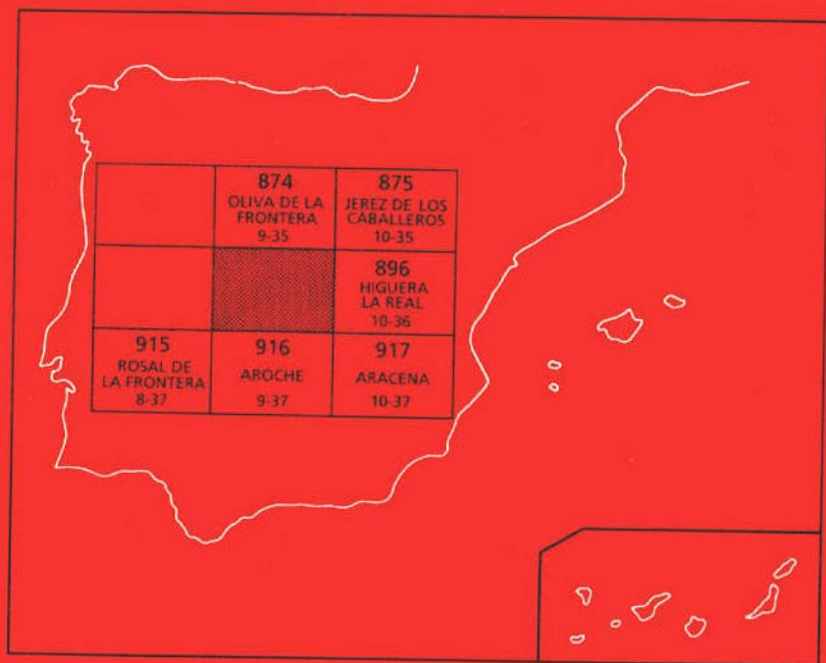




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ENCINASOLA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

ENCINASOLA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M.—16.729.—1994
I.S.B.N.: 84-7840-180-6
NIPO: 241-93-009-3

Impreso en el Centro de Estudios Mineros de Madrid S. A.

Impresión: I. Izquierdo, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Encinasola (895) han sido realizados, durante 1992 y 1993, por la Dirección de Geología y Técnicas Básicas del ITGE, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes autores:

Trabajo de Campo

J. Fernández Ruiz, F. J. Larrea Bilbao, L. A. Cueto Pascual, C. Quesada Ochoa, P. Florido Laraña, F. J. Roldán García, O. Apalategui Isasa.

Petrología

L. A. Cueto Pascual (ITGE)

Paleontología

J. C. Gutiérrez Marco (U. de Madrid)

Metalogenia

F. Tornos Arroyo (ITGE)

Memoria

C. Quesada Ochoa, L. A. Cueto Pascual

Nota:

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 constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

INDICE

1.- INTRODUCCION	7
1.1.- Localización geológica	8
1.2.- Antecedentes	13
2.- ESTRATIGRAFIA	13
2.1.- Unidad Cumbres-Hinojales	14
2.1.1.- Formación "Alternancia de Cumbres"	14
2.1.2.- Formación "Cuarcitas Blancas"	16
2.1.3.- Formación "Espilitas de Umbría-Pipeta"	17
2.1.4.- Formación "Fatuquedo"	18
2.1.5.- Conglomerados y Formación Ferro-Manganesífera	19
2.1.6.- Formación "Pizarras con Didymograptus"	21
2.1.7.- Conglomerados, Grauvacas y Pizarras Negras	22
2.2.- Unidad Sierra de La Lapa	23
2.2.1.- Formación "Barrancos"	23
2.2.2.- Formación "Colorada"	24
2.2.3.- Formación "Ampelitas y Liditas Negras"	26
2.2.4.- Formación "Xistos Raiados"	27
2.3.- Unidad de Terena	30
2.3.1.- Formación "Barrancos"	30
2.3.2.- Formación "Colorada"	31
2.3.3.- Formación "Ampelitas y Liditas Negras"	31
2.3.4.- "Flysch de Terena"	32
2.3.4.1.- Formación de Pizarras Negras y Grauvacas	32
2.3.4.2.- Formación "Terena"	33
2.4.- Unidad de El Cubito	38
2.5.- Recapitulación sobre la Estratigrafía	40
2.5.1.- Discontinuidades estratigráficas	40
2.5.2.- Secuencias tectonoestratigráficas	40

