormentas en los que se tiene un subciclo de facies en posición regresiva y un subciclo que llegaría desde éstos niveles a la base de las ampelitas silúricas en posición transgresiva.

En el subciclo inferior, con intercalaciones continuadas de capas heterolíticas y unas características sedimentológicas que nos indican una posición paleogeográfica de plataforma externa, lo cual

comparativamente con las "Calizas del Pelmatozoos" y su microkarst, significaría un descenso muy brusco del nivel del mar (glaciación) y, por tanto, las "Pizarras del Valle" serían los depósitos transportados por las tormentas hacia plataforma externa durante este descenso y su contacto, aparentemente normal aunque karstificado con la "Caliza de Pelmatozoos" habría que considerarlo un límite de tipo 2 que separa un "highstand systems tract" ("Caliza de Pelmatozoos") de un "low o shelf mafgin systems tract" de la secuencia deposicional superior a dichas calizas.

Las "Pizarras del Valle" son generalmente pobres en fauna, aunque ROBERTET y GUTIÉRREZ MARCO (1990) citan la presencia de braquiópodos, equinodermos y escasos graptolites. Por su contenido faunístico y posición estratigráfica entre las "Calizas de Pelmatozoos" a muro y las ampelitas del Silúrico a techo, la edad asignada es de Ashgill terminal (Hirnantense), aunque los niveles superiores del subciclo de techo podrían pertenecer al Rhuddaniense (Llandovery inferior), en opinión de dichos autores.

1.4.3.- SILÚRICO

En concordancia sobre las "Pizarras del Valle" se encuentra una sucesión constituida por pizarras negras (ampelitas), liditas, jaspes y tonsteins, centi a decimétricos con una enorme abundancia de restos fósiles (nº 23). Las capas con aporte volcánico son más abundantes hacia techos asociadas en gran medida, a las liditas y jaspes rojos, en tanto que las pizarras y limolitas negras o con láminas de arena intercaladas son prioritarias hacia la base.

La potencia estimada aun teniendo en cuenta la intensa tectonización del sinclinal del Valle es del orden de 100 a 110 m.

JAEGER y ROBARDET (1979) indican que la fauna de esta sucesión está dominada ampliamente por los graptolitos, aunque precisan la presencia de bivalvos y ortocerátidos en delgadas capas carbonatadas de los tramos superiores.

Hacia techo de la sucesión de ampelitas, sobre el tramo con tonsteins, liditas, jaspes y delgados niveles de calizas con crinoideos, se desarrolla en paquetes de 5 a 6 m de espesor en el que se alternan mudstone negras carbonosas y ampelitas de aspecto tuffítico, con una bajísima densidad ("cretas negras").

Son las "Calizas de Scyphocrinus" JAEGER *et al.* (op cit) que marcan el techo cronológico del silúrico (Pridoli), ya que sobre ellas continúan las ampelitas negras pero ya su contenido faunístico da una edad Devónico inferior. Por ello, aunque cartográficamente el límite Silúrico Devónico se sitúe a techo de las "Calizas del Scyphocrinus", paleontológicamente hay que reseñar la existencia de unos metros de pizarras negras sobre dichas calizas.

Según JAEGER y ROBARDET (op cit), el Silúrico está representado en casi su totalidad en esta sucesión y los escasos horizontes mal o no representados, se atribuye a un desmuestre poco detallado o a la intensa tectonización. En las "calizas de Scyphocrinus" además de graptolitos existe una fauna abundante de trilobites, braquiópodos, crinoideos, bivalvos, tentaculítidos, etc.

El conjunto de faunas les ha permitido establecer todos los horizontes del Silúrico, desde el Wenlock al Pridoli inferior, en lo que ellos denominan "Pizarras inferiores de graptolitos" y el Pridoli y base del Lochokoviense (Devónico) en las "Pizarras superiores" donde agrupan las calizas y sus pizarras de techo.

1.4.4.- DEVÓNICO

Son escasísimos los afloramientos atribuibles al Devónico en el flanco septentrional del anticlinorio. En la serie del Embalse del Pintado JAEGER y ROBARDET (op cit), citan la presencia de un Devónico inferior que comienza en el techo de las ampelitas y continúa con depósitos de pizarras y areniscas verdes.

El trabajo de WEYANT *et al.* (1988) es mucho más completo y detallado demostrando la presencia de un Devónico inferior muy completo y un Devónico superior discordante sobre el anterior bien representado.

Estos autores confirman la existencia de un Devónico superior en afloramientos actualmente bajo el agua del embalse del Pintado. Se trata de una sucesión de calizas alternantes con pizarras carbonatadas de color gris a verde, en las que la fauna es muy abundante. Destacan las calizas de crinoides y braquiópodos que sitúan en la base del tramo y cuya relación estratigráfica con la serie anterior no precisan, salvo que no datan el Devónico medio y pasan, de depósitos de edad Emsiense, a estas calizas de edad Fameniense. Los braquiópodos, moluscos, cefalópodos y numerosos horizontes de conodontos, les permiten realizar una paleontología detallada de esta serie definiendo el Frasnense Inferior y casi todo el Fameniense.

En el sector nororiental de la Hoja de Constantina (920), y en discordancia sobre los materiales del Cámbrico, se encuentra un pequeño afloramiento de calizas sobre las que ha ubicado una cantera que atribuimos al Devónico (24). Se trata de grainstone y packstone de color gris con numerosos crinoides de tamaño centimétrico y abundantes restos de braquiópodos, bivalvos, etc. El afloramiento se encuentra

limitado por un accidente tectónico de extensión regional, al que se adosan en su lado meridional parches de estos carbonatos. Le atribuimos una edad Devónico superior por su contenido faunístico y la correlación con las calizas de conoides del Sinclinal del Valle descrito anteriormente.

1.4.5.- CONGLOMERADOS, BRECHAS, ARENISCAS Y LUTITAS (25)

En discordancia sobre los materiales paleozoicos de la serie detrítico carbonatada y detrítica superior, aflorantes al norte y noreste de la Hoja, se encuentran retazos, a menudo aislados, de los depósitos siliciclásticos pertenecientes a la cuenca carbonífera-pérmica de Alanís-San Nicolás del Puerto.

La mala calidad de los afloramientos no ha permitido realizar una serie detallada, si bien puede describirse a grandes rasgos un paquete basal constituido por brechas y conglomerados. Las brechas tienen una constitución estrictamente relacionada con el substrato, son pues, brechas calcáreas, angulosas de trama abierta y abundante matriz lutítico-arenosa. Evolucionan rápidamente a conglomerados con estratificación cruzada en surco, espectro polimíctico (cantos de cuarcita, cuarzo, lidita, esquistos, areniscas, etc.) homométricos y subredondeados. Normalmente tienen poca matriz y hacia techo evolucionan a areniscas con grava y areniscas finas con laminación cruzada y abundantes restos vegetales.

Estos tramos serán equivalentes a los descritos por BROUTIN, J. (1981, 82) y BROUTIN *et al.* (1983) en las Cuencas de Urbana y Charco de la Sal, como tramos basales.

APALATEGUI *et al.* (1983) describen en la Hoja nº 899 (Guadalcanal) el resto de la serie de esta cuenca con intercalaciones de basaltos y

carbonatos en el tramo siliciclástico fino que se superpone al tramo basal descrito.

BROUTIN, J. (op.cit.) realiza un estudio de macro y microflora muy detallado en estas cuencas. La flora clasificada permite atribuirles una edad Autuniense, sin descartar la posibilidad de que tramos no aflorantes, pero sí cortados en sondeos ENADIMSA (1975), pudiesen pertenecer al Estefaniense Superior.

1.4.6.- CUATERNARIO

Los depósitos atribuidos al Cuaternario dentro del ámbito de esta Hoja, tienen muy escaso desarrollo. Los ríos y riveras se encuentran fuertemente encajados con aluviales de tan poco espesor y extensión que no permiten su cartografía a esta escala.

Sólo se han cartografiado por su extensión y significado las escombreras del Cerro del Hierro (26) y los depósitos carbonatados de tipo travertínico (27), que alcanzan un buen desarrollo al suroeste de San Nicolás del Puerto (Casa Molino Vargas). Estos depósitos se asocian a una fractura N10°E que en algún momento del desarrollo del karst, canalizó las aguas que fluían en la zona ocasionando estos depósitos. Actualmente, las aguas de la Rivera del Huéznar han incidido en estos depósitos circulando bajo ellos.

2.- PETROLOGÍA

2.1.- METAMORFISMO

2.1.1.- INTRODUCCIÓN

Los dos ciclos orogénicos reconocidos en la Z.O.M., uno finiproterozoico (Cadomiense) y otro paleozoico superior (hercínico), han dado lugar a deformación, metamorfismo y magmatismo. El metamorfismo asociado al primer episodio parece generalizado, mientras el asociado al evento más joven se halla más localizado y es de menor intensidad a escala regional. Ello hace que buena parte de la estructuración y del metamorfismo presente en los materiales de la Serie Negra sea cadomiense, mientras que el hercínico queda limitado a núcleos de alto grado entre los que las rocas paleozoicas son anquimetamórficas o tienen metamorfismo de grado muy bajo.

2.1.2.- METAMORFISMO CADOMIENSE

En el sector central de la Z.O.M., donde se enmarca el área estudiada, se desarrolla un metamorfismo progresivo que va del grado bajo al alto. Sin embargo, la escasez de silicatos de aluminio índice del metamorfismo ha impedido realizar una cartografía de zonas metamórficas en el sentido clásico. Pese a ello, mediante el análisis de campo y petrográfico detallado de las variaciones de cristalinidad de los minerales más frecuentes y de las modificaciones texturales de los tipos de rocas más significativos se ha realizado una zonación que se ha correlacionado con las clásicas de minerales índice del metamorfismo (ARRIOLA *et al.* 1984; EGUILUZ, 1988). Se han separado 5 zonas metamórficas (A, B, C, D, y E) entre las facies metamórficas del grado muy bajo y la zona de grado alto con anatexia. Esta serie de facies, caracterizada por la presencia de andalucita, sillimanita y cordierita como únicos minerales índice de metamorfismo, es representativa de un gradiente geotérmico de bajas

presiones y altas temperaturas (70° C/Km; EGUILUZ, 1988), que en las zonas profundas da lugar a importantes procesos de migmatización (Granitoides anatéticos de las Atalayuelas y Garrotal) (Figura 2).

Los materiales de la Serie Negra presentan un primer episodio metamórfico asociado a una esquistosidad (S1) que se conserva como relictas en porfiroblastos o en los microlitones de la principal (S2). La segunda fase de metamorfismo está asociada a una esquistosidad (S2) de crenulación o a una "schistosity" secundaria que es la más penetrativa a escala regional. El metamorfismo regional es sincinemático y alcanza su climax metamórfico, con carácter tardicinemático respecto a esta segunda fase.

2.1.2.1.- PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS PROTEROZOICAS

Las rocas que han sido estudiadas de forma sistemática son las metapelitas y las metabasitas.

Metapelitas

Las rocas pelíticas incluyen una gama relativamente variada de tipos litológicos que van de las pizarras y grauvacas, predominantes en las áreas de grado bajo, a los esquistos, cuarzoesquistos, gneises y migmatitas frecuentes en las áreas de grado medio y alto. Todas ellas presentan una foliación metamórfica que varía desde una pizarrosidad o esquistosidad grosera, hasta una esquistosidad/bandeado gneísico. La mineralogía es muy monótona, apareciendo como minerales principales cuarzo, clorita, biotita, moscovita, feldespato potásico y plagioclasa en las distintas zonas diferenciadas. Los silicatos de aluminio (andalucita y cordierita) sólo aparecen en las zonas de mayor metamorfismo alrededor de los núcleos anatéticos, donde coexisten

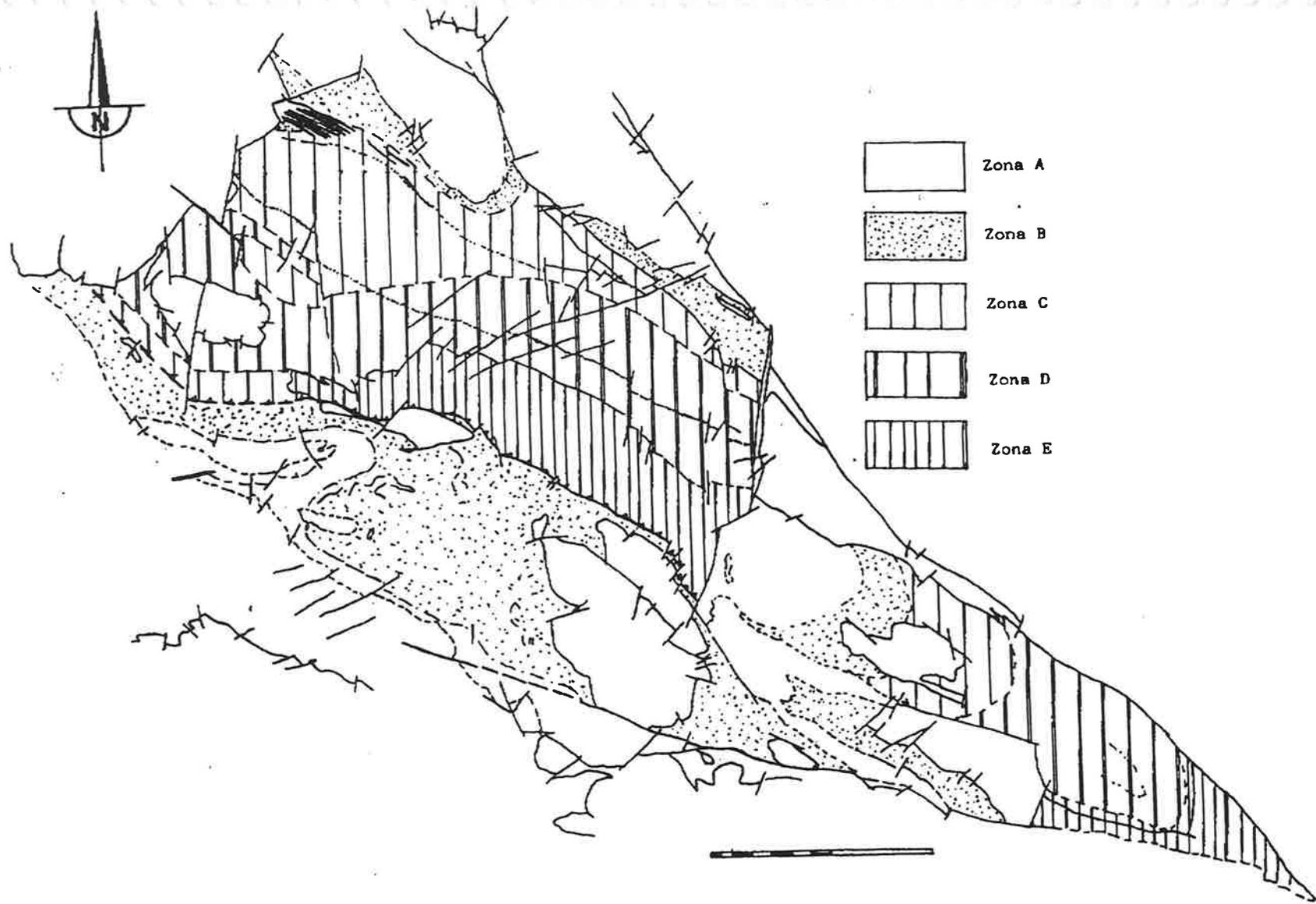


Figura 2.- Esquema de las distintas zonas metamórficas reconocidas en el área centro meridional de la Antiforma de Olivenza-Monesterio. EQUILUZ (1988).

andalucita, sillimanita y cordierita. Sin embargo, estas rocas presentan diferencias muy patentes en la textura y cristalinidad de las fases minerales. La evolución textural así como el tamaño y cristalinidad de los minerales se incrementa con la profundidad inicial. La biotita es el mineral que mejor refleja estas variaciones, puesto que además del incremento de tamaño presenta una clara evolución del pleocroismo, que pasa de marrón verdoso a castaño y a marrón con tonos rojizos más intensos al aumentar la profundidad, al tiempo que incrementa notablemente el número de inclusiones de circones de origen metamórfico (ARRIOLA *et al.*, 1984; EGUILUZ, 1988; EGUILUZ Y ÁBALOS, 1992). Las zonas definidas se caracterizan por la presencia de los minerales siguientes: (A) de Clorita, (B) Clorita-Biotita verde, (C) Clorita-Fengita-Biotita marrón, (D) Biotita marrón-Cordierita-Plagioclasa y (E) Sillimanita-Feldespató potásico.

Las zonas (A) y (B) son representativas de las áreas de bajo grado, representadas esencialmente por la Sucesión de Tentudía en el S de la Hoja de Constantina y N de la de Ventas Quemadas. La asociación de mayor grado metamórfico (E) sólo aparece en el núcleo anatéctico del Pintado y sus equivalentes de las Atalayuelas y Garrotal.

La escasez de minerales índice es consecuencia de que no se han alcanzado las condiciones termobáricas adecuadas para su formación, aunque en algunos casos podría deberse a la inexistencia de composiciones adecuadas del protolito. De todas formas debe llamarse la atención sobre algunos puntos de interés petrogenético. El hecho más significativo es la total ausencia de granate, lo cual sólo puede interpretarse como consecuencia de no haberse alcanzado las condiciones mínimas de presión (400 MPa) necesarias para su estabilización. La cordierita, con texturas globulares y pinnitizada, de las áreas de grado alto parece crecer a partir de biotita y sillimanita,

que casi llegan a desaparecer. Sus rasgos texturales y su asociación con la biotita en las áreas de grado medio (zona 4) se debe, probablemente, a reacciones de destrucción de clorita, moscovita y cuarzo. La andalucita, que aparece en las zonas más profundas del grado medio, tiene carácter intercinemático entre las fases D1-D2. En la zona de anatexia, la andalucita se produce como resultado de la destrucción de la moscovita y, al igual que los otros silicatos de aluminio, en las zonas más profundas crece sobre la biotita con hábitos esqueletales. La presencia de sillimanita (eventualmente andalucita-moscovita) en asociación con feldespato potásico parece relacionada con la destrucción de moscovita y cuarzo. No obstante, en las zonas más profundas son frecuentes las texturas indicativas de la formación de sillimanita a partir de la fusión incongruente de la biotita.

Metabasitas

Las metabasitas aparecen como capas, de espesor métrico a hectométrico, intercaladas en las rocas metapelíticas, especialmente en las zonas de grado medio y alto. En las áreas de bajo grado son menos abundantes y su espesor es en general reducido. Desde el punto de vista litológico se reconocen diversos tipos como metadoleritas, esquistos verdes, anfibolitas plagioclásicas, anfibolitas bandeadas etc. Todas ellas se han considerado como producidas por el metamorfismo de rocas básicas granudas, volcánicas o vulcanoclásticas. Las metabasitas derivan de protolitos ígneos cuyas composiciones químicas (elementos mayores, menores, trazas y REE) se proyectan en los campos de las toleítas. Muestran espectros de REE del mismo tipo, que parecen corresponder a ambientes geodinámicos de basaltos oceánicos y basaltos de arcos de islas, tanto de zonas delanteras como traseras de arco (EGUILUZ *et al.* 1990).

Las anfibolitas también muestran variaciones texturales y composicionales con el incremento del grado metamórfico (Figura 3). En las rocas de grado bajo de la sucesión de Tentudía los anfíboles muestran colores suaves (verde azulado claro) y composiciones próximas al grupo de la actinolita. En las zonas más profundas aparece hornblenda verde azulada y verde oscuro, mientras que en la zona de grado más alto (domo anatético) aparece hornblenda marrón. En esta última zona también se encuentra clinopiroxeno diopsídico, en ocasiones incluido en venas y diferenciados pegmatoides.

2.1.2.2.- TERMOBAROMETRÍA

Los estudios de química mineral han permitido obtener una estimación termobarométrica de las condiciones del metamorfismo aplicando los geotermómetros Grt-Bt y Pg-Ms y el geobarómetro del contenido en Si de la fengita, sobre los análisis de bordes y núcleos de los minerales (EGUILUZ Y ÁBALOS, 1992). Con el par Pg-Ms se obtienen temperaturas que van de $392 + 50^{\circ}\text{C}$ y $460 + 50^{\circ}\text{C}$ (a 100 y 500 MPa) en las metapelitas de bajo grado hasta $530 + 50^{\circ}\text{C}$ y $624 + 50^{\circ}\text{C}$ (a 100 y 500 MPa) en las metapelitas de alto grado. Las presiones estimadas a partir de la composición de las fengitas se encuentran en la gama 230-300 MPa en un rango de temperatura de $450\text{-}520^{\circ}\text{C}$. Estos datos son perfectamente coincidentes con los obtenidos a partir del estudio petrográfico (EGUILUZ, 1988). A partir de estos cálculos se obtiene un path de evolución metamórfica de tipo horario, que se interpreta como resultado de una duplicación crustal seguida de una etapa de relajación en la que tienen lugar procesos de extensión y erosión.

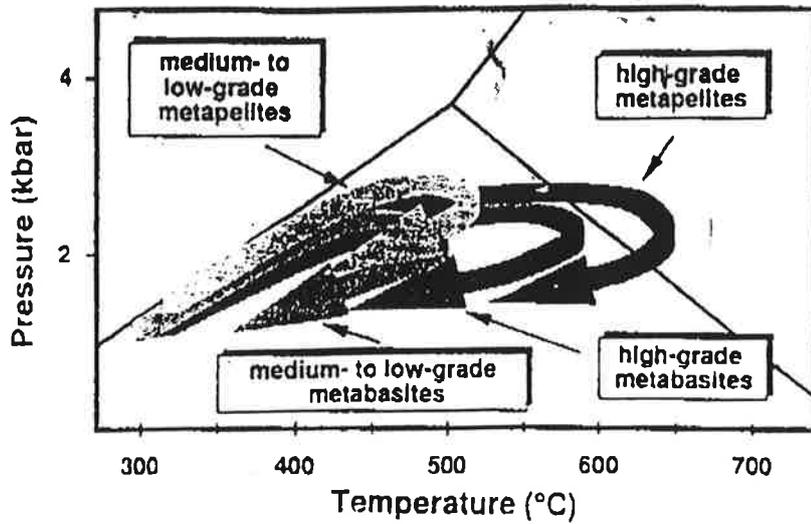


Figura 3.a.- PATH P-T para metapelitas y metabasitas de la Antiforma de Olivenza-Monesterio. EGUILUZ & ÁBALOS (1992).

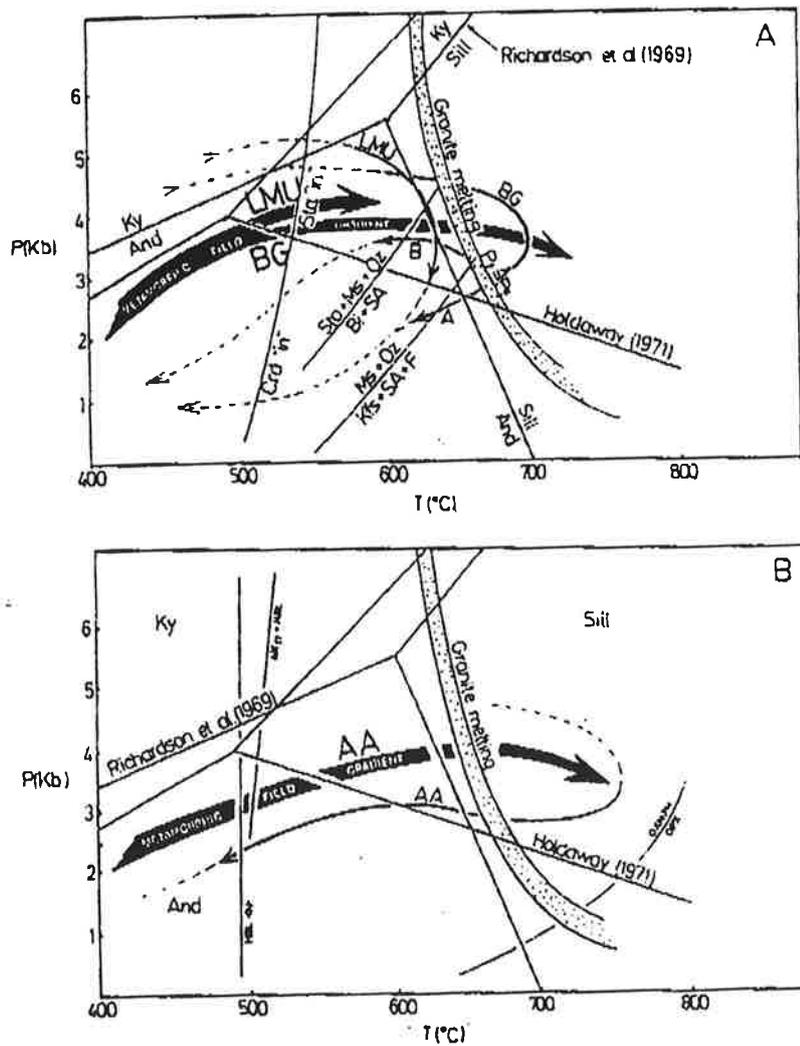


Figura 3.b.- PATH P-T del Núcleo de Almadén de la Plata.
 A: (L.M.U.) Unidad Metamórfica Inferior. (BG) Gneis Blastomiloníticos.
 B: Evolución retrógrada de (AA) Anfibolitas de Acebuches. ÁBALOS *et al.* (1991).

2.1.2.3.- DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO

La existencia de cantos de rocas metamorfizadas y estructuradas en las series del Proterozoico superior al Cámbrico inferior (Fms. De Malcocinado, Torreárboles y equivalentes) demuestra la existencia de metamorfismo y deformación cadomienses. Además un gran número de datos radiométricos confirman este episodio, aunque ninguna de las muestras procede del área estudiada. Entre ellos cabe citar para el sector septentrional de la Z.O.M. los de BLATRIX Y BURG (1981), que calculan una edad de 550 ± 10 Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovitas) y los de DALLMEYER Y QUESADA (1992), que proporcionan edades de 550.5 ± 2.8 y 552.8 ± 2.9 Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas) y 562.2 ± 0.9 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovitas), que corresponden a la edad del metamorfismo.

En el sector central, especialmente en la antiforma de Monesterio, los datos son numerosos y concluyentes, aunque la modificación de los sistemas isotópicos es eventualmente importante. DALLMEYER Y QUESADA (1992) encuentran una edad de 553 ± 6 M.a. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas) y en otras muestras ponen de manifiesto la existencia de un episodio metamórfico anterior a 450 M.a. muy enmascarado por otro episodio a 400 M.a. Estas edades son coincidentes con las obtenidas para la granodiorita anatética de Monesterio por QUESADA *et al.* (1989), y ligeramente más antiguas que los $526.8 \pm 9.9/-7$ M.a. (U-Pb) que postula OCHSNER (1993) para la misma roca y que marca la edad de la anatexia. Estos datos son congruentes con la gama de edades de 545 a 560 M.a. obtenida para los circones más jóvenes del techo de la Sucesión de Tentudía (SCHÄFER *et al.*, 1993), que marcan el límite superior del depósito de dicha sucesión, y con la edad del orden de 560 M.a. para la formación de los protolitos de las anfibolitas de la Serie Negra (ORDÓÑEZ, 1996). También coinciden con las

edades propuestas para las vulcanitas finiproterozoicas que han sido consideradas sin a tardiorogénicas y que ofrecen edades en el entorno de 530 M.a. (SCHÄFER, 1990; OSCHNER, 1993).

2.1.3.- METAMORFISMO HERCÍNICO

Se desarrolla de forma local y esta restringido a dos zonas principales, la Unidad de Lora del Río y el núcleo de Almadén de la Plata, ubicados en Hojas próximas a ésta. La primera afecta a materiales del Paleozoico inferior, aunque en las zonas más profundas pueden estar involucrados materiales tipo Serie Negra o incluso otros más antiguos. La segunda tiene caracteres similares al macizo de Aracena y, al igual que en este último, involucra una secuencia que incluye la Serie Negra, las vulcanitas finiproterozoicas y la secuencia detrítico carbonatada del Cámbrico inferior, además de la banda de anfibolitas que separa la Z.O.M. y la Z.S.P., conocida regionalmente como las anfibolitas (ofiolita) de Beja-Acebuches (BARD, 1969; CRESPO, 1991). Finalmente podría incluirse aquí las aureolas de metamorfismo de contacto asociadas a las intrusiones graníticas hercínicas.

En el ámbito de esta Hoja, el metamorfismo hercínico, como ya se ha reseñado, es de grado muy bajo o no existe, circunscribiéndose a las aureolas de metamorfismo de contacto asociadas a las rocas intrusivas.

2.2.- ROCAS ÍGNEAS

En la Z.O.M. se registra la superposición de dos ciclos orogénicos (cadomiense y hercínico) cada uno de los cuales lleva asociadas distintos tipos de rocas ígneas que jalonan los hitos evolutivos mayores de ambas historias orogénicas. Por ello parece que para la descripción de estas rocas se puede seguir un criterio cronológico que, a su vez, conlleva un registro

secuencial de los procesos geodinámicos principales causantes de la disposición actual de los distintos macizos y cuerpos ígnes. De acuerdo con este criterio se pueden diferenciar los siguientes grupos descriptivos: 1) Granitoides sinorogénicos cadomienses, 2) vulcanismo tardicadomiense, 3) plutonismo anorogénico y de Rift del Paleozoico inferior, 4) vulcanismo del Rift del Paleozoico inferior, 5) granitoides anatéticos hercínicos, 6) granitoides calcoalcalinos hercínicos, 7) rocas filonianas. Las rocas volcánicas se han descrito en el capítulo anterior, en este epígrafe se centra en la descripción de las rocas intrusivas realizándose concisas puntualizaciones sobre las peculiaridades de las primeras.

En la Hoja de Constantina, los afloramientos más extensos de granitoides afloran desde la falla de Constantina hacia el Sur. Hacia el norte de ella sólo aparece el macizo básico de Cazalla de La Sierra, y algún cuerpo menor relacionado (5).

Por lo que respecta, los granitoides del suroeste de la Hoja se han diferenciado dos grupos de granitoides. El primero, formado por los granitoides prehercínicos, que comprende los cuerpos graníticos de Garrotal-San Pedro o Atalayuelas (3) y Vallehondo (4). El segundo grupo lo constituyen los granitoides pertenecientes al macizo de El Pedroso-Ventas Quemadas (6 y 7) y su cortijo filoniano de grandes dimensiones de aplitas y pórfidos ácidos (2).

2.2.1.- ROCAS FILONIANAS

2.2.1.1.- DIABASAS (1)

Son rocas subvolcánicas que afloran localmente en forma de diques, sobre todo dentro de la Formación Tentudía, pero también en fracturas dentro de la Fm. Torreárboles. En este apartado se incluyen sólo las

diabasas postectónicas, pues las metadiabasas se han tratado junto a las metabasitas correspondientes en el capítulo 1 (Estratigrafía).

Petrográficamente están constituidas por plagioclasa, menas metálicas y anfíbol como minerales principales; como accesorios esfena, apatito, circón y a veces cuarzo; y entre los secundarios aparecen clorita, epidota, calcita y óxidos. Las texturas predominantes son intersertales, microgranudas o intergranudas, correspondientes a microdoleritas en la mayoría de los casos, y a rocas básicas espilitizadas (basalto o diabasas), por lo general bastante alteradas, en otros.

2.2.1.2.- APLITAS Y PÓRFIDOS ÁCIDOS

Son rocas con afloramientos en forma de diques, generalmente en relación con fracturas tardías.

En general tienen direcciones comprendidas entre E-O y NO-SE. Los espesores son de orden métrico a decamétrico y las corridas llegan a varios kilómetros.

Al microscopio muestran una composición semejante a la de los leucogranitos, con feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo como minerales principales; biotita y apatito como accesorios y moscovita+rutilo de alteración de la biotita. La textura es panalotriomorfa, gráfica, de grano medio a fino, sin orientación tectónica, pero con efectos de deformación leves. Algunas muestras contienen fenocristales de feldespatos y/o micas en una matriz microcristalina, por lo que se incluirían en el término genérico de pórfidos ácidos, aunque estos tienen por lo general una composición más variada, y se localizan exclusivamente en fracturas o bandas de fractura importantes, como en las fracturas al SE de El Pedroso, o

dentro del granito de las Atalayuelas. Una muestra ha sido clasificada como microgranodiorita porfídica (biotítico-hornbléndica), y otra como pórfido granodiorítico; las texturas son porfídicas, con una matriz microgranuda xenomórfica o hipidiomórfica. No se aprecian fenómenos de deformación en estas muestras, por lo que hay que interpretar el origen de estas rocas como intrusiones tardías en zonas de fracturas.

2.2.2.- GRANITOIDES SINOROGÉNICOS CADOMIENSES

Son granitoides relacionados con el metamorfismo cadomiense generalizado en la Z.O.M. Se trata de macizos autóctonos o con aloctonía moderada emplazados en los materiales de la Serie Negra. Se incluyen aquí las granodioritas y granitoides anatéticos del Pintado en la zona central de la Hoja de Almadén de la Plata; Garrotal y Atalayuelas, que se disponen en dirección NO-SE entre las Hojas de Ventas Quemadas (941) y Constantina (920) y Pallares. Todas estas rocas son correlacionables con la granodiorita de Monesterio y definen una alineación de más de 200 Km en el núcleo de la antiforma de Monesterio. Algunas de estas rocas han sido datadas y se han encontrado edades del orden de 530 M.a., si bien existe una amplia gama de edades según las metodologías utilizadas. Así el granito de Pallares tiene edades de 573 ± 74 M.a. (Rb-Sr roca total) *CUETO et al.*, (1983); 507 ± 21 Sm-Nd SCHÄFFER, (1990); la granodiorita de Monesterio 527 ± 8 M.aa (U-Pb sobre xenotima), OSCHNER, (1993).

En la Hoja de Constantina afloran los granitoides de las Atalayuelas y la terminación septentrional del Garrotal (3). Se trata de granitoides inhomogéneos entre los que se pueden reconocer granodioritas biotíticas variablemente porfídicas. Además incluyen un elevado número de enclaves metasedimentarios y restos de rocas anfibólicas y cuarcitas

negras. La facies más abundante es la granodiorita que corresponde a una roca biotítica de color grisáceo o de tonos marrones en la que, con frecuencia, se reconocen cristales tabulares de feldespatos de tamaño centimétrico. Presenta una acusada tectonización o una foliación de desarrollo desigual, pero que frecuentemente se dispone muy tendida y que le confiere localmente un aspecto gneísico.

Al microscopio muestran una textura granuda con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales esenciales y moscovita, apatito, opacos, circón, allanita esfena y anfíbol como accesorios. Son frecuentes las texturas mirmekíticas y evidencias de deformación que llegan al desarrollo de milonitas en los casos extremos. A veces presentan una acusada alteración que da lugar a la neoformación de clorita, sericita, moscovita, epidota, óxidos, etc.

Pese a que los macizos de Garrotal y Atalayuelas-San Pedro presentan contactos tectónicos, en sectores próximos (Hoja de Almadén de la Plata, 919) puede observarse la transición de esta roca a las migmatitas encajantes.

Estos macizos tienen evoluciones geoquímicas de tipo calcoalcalino y puede demostrarse que proceden de la anatexia de materiales del tipo Serie Negra en condiciones de metamorfismo de presiones bajas análogas a las establecidas para el metamorfismo cadomiense (EGUILUZ *et al.* 1997).

2.2.3.- PLUTONISMO ANOROGÉNICO Y DE RIFT DEL PALEOZOICO INFERIOR

Se refiere este apartado a los macizos que intruyen con posterioridad al inicio del depósito de Cámbrico inferior y que se relacionan de una u otra forma con el magmatismo bimodal que marca el fin de la orogenia

cadomiense y el inicio de la extensión que va a originar el rifting paleozoico y la formación de las cuencas hercínicas. Se trata por tanto, de rocas variadas que engloban granitoides, macizos de rocas básicas y cuerpos alcalinos. Se incluyen los granitoides de Vallehondo y los afloramientos de rocas gabroicas que de forma discontinua jalonan el flanco Sur de la antiforma de Monesterio desde El Pedroso hasta la Puebla de los Infantes, más los intruidos en las calizas cámbricas, y el macizo de Cazalla, en el que se incluyen rocas gabroideas y granitoides alcalinos.

El granito de Vallehondo (4) se sitúa en la esquina suroriental de la Hoja, continuándose por la Hoja de Ventas Quemadas (941). Sus contactos son tectónicos, el septentrional es la falla de Constantina y el meridional es una falla inversa que lo superpone sobre materiales del paleozoico medio. Está constituido por rocas de grano medio a fino, aspecto sacaroide y color marrón amarillento con tonos blancos, marrones o rojizos. Pueden incluirse con un número importante de pequeños stocks que salpican la antiforma de Monesterio como los de Calera, Tablada, Los Remedios etc. y que han sido denominados como granitos albíticos cataclásticos (FERNÁNDEZ CARRASCO *et al.*, 1981). Muestran afloramientos elongados paralelamente a la estructura regional y pueden presentar zonas fuertemente deformadas o milonitizadas. Suelen estar acompañados de cantidades subordinadas de rocas básicas microgranudas, aunque en ocasiones pueden ser dominantes, que no afloran en esta Hoja.

Muestra una textura granular isométrica variablemente cataclástica definida por cristales milimétricos equigranulares de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica y biotita. Como accesorios se reconocen opacos, circón, allanita, esfena, fluorita y apatito. Además puede aparecer una variada gama de minerales secundarios asociados a

procesos de alteración y/o deformación (sericita, clorita, moscovita, epidota etc.). En las zonas más deformadas se pueden desarrollar estructuras de tipo CS, milonitas etc.

Pueden estar acompañados de un cortejo filoniano en el que predominan diques riolíticos que presentan claras semejanzas con las rocas volcánicas del proterozoico terminal. A escala regional estas rocas se encuentran intruidas en la sucesión del Cámbrico inferior en la que originan una leve aureola de contacto. Además pueden reconocerse facies marginales empobrecida en biotita. Algunas de estas rocas han sido datadas habiendo encontrado edades del orden de 512 ± 7 M.a. (U-Pb sobre xenotima, OCHSNER, 1993) compatibles con los datos geológicos.

Desde el punto de vista composicional corresponden a leucogranitos aluminicos ricos en sílice con tendencias calcoalcalinas mal definidas. Por ello, considerando los datos radiométricos, junto con la asociación espacial con rocas gabroicas, pueden relacionarse con el fin de la colisión cadomiense y el principio de los procesos extensionales, si bien estos no habrían alcanzado la entidad que poco después originará el magmatismo bimodal alcalino ligado al rifting.

El macizo de Cazalla de la Sierra está constituido por gabros-dioritas (5), además del afloramiento citado se asimila a estos materiales un pequeño afloramiento en la Rivera del Huéznar. Presentan contactos intrusivos.

Se corresponden con todo un conjunto de afloramientos fragmentarios, pero que en conjunto definen una alineación casi continua entre El Pedroso y el Guadalquivir. A escala regional son equivalentes y posiblemente la prolongación de las masas de gabros de Fregenal de la Sierra, Jerez de los Caballeros y los de Elvas etc, en Portugal. Estos

gabros se encuentran alargados paralelamente a la estructura, variablemente deformados y sus afloramientos son, en general, de escasa calidad, lo que dificulta su estudio. Se encuentran estrechamente relacionados con los carbonatos cámbricos, de manera que en muchas ocasiones aparece una mezcla caótica de rocas básicas y carbonatos imposibles de diferenciar en cartografía como ocurre en el sector de El Pedroso. Ello es debido posiblemente a que las calizas constituyen una barrera que impide la intrusión de las rocas básicas en niveles superiores y provoca la formación de stocks tabulares próximos a su base. Ocasionalmente ocasionan metamorfismo de contacto en el encajante, aunque de las aureolas son de dimensiones reducidas. No obstante, con los datos actuales no se debe descartar que formen parte del ciclo hercínico, probablemente en un episodio temprano de carácter básico.

Se trata de rocas de color verdoso de grano medio a fino y, generalmente, bastante heterogéneas. Las texturas varían de granudas a ofíticas o porfídicas. Están constituidas por plagioclasas cálcicas tabulares con proporciones variables de piroxenos intensamente transformado a un anfíbol tipo hornblenda. En proporciones subordinadas se encuentra epidota, carbonato, clorita, esfena, opacos, etc.

2.2.4.- GRANITOIDES ANATÉCTICOS HERCÍNICOS

Se trata de las rocas generadas durante la anatexia producida por el proceso extensional causante del emplazamiento de núcleo metamórfico de Lora del Río.

2.2.4.1.- GRANITOIDES CALCOALCALINOS HERCÍNICOS

En esta Hoja se incluyen, por lo tanto, los granitoides pertenecientes al macizo de El Pedroso-Ventas Quemadas, que afloran al SO de la Hoja.

Dentro de esta Hoja sólo aflora una pequeña parte de este macizo con dos facies y un cortejo filoniano asociado. En general son macizos de formas redondeadas o elipsoidales, encajados en materiales precámbricos o paleozoicos sobre los que desarrollan aureolas térmicas de gran extensión. Son complejos con tipos litológicos básicos a intermedios (gabros, dioritas, tonalitas, granitos) que en general definen una zonación inversa y asimétrica con los términos básicos concentrados en los sectores septentrionales.

Se trata de rocas granudas (granitoides en sentido amplio) de grano medio a grueso. Se diferencian facies oscuras de composición gabro-diorítica, ricas en anfíboles y con piroxeno subordinado, otras mesocratas de composición diorítico-tonalítica, ricas en biotita y con proporciones variables de anfíbol, y finalmente otras más leucocratas de composición granodiorítica o granítica con grandes cristales de biotita. Además pueden existir facies minoritarias (aplitoides, leucogranitos etc.) de desarrollo local. Con frecuencia presentan una foliación magmática, especialmente bien desarrollada en las facies dioríticas. También pueden encontrarse bandeados de acumulación que, en general, son problemáticos de diferenciar de los primeros. El otro hecho característico, ya mencionado, es la gran importancia de los procesos térmicos asociados que, en muchas ocasiones, dan lugar al desarrollo de importantes skarns, con mucha frecuencia intensamente mineralizados. Conviene indicar que son estas formaciones las que dieron origen a la denominada banda de

hierros de SO (VÁZQUEZ GUZMÁN y FERNÁNDEZ POMPA, 1976). De hecho en buena parte de estos macizos se alcanzan las condiciones de las corneanas piroxénicas y la anatexia. A continuación se describen de forma sucinta las principales facies diferenciadas en la Hoja de Constantina.

Monzogranitos, granodioritas (6 y 7)

Son las rocas mayoritarias en todos los macizos. Se trata siempre de rocas granudas de grano grueso a muy grueso y colores que van de grisáceos a rosados, en función de la composición. Desde el punto de vista del afloramiento son siempre rocas muy semejantes caracterizadas por la presencia de grandes biotitas y que sólo se diferencian por el contenido mineral, especialmente en feldespato potásico. Muestran una foliación magmática definida por la disposición orientada de las biotitas, a menudo con buzamientos muy débiles, lo que condiciona una morfología en piedras aborregadas horizontalizadas. Tienen textura granular subidiomorfa y una composición mineral de plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo y feldespato, los dos últimos intersticiales, son los constituyentes principales. Como accesorios se encuentran piroxeno, relicto en anfíbol, opacos, apatito, circón y esfena. Se observan múltiples relaciones reaccionales entre distintos componentes como pasos de piroxeno a anfíbol y de este a biotita, sausuritización, cloritización etc. Como resultado aparecen minerales secundarios como sericita, clorita, epidota, carbonato, anfíbol uralítico, etc. Esta facies se encuentra en todos los macizos. En Ventas Quemadas dominan las facies graníticas grosera, por lo general muy alterada, que originan una potente cubierta edáfica.

Las relaciones entre facies no son fáciles de establecer. Sobre el terreno parecen dominar los pasos transicionales, especialmente entre facies dioríticas. Sin embargo algunos contactos bruscos, en particular de las facies más ácidas con las intermedias o básicas, no permite descartar un cierto carácter intrusivo. Sin embargo esta discusión debe realizarse de forma detallada en cada plutón. De cualquier forma es de destacar la similitud de caracteres entre distintos plutones, lo que apunta hacia un origen único (PONS, 1982, BRUN Y PONS, 1981). Sin embargo no puede desecharse la posibilidad de que existan uno o más pulsos magmáticos con procesos complejos de interacción (BATEMAN *et al.* 1995, GARCÍA CASQUERO, en prensa).

Finalmente, debe de reseñarse que como consecuencia de la intensidad de los fenómenos de metamorfismo de contacto, en las zonas más internas o en los grandes roof pendant, es frecuente encontrar materiales migmatizados que, a menudo, alcanzan tasas de fusión suficientes como para originar granitoides leuco o mesocráticos de grano medio fino ricos en restitas de biotita.

Por último, señalar que en el plutón de Ventas Quemadas-El Pedroso se han diferenciado asimismo un buen número de cuerpos aplitoides que constituyen una red de diques de dirección E-O normales al alargamiento del plutón, que parecen corresponder a las facies más diferenciadas de este macizo.

3.- TECTÓNICA

3.1.- INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista estructural, la Hoja de Constantina se sitúa en la terminación suroriental del anticlinorio de Monesterio, que es la estructura más relevante del Sur de la Z.O.M. Afloran materiales tanto del núcleo cadomiense, como de ambos flancos de la citada estructura.

La Z.O.M. se caracteriza por la presencia de grandes accidentes longitudinales que ponen en contacto materiales con historias geológicas en ocasiones muy diferentes. Este hecho ha llevado a la división de la Z.O.M. en una serie de dominios en los cuales el número y las peculiaridades de las fases de deformación que se observan no son fácilmente correlacionables (DELGADO *et al.*, 1977; ARRIOLA *et al.*, 1984; FLORIDO Y QUESADA, 1981; etc.). En cualquier caso, los trabajos más recientes han puesto de manifiesto la necesidad de revisar en profundidad o desechar estas subdivisiones y proceder a una correlación que permita superar la fragmentación de la información geológica. Para poder alcanzar este objetivo se hace necesario efectuar reconstrucciones paleogeográficas fiables que lleven a reconocer las estructuras que condicionaron la formación de la cuenca sedimentaria hercínica.

En la actualidad parece completamente demostrado y aceptado por todos que la Z.O.M. conserva el registro de dos ciclos orogénicos uno finiproterozoico (cadomiense) y otro devono-carbonífero (hercínico). Esta es la causa que explica buena parte de las anomalías que llevaron a postular la existencia de dominios. En efecto, la presencia de dichos ciclos puede condicionar que un accidente frágil de escasa importancia ponga en contacto materiales con deformaciones y metamorfismos muy diferentes, cosa sencilla de explicar si se considera que la estructuración de unos puede ser cadomiense mientras que los otros sólo registran una débil estructuración hercínica. No obstante este hecho supone una dificultad

añadida a la de por sí compleja estructura de la Z.O.M. y hace que, pese a los innegables avances en el conocimiento de la misma, todavía queden numerosas lagunas cuya resolución necesitará de múltiples trabajos complementarios.

La Orogenia Cadomiense es de carácter polifásico, que da lugar a dos fases de deformación y a un metamorfismo regional progresivo, bien preservado en el antiforme de Olivenza-Monesterio (EGUILUZ, 1988). Los efectos de la Orogenia Hercínica (Devónico superior-Carbonífero inferior) se manifiestan claramente tanto a nivel de los materiales de la cobertera del Paleozoico inferior, donde se desarrollan grandes estructuras tangenciales, como del basamento proterozoico, en el que se forman importantes zonas de cizalla dúctil. Se trata de una deformación polifásica que lleva asociado un metamorfismo regional de distribución irregular. Es de grado muy bajo o bajo en la mayor parte de los afloramientos proterozoicos, (antiforma de Monesterio, Peraleda, Estremoz, etc.) y en buena parte de los paleozoicos. Sin embargo, alcanza el grado medio y alto en los macizos del borde meridional (Almadén de la Plata, Aracena, Serpa, etc.), en Lora del Río (APRAIZ *et al*, 1993), en su equivalente en Valuengo (APRAIZ Y EGUILUZ, 1996) y en otros macizos sitios al Norte (Sierra Albarrana, Villarreal ,etc).

3.2.- ESTRUCTURA CADOMIENSE

Se encuentra bien conservada en la antiforma de Monesterio, donde los materiales de la Serie Negra presentan dos fases de deformación y metamorfismo cadomiense. La primera fase, D_1 , se presenta como una esquistosidad S_1 relictas en porfiroblastos o crenulada en los microlitones de la S_2 (Hoja de Puebla del Maestre, 898). La S_1 está definida generalmente por la orientación preferencial de placas de filosilicatos (moscovita y biotita) en las rocas con metamorfismo de grado bajo a

medio, y por la disposición de micas y haces de sillimanita fibrosa en los materiales de grado alto.

La segunda fase de deformación cadomiense D_2 , responsable de la mayor parte de las estructuras mesoscópicas, origina pliegues asimétricos apretados de dirección NE-SO a E-O y vergentes al S, acompañados de una esquistosidad de crenulación S_2 sin-metamórfica muy penetrativa, que es la estructura más visible en el campo. Localmente, se pueden observar figuras de interferencia de pliegues dibujadas por paquetes de cuarcitas negras.

Al menos una de estas fases es previa al depósito de las series volcanosedimentarias del Precámbrico terminal, ya que en éstas se pueden encontrar cantos deformados de cuarcitas negras. La estructuración más evidente de estas rocas puede atribuirse a la Cadomiense o a la Hercínica, según el contexto estructural, la estructuración hercínica es responsable de los principales rasgos cartográficos, y que la esquistosidad más visible en afloramiento es la crenulación S_2 .

Las estructuras cadomienses se pueden observar al S de la Hoja, en donde aflora la Serie Negra, intruida por granitoides. Es la continuación hacia el SE del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, aunque no contactan, ya que están intruidas y falladas en la zona del Arroyo de San Pedro. Dado el escaso afloramiento de esta Hoja, la estructura más evidente es una esquistosidad que se superpone a otra anterior.

Sólo se observan estructuras de transposición sin mesoestructuras asociadas. Toda ella está intensamente fracturada por las estructuras hercínicas posteriores.

3.3.- ESTRUCTURA HERCÍNICA

Tanto en el antiformal de Olivenza-Monesterio como en los sinclinales situados al N y S se reconoce la presencia de dos fases compresivas de deformación hercínica.

La primera fase da lugar a un plegamiento generalizado al que se asocia una esquistosidad de plano axial regional, generalmente de tipo "slaty cleavage". Las características estructurales se observan en los sectores menos deformados por episodios posteriores. Se trata de pliegues asimétricos con vergencia hacia el S. El flanco meridional es mucho más corto, con frecuencia invertido y generalmente con fallas inversas. Esta etapa culmina con auténticos cabalgamientos como los del Cerro del Negrillo y Cazalla. Estos cabalgamientos cortan los pliegues y esquistosidad previa, y originan estructuras nuevas con brechas y estructuras C-S poco desarrolladas. La vergencia de estos cabalgamientos es la misma del plegamiento, lo que le da un carácter tangencial a toda la deformación.

En el zócalo precámbrico da lugar a zonas de cizalla con deformación dúctil, en las que se enraizan las estructuras de la cobertera. Sin embargo, fuera de estas bandas no se observan estructuras hercínicas penetrativas en los materiales precámbricos. En el sector central de la Z.O.M. la estructura más importante es el cabalgamiento de Monesterio en el que se desarrolla una foliación milonítica de dirección NO-SE con buzamientos moderados, sobre la que aparecen lineaciones de estiramiento de direcciones norteadas (N20°E) y criterios cinemáticos indicativos de un desplazamiento de techo hacia el Sur. La edad de la deformación es problemática, pero dado que en los materiales más groseros del "flysch" de Terena se encuentran cantos estructurados, debe ser Devónico inferior-medio.

La segunda fase genera pliegues de la misma dirección que los anteriores, más abiertos y de plano axial subvertical, a los que se asocia una esquistosidad de crenulación. Esta esquistosidad tiene un desarrollo local en las zonas de mayor deformación de algunos de los pliegues. De cualquier forma esta fase es la responsable de los rasgos cartográficos mayores. Como resultado de la superposición de estas dos fases de plegamiento se originan figuras de interferencia cartográfica de los tipos 2 y 3 de Ramsay en el sinclinorio de Barrancos-Hinojales. En cuanto a la edad de esta fase, si se considera que el Devónico Superior tiene carácter discordante ("flysch" de Terena), corresponde a materiales sinorogénicos y sólo está afectado por la segunda fase de deformación, esta debe ser Carbonífero inferior o medio.

Posteriormente, en toda la Z.O.M. se registra una fase de deformación caracterizada por el desarrollo de fracturas longitudinales de decenas de kilómetros con estructuras dúctiles-frágiles en bandas asociadas y una cinemática de cizalla sinistra y componente de cabalgamiento hacia el S. Esta fracturación con una repercusión cartográfica muy importante, es la que ha condicionado la división de dominios en la Z.O.M. y concretamente la distribución de los afloramientos del Paleozoico medio, como en esta Hoja de Constantina, poniendo en contacto rocas de niveles estructurales y metamórficos muy diferentes. Esta etapa de deformación es dinámica y cinemáticamente diferente a las anteriores y podría relacionarse con el cierre hercínico del Arco Ibero-Armoricano.

Finalmente se producen episodios de deformación discretos con desarrollo local en los que podríamos incluir las bandas de deformación con vergencia Norte y el sistema de fracturas tardihercínicas, que tienen una historia larga e incluyen desde accidentes de desgarre dúctiles, como los que limitan la antifirma de Monesterio por el Sur, hasta las estructuras relacionadas con la banda de deformación localizada entre las fallas de Arenillas y del Viar (límite Z.O.M. y Z.S.P.).

Además, se han reconocido en este sector de la Z.O.M. dos etapas con estructuras localizadas. La primera extensional, está relacionada con el desarrollo del Núcleo Metamórfico de Lora del Río. La otra, es una banda de cizalla o de vergencia Norte contraria a las dominantes en la región, aparece a lo largo de una banda de espesor kilométrico que se extiende desde la zona central de la granodiorita del Garrotal hacia el NO.

En esta Hoja, la falla de Constantina, que pertenece a las estructuras longitudinales N130°E, divide a la Hoja en dos dominios estructurales diferentes. El del N se caracteriza por tener estructuras poco penetrativas, propias de cobertera, mientras que el del Sur, aparentemente, pertenece a un ámbito estructural más profundo.

En el dominio N pertenece al flanco septentrional de la antiforma de Monesterio, está constituido por una secuencia paleozoica, mayoritariamente cámbrica. Abstrayendo las fallas longitudinales N130°E, la estructura que queda es una secuencia de pliegues y cabalgamientos, vergentes al S, penetrativa a todas las escalas, lo que se puede situar dentro de la primera fase hercínica.

A escala cartográfica se observan pliegues, con cierres tan importantes como el que se observa al E de la Hoja, al S del Cerro Manzano y el que se encuentra en el cerro Acebuche. Otro tipo de estructuras mayores que se observan son los cabalgamientos, que en esta Hoja podrían llegar a la categoría de mantos.

Estos cabalgamientos se observan en varios puntos, especialmente en Cazalla de la Sierra y en el Cerro Negrillo. Estas superficies de cabalgamiento dividen a los materiales en láminas vergentes al Sur, diferenciando cinco unidades principales, las cuales presentan ligeras variaciones estratigráficas, si bien no se puede reconstruir su geometría en

el ámbito de una hoja a escala 1:50.000. Las superficies de cabalgamiento son subparalelas a la estratificación del alóctono, pero cortan al plegamiento y esquistosidad principal. Estas superficies desarrollan estructuras de carácter frágil, como brechas, a veces de espesor decamétrico, como por ejemplo, en el Cerro Negrillo, con clastos heterométricos del autóctono y del alóctono. También se observan estructuras menores como dúplex en el autóctono (arroyo del Quejigo, O de la Hoja).

Los cabalgamientos se atribuyen a la primera fase hercínica, ya que obedecen al mismo elipsoide de deformación y constituirían un episodio tardío de una etapa tangencial con vergencia Sur.

A nivel de afloramiento, las estructuras de esta fase son fundamentalmente pliegues, con geometría asimétrica y vergencia S. El flanco septentrional es mucho más largo que el meridional, este último se encuentra vertical o invertido. Los mecanismos de deformación son, principalmente, por "buckling" y deslizamientos. Los ejes de los pliegues oscilan entre E-O y N110°E, aunque es frecuente encontrar cierta dispersión en la dirección, lo que es normal dado su nivel estructural.

Otra mesoestructura frecuente son las fracturas, subparalelas al plano axial y con suaves buzamientos hacia el N, que aparecen como continuación de los esfuerzos tangenciales, provocan el deslizamiento de los flancos largos hacia el Sur, haciendo desaparecer los flancos cortos invertidos y, generalmente, se preservan las charnelas.

Esta fase lleva asociada una esquistosidad regional de plano axial de los pliegues descritos. Se trata de una esquistosidad espaciada y grosera, tiene una distribución irregular, desarrollándose en las rocas de grano más fino, mientras en los términos más groseros a penas se desarrolla.

A nivel microscópico, estas rocas se encuentran en una zona anquimetamórfica, y con una esquistosidad grosera.

Dado el nivel estructural de cobertera, en el que se encuentra esta zona, no se ha podido identificar la segunda fase hercínica, aunque ésta podría estar representada por un aplastamiento de las estructuras previas, sin desarrollar estructuras menores.

En el dominio Sur aparece una esquistosidad regional muy penetrativa, generalmente plegada por una crenulación posterior. Las estructuras mayores se encuentran obliteradas por la fracturación y por la intrusión de los granitoides.

En conjunto, se trata de una antiforma mayor, de dirección N130°E, con el flanco meridional fallado y con Serie Negra y granitoides en el núcleo. En estos materiales se observan las deformaciones cadomienses descritas, principalmente las esquistosidades superpuestas.

El flanco meridional presenta una estructuración compleja, marcada por las fallas N130°E, que lo compartimentan.

Esta zona de fracturas puede ser prolongación del cabalgamiento de Monesterio en este sector, que hacia el Noroeste separa dos unidades tectónicas con diferencias importantes. No obstante, podría encontrarse en la banda de cizalla que limita por el Sur los granitoides del Pintado y su prolongación hacia el Este, a lo largo del accidente que limita por el Sur los granitos cadomienses de Las Atalayuelas y el Garrotal. Este es el accidente que permite el emplazamiento de los granitoides cadomienses en niveles superficiales. Además no puede descartarse la posibilidad de que este accidente haya estado condicionado por otro más antiguo cadomiense,

hecho que explicaría las diferencias estratigráficas que existen entre los dos bloques del cabalgamiento.

El flanco septentrional es básicamente una serie monoclinal, atravesada longitudinalmente por la falla de Bonajil, si bien se encuentra intensamente deformada ya que sobre ella se sitúa la cizalla dúctil-frágil con vergencia Norte. Esta banda de cizalla tiene una dimensión regional y no puede explicarse en el ámbito de una Hoja a escala 1:50.000, aunque sí se puede asegurar que es posterior a las primeras fases hercínicas, cuya esquistosidad está crenulada.

En este sector de la Z.O.M. se trata de una banda que alcanza una anchura cartográfica de varios kilómetros y que se extiende desde el extremo oriental del granitoide del Garrotal hasta el borde Norte de la Hoja de Almadén de la Plata (919) en las inmediaciones de la presa del Pintado. Esta banda alcanza su máximo desarrollo al norte de la Hoja de Ventas Quemadas (941) y al sur de la de Constantina, donde la foliación asociada ha sido reconocida desde el contacto de la granodiorita del Garrotal y el granito del Pedrochal hasta la serie detrítico carbonatada del Cámbrico inferior. En esta transversal, se aprecia un fuerte gradiente en la deformación en dirección norte sur. En el Sur, donde la intensidad es máxima, la granodiorita adquiere una foliación milonítica de dirección N100°E y buzamiento al sur, que lleva asociada una lineación de estiramiento mineral de dirección N20°E, que convierte la roca en un ortogneis. La deformación alcanza condiciones dúctiles o de la transición frágil dúctil siendo generalizada la recristalización dinámica del cuarzo. Se observan gran cantidad de criterios cinemáticos congruentes con un movimiento de techo hacia el Norte. En esta dirección, la foliación se hace menos penetrativa hasta transformarse en una esquistosidad espaciada en los tramos detríticos y una pizarrosidad grosera en los pelíticos. Como anécdota puede señalarse que en las arcosas de la base de la Formación de

Torreárboles origina una partición centimétrica que ha sido interpretada, en estudios previos, como la estratificación. Esta banda se continúa hacia el O de forma discontinua y ha sido reconocida en diversos puntos del flanco N de la antiforma de Monesterio y podría tener su relación con la banda de vergencias al Norte, descrita al Norte de Estremoz (OLIVEIRA, 1984). Su desarrollo podría equipararse con la formación de estructuras antitéticas de escala crustal descritas regionalmente.

La zona que limita por el Sur la antiforma de Monesterio es igualmente una banda de deformación heterogénea, pero que, al menos entre El Pedroso y el borde meridional del granitoide de Sierra Padrona corresponde a una cizalla izquierda.

Con posterioridad a todo lo descrito, se desarrolla una etapa de fracturación, de carácter regional y muy evidente a escala cartográfica con desarrollo de grandes fracturas longitudinales, con dirección N130°E, subverticales a 70°N, con criterios cinemáticos de cizalla sinistra y cabalgamiento hacia el S. Estas estructuras desarrollan unas bandas de deformación decamétricas a hectométricas (falla de la Fundición), con carácter frágil-dúctil.

Esta etapa de fracturación se correlaciona con las grandes cizallas del Macizo Ibérico meridional, como el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba y la cizalla Sur Ibérica, que a su vez se enmarcan en el cierre tardihercínico del Arco Ibero-Armoricano.

Un rasgo peculiar de este sector de la Z.O.M. es la presencia de Paleozoico Medios y Superiores (Ordovícico, Silúrico, Devónico) que aparecen en sinformes, con los flancos fracturados y están cobijados por las grandes fracturas longitudinales. Dado que se trata de los sedimentos de margen pasivo de ámbito cuencal, la disposición actual se debe a causas

estructurales. Estos materiales representan núcleos sinclinales muy apretados de la primera fase hercínica, cobijados por los cabalgamientos de esta fase y están retocados por las fracturas de la última etapa deformativa.

Un ejemplo de lo primero se encuentra en el paleozoico medio-superior del sinclinal del Valle (Oeste de Cazalla de la Sierra). Como ejemplo de un paleozoico cobijado por fracturas es la terminación noroccidental del sinclinal del Cerrón del Hornillo. Esta estructura sólo se puede explicar como un hueco transtensivo dentro de una banda de cizalla sinistra. En esta interpretación transtensiva, la pequeña fractura transversal, N60°E, inversa, se explica como un rejuego tardío dextro, lo que es normal con estas grandes fracturas.

Un dato que se confirma en esta Hoja, es que asociarlo a estas fracturas (N130°E) se encuentran materiales pérmicos (Autunienses), como se observa al N de San Nicolás del Puerto. La interpretación de esto es que las fracturas longitudinales desarrollaron pequeñas cuencas donde se depositaron estos materiales. Rejuegos posteriores plegaron y fracturaron a estos materiales, lo cual data de forma relativa esta etapa de fracturación.

4.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

Numerosos son los indicios mineros existentes en esta Hoja, sobre todo a lo que a minerales metálicos se refiere. Se distribuyen en su mayoría hacia la parte septentrional de la Hoja y sus labores se realizaron tanto mediante pozos verticales y planos inclinados, como en explotaciones a ciclo abierto.

Las canteras explotaron materiales de diferentes tipos, desde calizas hasta aluviales, pasando por rocas volcánicas y por lo general, se enmarcan dentro de la parte meridional del entorno.

En la actualidad, la minería metálica está totalmente paralizada, y de forma intermitente se trabaja en lo que se relaciona con los materiales canterables.

4.1.- RECURSOS MINERALES

4.1.1.- MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

El hierro tuvo principal protagonismo en dos criaderos, uno denominado Cerro del Hierro y otro cerca de El Pedroso.

La mineralización del Cerro del Hierro se sitúa en los tramos superiores de las calizas del Cámbrico inferior, concretamente en la zona donde éstas alcanzan su máximo espesor.

El mineral es hematites especular con espectaculares concreciones irisadas de goethita, suelen presentarse en masas irregulares dentro de la parte masiva de la caliza. A veces y a techo de determinados bancos calizas, dentro de las mineralizaciones, aparecen vistosas agujas de ζ .

El origen de estas masas minerales, ha sido el relleno de cavidades formadas por disoluciones kársticas, según aguas ricas en iones

ferruginosas en disolución y que luego precipitaron como óxidos e hidróxidos.

En la zona de El Pedroso la mineralización consiste en magnetita asociada a pirita.

La magnetita es de origen hidrotermal de contacto, debido a la influencia de los granitos sobre las calizas, como queda demostrado por la estructura bandeada que se observa a veces.

La pirita, ligada a la magnetita, debe estar relacionada con el vulcanismo de la zona, pudiendo ser su origen exhalativo sedimentario.

En superficie, el único mineral que se observa es hematites como producto de alteración de la magnetita.

Históricamente, las primeras referencias serias que se tienen, tanto de El Pedroso como del Cerro del Hierro, datan del año 1836; en la 2ª mitad del siglo XIX, que se crea la Compañía de Minas y Fábricas de El Pedroso, la cual extendía sus dominios (o patrimonio) a los términos de Cazalla, Constantina y Alanís. Sobre esta sólida base de propiedad que totalizaba unos 8.000 hm³, se lanzó a la construcción del complejo industrial denominado "Fábrica de El Pedroso", en la confluencia del río Huéznar y del arroyo de San Pedro, agrupando en ella los talleres e instalaciones siderúrgicas, así como las construcciones auxiliares y albergues con capacidad para 500 obreros, familias, escuelas, etc., y una central hidráulica además de diversas plantas locomóviles.

A principios del siglo XX la actividad minera sufre varias interrupciones y es con motivo de la Primera Guerra Mundial cuando se hace una proposición para poner de nuevo en marcha la fábrica siderúrgica y las

minas, en que los minerales de esta zona, altos en sílice, eran bien aceptados por el mercado alemán; entre 1918 y 1921 volvió a funcionar la instalación siderúrgica, si bien se vio obligada a paralizar ante la primera reacción del mercado por causa del elevado coste de transporte y de las mezclas que había que realizar.

En 1923 y al amparo de la Ley de Nacionalización y Organización de Industrias, se intenta de nuevo la puesta en marcha de actividades, en base a la fabricación de lingotes de acero, ferro-aleaciones, bronce y latones militares, etc., bajándose la combinación de estos minerales de hierro silíceos con otros de la misma naturaleza, magnetita, por ejemplo.

En 1946 continuaban en actividad las minas del Cerro del Hierro, extrayendo hasta 1977 la cantidad de 4 millones de toneladas, para posteriormente y hasta mediados de los años 80, éstos bajo la titularidad de una cooperativa de los propios trabajadores que tan sólo realizaban a nivel restringido el beneficio de las ζ existentes en el criadero.

Las baritinas del Cerro del Hierro estaban ligadas a calcopirita y malaquita.

A parte de los criaderos referidos hasta ahora, existen otras menas metálicas:

- Minas de Puerto Blanco, situadas entre los Km 68 y 69 de la carretera que va desde Cazalla hasta Alanís. Existen dos registros que fueron explotados a principios de los años 60: Por un lado un pozo situado en la parte oriental de la carretera que tiene mineralizaciones de blenda ferrífera y galena y por otro, un pozo situado en la parte

occidental de la mencionada carretera, en el que había presencia de blenda ferrífera, pirita, calcopirita, platas rojas y cobre gris.

El origen de la mineralización es el relleno de una fractura por fluido hidrotermal mineralizado, ya que se observa una brecha entre pizarras, constituida por fragmentos pizarrosos, calcita, cuarzo y menas metálicas.

- Minas de Salomón, situadas junto al Km 12 de la carretera de San Nicolás del Puerto a Navas de la Concepción; aquí existe un antiguo registro minero donde se extrajo cobre. Se encuentra en la zona de las calizas superiores del Cámbrico Medio y el mineral contenido es malaquita.
- Mina Gibla, situada al Sureste de la Hoja, existe una antigua explotación de blenda, pirita y galena. Se encuentra en materiales pizarrosos y está asociada a una falla.

4.1.2.- MINERALES ENERGÉTICOS

No existe referencia alguna en cuanto al aprovechamiento de minerales energéticos dentro de la zona, ni en cuanto a una presencia digna de consideración.

4.1.3.- ROCAS INDUSTRIALES

En varios puntos de la zona se explotaron en labores de cantera diferentes tipos de materiales. En la actualidad, las labores que se realizan, se efectúan de forma esporádica, sobre todo en lo concerniente a los depósitos Cuaternarios.

El término litológico de mayor interés es la banda aplítica que bordea la zona Sur del macizo básico de Cazalla de la Sierra, donde los materiales extraíbles tienen su aplicación en la industria de la cerámica.

Las calizas de la parte superior del Cámbrico medio se explotaron en una cantera que existe en la salida de Constantina hacia Puebla de los Infantes, y su empleo se dirigía a la pavimentación de las calles y como piedra de sillería.

En la zona del Negrillo (Noreste de Constantina), fueron explotadas las arcosas del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior para su utilización como óxido.

Las rocas volcánicas básicas de la Sierra de El Pedroso, tienen aprovechamiento para balastro del ferrocarril.

Por último, como graveras, se utilizan los aluviones de la Rivera del Huéznar a la altura de San Nicolás del Puerto.

4.2.- HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de Constantina pertenece hidrográficamente a la Cuenca del Guadalquivir, situándose en su totalidad en la margen derecha de dicho río.

4.2.1.- CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS

En su conjunto, la zona presenta un clima mediterráneo templado con gran influencia del Océano Atlántico y del relieve. Los inviernos son suaves, dando una impresión general de aridez, alcanzando los veranos altas temperaturas con una marcada sequedad.

El régimen de precipitaciones es bastante irregular en su distribución espacial y temporal, llegando a alcanzar unos índices pluviométricos que oscilan entre 600 y 800 mm/año, con medias de 700 mm/año, lo cual significa que el aporte de agua de lluvia es considerable.

No obstante, la mayoría de los cauces funcionan en épocas de precipitaciones persistentes, quedando secos durante gran parte del año.

La red de drenaje principal, además de multitud de arroyos de escasa importancia, está representada por la Rivera del Huéznar, que atravesando la Hoja prácticamente de Norte a Sur, vierte sus aguas al río Guadalquivir.

4.2.2.- CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS

Desde el punto de vista hidrogeológico, la Hoja puede fraccionarse en dos zonas, tomando como divisoria la Falla de Constantina, con un trazado que va desde Sureste a Noroeste. Ambas zonas quedarían encuadradas dentro de los acuíferos denominados de la Meseta y más concretamente, en la subcuenca D, perteneciente a la Cuenca del Guadalquivir, que entre otros cauces incluye la Rivera del Huéznar (Cuenca Menor del Huéznar).

Al Sur, de la anteriormente mencionada fractura, aparece el conjunto granítico de El Pedroso, formado principalmente por monzogranitos de grano grueso.

Su alimentación se realiza mediante la infiltración del agua de lluvia, penetrando ésta a través de la gran cantidad de fractura, diaclasas y diques presentes en él, además de intervenir también el extenso perfil de alteración existente, cuyo espesor es ciertamente a tener en cuenta (2-3

m). No obstante, las posibilidades de almacenamiento de este macizo quedan disminuidas como consecuencia de que se dispone de un importante elemento de drenaje, tal y como es el Arroyo de San Pedro, cuyo cauce profundo y encajado corre paralelo a la dirección de dicho macizo.

Al Norte de la Falla de Constantina se ubica una plataforma carbonatada compuesta por calizas, dolomías, arcosa y pizarras del Cámbrico, cuyos niveles son desde el punto de vista hidrogeológico, los más aptos, y es en ellos donde se registran la mayoría de las captaciones. El zócalo de estos acuíferos está formado por materiales paleozoicos menos permeables.

Normalmente son cuencas cerradas, disposición ésta que favorece el aporte de todas las aguas de escorrentía (agua de lluvia y la de escorrentía superficial procedente de los terrenos impermeables circulantes), hacia dicha cuenca de recepción.

Son acuíferos generalmente libres, aunque localmente pueden ser confinados, de baja permeabilidad pero en los que, con captaciones adecuadas, se pueden conseguir caudales entre 5 y 8 l/s.

La alimentación se produce a través de pequeñas fracturas y/o karstificación existentes en las rocas, donde tanto la escorrentía superficial como el agua de lluvia, juegan un papel fundamental.

Las aguas subterráneas son de buena calidad, fundamentalmente bicarbonatadas cálcicas y con un residuo seco que no suele superar los 500 mg/l.

El drenaje se lleva a cabo a través de pequeñas superficies con un régimen de evacuación estacionalmente variable. Durante la época de lluvias, e inmediatamente después, en determinados puntos, los caudales alcanzan valores que superan los 10 l/s.

Otros lugares interesantes son los contactos existentes entre calizas con rocas tanto volcánicas como intrusivas, también se pueden mencionar que las fallas en la zona de Constantina condiciona la aparición de manantiales. En la localidad de Cazalla de la Sierra existen manantiales situados en el contacto entre los niveles calcáreos y las rocas ígneas.

Por último, hay que resaltar que las terrazas y los aluviales de la Rivera del Huéznar, compuestos por conglomerados, gravas, arenas y limos, cuya alimentación y recarga se realiza a partir del agua de lluvia, pueden constituir pequeños acuíferos que resuelvan los problemas puntuales de abastecimiento a determinados núcleos urbanos, industrias y riegos muy concretos.

5.- BIBLIOGRAFÍA

Abalos, B. (1990): Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba. Tesis. Univ. del País Vasco, 430 p.

Abalos, B. (1992): Variscan shear-zone deformation of late precambrian basement in sw Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *J. Struc. Geol.*, 14: 807-823.

Abalos, B., Eguiluz, L. (1992): The Late Proterozoic suture zone of SW Iberia: a link for the reconstruction of the Cadomian-Avalonian-Panafrican transpressive orogen of the circum-Atlantic region. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 314: 691-698.

Abalos, B., Eguiluz, L. y Gil Ibarguchi, I (1991a): Evolución tectonometamórfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. I. La Unidad Para-Autóctona. *Bol. Geol. Min.* 102.

Abalos, B., Gil Ibarguchi, I y Eguiluz, L. (1991b): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199: 51-72.

Abalos, B., Gil Ibarguchi, I y Eguiluz, L. (1993): A reply to "Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events". *Tectonophysics*, 217: 347-353.

Apalategui, O., Borrero, J.D. y Higuera, P. (1983): División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geol. Min.*, 7: 73-80.

Apalategui, O.; Eguiluz, L. Y Quesada, C. (1990): Ossa-Morena Zone. Structure Pre-Mesozoic. Geology of Iberia, en R.D. Dallmeyer; E. Martínez-García (Eds.). Springer-Verlag, 280-291.

Apraiz, A., Eguiluz, L. y Abalos, B. (1993): Evolución metamórfica y anatexia en el núcleo de Lora del Rio (Zona de Ossa-Morena). Rev. Soc. Geol. España, 6: 85-103.

Apraiz, A. y Eguiluz, L. (1996): El núcleo metamórfico de Valuengo (Zona de Ossa-Morena, Macío Ibérico): Petrografía, termobarometría y evolución geodinámica. Rev. Soc. Geol. España, 9: 29-49.

Arriola, A., Eguiluz, L., Fernández Carrasco, J.L. y Garrote, A. (1984): Individualización de diferentes dominios y unidades en el anticlinorio Olivenza-Monesterio. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 8: 143-168.

Arriola, A., Eguiluz, L., Fernández Carrasco, J.L., Garrote, A. y Sánchez-Carretero, R. (1984): Zonación metamórfica en el área de Monesterio-Fuente de Cantos; crieterios texturales y mineralógicos. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 8: 17-46.

Azor, A., González Lodeiro, F. & Simancas, J.F. (1993): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events. Tectonophysics, 217: 343-346.

Azor, A., González Lodeiro, F. & Simancas, J.F. (1995): Geochronological constraints on the evolution of a sutere: the Ossa-Morena/Central Iberian contract (Variscan belt, south-west Iberian Peninsula). Geol. Rundsch., 84: 375-383.

Bard, J.P. (1969): Le metamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique. Thèse USTL, Univ. Montpellier, 397 p.

Bladier, Y. et Laurent, Ph. (1976): La zone mylonitique de Badajoz-Cordoue avec la zone Portalegre-Coimbra. Com. Serv. Geol. Portugal. 3^o Reu. Geol. W Penin.: 267-269.

Blatrix, P. & Burg, J.P. (1981): ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. N. Jb. Miner. Mh., 10: 470-478.

Brun, J.P. & Balé, P. (1990): Cadomian tectonics in northern Brittany. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ. No 51: 95-114.

Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph. & Ribeiro, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). Tectonophysics, 78: 15-42.

Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, L., Garrote, A. y Apalategui, O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Rev. Soc. Geol. España, 2: 7-21.

Carvalhosa, B.A. (1965): Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo). Mem. Serv. Geol. Portugal, 11: 1-130.

Carvalhosa, B.A. (1983): Esquema geológico do Maciço de Evora. Comun. Serv. Geol. Portugal, 69: 201-208.

Chantraine, J., Chauvel, J.J., Balé, P., Denis, E. et Rabu, D. (1988): Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et le orogénèse cadomienne en Bretagne (France). Bull. Soc. géol. France, Paris, 8: 821-829.

Crespo-Blanc, A. (1991): Evolución geotécnica del contacto entre la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): Un contacto mayor en la Cadena Hercínica. Europa. Tesis Doctoral. Univ. Granada. España, 327.

Dallmeyer, R.D. & Quesada, C. (1992): Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ mineral age constraints. Tectonophysics, 216: 339-364.

De la Rosa, J.D. (1992): Petrología de las rocas básicas y granitoides del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, Zona Surportuguesa. Macizo Ibérico. Tesis Doct. Univ. Sevilla, 312.

Delgado-Quesada, M., (1971): Esquema geológico de la hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). Bol. Geol. Min., 82: 277-286.

De Yoreo, J.J., Lux, D.R. & Guidotti, C.V., (1991): Thermal modeling in low pressure/high-temperature metamorphic belts. Tectonophysics, 188: 209-238.

Dissler, E., Doré, F., Dupret, L., Gresselin, F. et Le Gall, J. (1988): L'evolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. Bull. Soc. géol. France, Paris, 8: 810-814.

D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. & Topley, C.G. (1990): The Cadomian orogeny in the North Armorican Massif: a brief review. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ. No 51: 95-114.

Eguiluz, L. (1988): Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco. 694p.

Eguíluz, L. y Abalos, B. (1992): Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Spain). Precambrian Research, 56: 113-137.

Eguíluz, L., Abalos, B. y Gil Ibarguchi, J.I. (1990): Eclogitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Suroeste de España). Datos petrográficos y significado geodinámico. Geogaceta, 7: 28-31.

Eguíluz, L., Abalos, B. y Ortega Cuesta, L.A. (1990): Anfibolitas proterozoicas del sector central de la zona de Ossa-Morena. Geoquímica e implicaciones geodinámicas. Cuad. Lab. Geol. Laxe, 15: 119-131.

Eguíluz, L., Fernández, J., Coullault, J.L. y Garrote, A. (1983). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50000 nº 897 (Monesterio) del Mapa geológico nacional (MAGNA). Instituto Geológico y minero de España (IGME). Madrid.

Eguíluz, L. y Ramón Lluch, R. (1983): La estructura del sector central del dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio Olivenza-Monesterio, Ossa Morena. Stud. Geol. Salmant., 18: 171-192.

Eguíluz, L., Apraiz, A., Abalos, B. y Martínez-Torres, L. M. (1995): Evolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au cours du Proterozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain. *Géol.France* n° 3: 35-47.

Fonseca, P.; Ribeiro, A. (1991).- Ofiolito de Beja-Acebuches. Estructura e evolução tectónica da sutura entre as Zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa. II Reunión sobre la geología del Oeste Peninsular. *Resúmenes*, 22-23.

Fricke, W. (1941). Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordstlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis, Univ. de Berlín: 1-91.

García-Casquero, J.L., Boelrijk, N.A.I.M., Chacón, J. & Priem, H.N.A. (1985). Rb-Sr evidence for presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geologische Rundschau*, 74: 379-384.

González del Tánago, J. y Peinado, M. (1990): Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España). *Bol. Geol. Min.*, 101: 678-700.

Giese, U, & Bühn, B. (1994). Early Paleozoic rifting and bimodal volcanism in the Ossa Morena Zone of South-west Spain. *Geol. Rundschau*, 83: 143-160.

Graham, C.M. & Powell, R. (1984): A garnet-hornblende thermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. *Jour. Met. Geol.*, 2: 13-31.

Graviou, P., Peucat, J.J., Auvray, B., & Vidal, Ph. (1988). The cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, 4: 1-13.

Investigación Minera en la Reserva La Monaguera. PRESUR-ADARO. Autor Matas, F. (1988). Informe Interno P.N.A.M.P.

Hernandez-Enrile, J. L. (1971). Las rocas profiroides del límite Cámbrico-Precámbrico del flanco meridional del anticlinal Olivenza-Monesterio (Badajoz). Bol Geol. Min., 82: 143-154.

Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares. Publ. IGME.

Laurent, Ph. et Bladier, Y. (1976): L'evolution tectonometamorphique de l'axe Badajoz-Cordove; un exemple de reactivation dynamique d'un socle ancien. Com. Serv. Geol. Portugal. 3º Reu. Geol. W Penin.: 269-271.

Liñán, E. (1978): Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 212p.

Lotze, F. (1945): Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. Geol. For. 4: 78-92.

Mata, J. y Munhá, J. (1986). Geochemistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Córdoba Elvas Domain (Ossa-Morena Zone). Maleo v 2, nº13: 27.

Matte, Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the variscan belt in Western Europe. en: Accretionary tectonics and composite continents, R. D. Hatcher Jr. & L. Zonenshain (eds), Tectonophysics, 196: 309-337.

Murphy, J.B. & Nance, R.D. (1989). Model for the evolution of the Avalonian-Cadomian belt. Geology, 17: 735-738.

Ochsner, A. (1993): U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the cadomian orogeny. Diss ETH N° 10'392, Zürich, 430 p.

Pereira, M.F. y Silva, J.B. (1996). Contraste de estilos estruturais entre o soco Proterozóico superior e a cobertura do Câmbrico inferior na Faixa Blastomilonítica (Campo Maior-Nordeste Alentejano). 2º Conferencia anual del Grupo de Geologia Estructural e Tectónica de Portugal. 66-70.

Powell, R. & Holland, T.J.B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations, III: applications to geobarometry, worked examples and a computer program. Jour. Met. Geol., 6: 173-204.

Quesada, C. (1987): Mapa geológico-minero de Extremadura. Consejería de industria y energía. Dirección general de industria, energía y minas. 131p.

Quesada, C. (1990): Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to cadomian orogenic events. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ. No 51: 553-562.

Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil-Ibarguchi, J.I., Oliveira, J.T., Perez-Estaun, A., Ribeiro, A., Robardet, M. & Silva, J.B. (1991): Tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif and circum-Atlantic correlations. En: R.D. Dallmeyer y J.P. Lécorché (Eds.): The West-African Orogens and Circum-Atlantic Correlations. Springer-Verlag, Heidelberg. 267-294.

Quesada, C., Cueto, L.A. y Dallmeyer, R.D. (1989): Nuevas dataciones absolutas en la zona Ossa-Morena: limitaciones que imponen a la evolución tectónica de la misma. XI Reunión Xeoloxia e Minería do NW Peninsular. Evolución tectonometamórfica do Macizo Hespérico Peninsular, Abstr.: 35-36.

Quesada, C. & Dallmeyer, R.D. (1989): Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Cordoba Belt, Southwestern Iberian Massif. Geol. Soc. Am. Annu. Meet., Abstr. Progr. , 21: A227.

Quesada, C. & Dallmeyer, R.D. (1992): Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. Tectonophysics, 231: 195-213.

Ribeiro, A., Brandao Silva, J., Dias, R., Araújo, A., Marques, F., Merino, H. & Fonseca, P. (1989): Terranes in the Variscan Fold Belt in Portugal. 28th International Geological Congress. Washington D.C., 2692-2693.

Ribeiro, A.; Quesada, C.; Dallmeyer, R.D. (1990b).- Geodinamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D., Martínez-García, E. (Eds.). Pre. Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, 399-409.

Sagredo, J. y Peinado, M. (1992). Vulcanismo Cámbrico de la Zona de Ossa Morena. En: J.G. Gutierrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds). Paleozoico inferior de Ibero-América. Univ. Extremadura. 567-576.

Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, L., Garrote, A. y Apalategui, O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Rev. Soc. Geol. Esp., 2: 7-21.

Schäfer, H.J. (1990): Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain. Ph.D. Thesis. Swiss Federal Institute of Technology. Diss. ETH n° 9246. 153p.

Schäfer, H.J., Gebauer, D., Nägler, T.F. & Eguluz, L. (1993): Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contrib. Miner. Petrol.*, 113: 289-299.

Schneider, H. (1939). Altpaleäozoikum bei Cala in der Westlichen Sierra Morena (Spanien). Diss. Math. Natrwis. Rak. Univ. Berlín: 1-72.

Simancas, J.F. (1983): Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa. Tesis Doctoral. Univ. Granada, España, 439.

Weber, K. & Behr, H.J. (1983). Geodynamic interpretation of the mid-European Variscides. In: H. Martin & F.W. Eder (EDS), *Intracontinental Foldbelts*. Springer, Heidelberg, pp. 427-468.

Ziegler, P.A. (1986). Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics*, 126: 303-328.

Zwart, H.J. & Dornsiepen, V.F. (1978). The tectonic framework of Central and Western Europe. *Geol. Mijnbouw*, 57: 627-654.