2.5.3.- Relaciones espaciales: implicaciones paleogeográficas	43
3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL	45
3.1.- Límites de unidades	45
3.2.- Las fases hercínicas de deformación	48
3.3.- Tectónica de fractura	55
3.4.- Edad de la deformación	56
3.5.- Recapitulación sobre la Estructura	56
4.- PETROLOGIA	58
4.1.- Rocas ígneas	58
4.1.1.- Rocas volcánicas de la Formación "Umbría-Pipeta"	59
4.1.2.- Metabasitas de la Unidad de El Cubito	61
4.1.3.- Rocas subvolcánicas en la zona de falla S ^a de Herrera-S ^a de Las Conttiendas	61
4.1.4.- Plutón tonalítico de El Puerto	63
4.2.- Metamorfismo	65
4.2.1.- Procesos de espilitización	65
4.2.2.- Metamorfismo regional hercínico	65
4.2.3.- Metemorfismo de contacto	68
4.2.4.- Metamorfismo hidrotermal en zonas de fractura	70
5.- HISTORIA GEOLOGICA	70
5.1.- Historia pre-hercínica	71
5.1.1.- Etapa de <i>rifting</i>	71
5.1.2.- Etapa de margen pasivo	72
5.2.- Historia sin-orogénica hercínica	73
5.2.1.- Deformación y metamorfismo hercínicos	73
5.2.2.- Sedimentación sin-orogénica hercínica	78
5.2.3.- Magmatismo hercínico	79
6.- METALOGENIA	80
7.- HIDROGEOLOGIA	83
8.- REFERENCIAS	83

1.- INTRODUCCION

La Hoja nº895, de Encinasola, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se ubica en el extremo nordoccidental de la provincia de Huelva, muy próxima a su límite con la de Badajoz. Aproximadamente, las dos terceras partes occidentales de la Hoja corresponden a territorio nacional portugués, estando representado el territorio español dentro de la misma por una franja estrecha, de unos 10 km de anchura media, situada en el margen oriental y que se ensancha hasta cubrir la casi totalidad en anchura de la hoja en sus tres kilómetros meridionales.

Morfológicamente, muestra notables diferencias de unas zonas a otras, en general con un relieve bastante abrupto a pesar de la escasa diferencia entre cotas máximas y mínimas, comprendidas entre aproximadamente 300 y 700 metros sobre el nivel del mar. El Cerro Aroche, con 718 m de cota, y ubicado en la Sierra de las Contiendas al sur de la Hoja, constituye la máxima elevación en la misma.

Las alineaciones montañosas muestran un marcado control litológico-estructural, y se disponen con carácter general paralelamente a la estructura geológica, es decir, según cuerdas y valles orientados en dirección NW-SE. Igualmente, tiene una expresión morfológica notable un sistema de fallas, con dirección ortogonal a la anterior, es decir NE-SW. La expresión en el paisaje de dichas fracturas es tan marcada, en algunos casos incluso en fallas con muy poco salto, que tal vez esté relacionada con una reactivación reciente (alpina) de las mismas.

Dentro del relieve generalmente quebrado de esta Hoja, resaltan dos zonas, mucho más llanas y alomadas, que se sitúan, respectivamente, en el vértice NE, cerca del pueblo de Encinasola, y en el centro aproximado de la Hoja, en una banda que coincide con el afloramiento del denominado Flysch de Terena (véase más adelante). Coinciden estas dos zonas con las únicas áreas en que existe actualmente una explotación extensiva del campo, con escasos cultivos de cereales y explotación ganadera de pastos que soportan una arboleda dispersa de encinas y alcornoques, sobre todo con ganados bovino y porcino. El resto de la superficie de la Hoja está cubierto de monte bajo, inexplorado, en el que destacan extensísimos y densísimos jarales.

Desde el punto de vista demográfico pertenece a una comarca extremadamente despoblada, en la que Encinasola, con unos pocos centenares de vecinos, es el único núcleo de población estable. La práctica totalidad de cortijos y casas de capo están deshabitadas con carácter permanente. Las vías de comunicación son, por este motivo, muy escasas y muy poco entretenidas. Unicamente existen unos 20 km de carretera asfaltada, todos ellos situados en el tercio norte de la Hoja, que

corresponden a las carreteras que unen Encinasola con las vecinas poblaciones de Oliva de la Frontera, Higuera La Real, Cumbres de San Bartolomé, y la que conduce al puesto fronterizo próximo a la localidad portuguesa de Barrancos. Además, la única pista no asfaltada entretenida regularmente, corresponde a la que discurre con dirección media N-S desde el referido puesto fronterizo hasta el Cementerio de Aroche, ya al Sur de la Hoja que nos interesa.

1.1.- Localización Geológica

La Hoja de Encinasola se ubica en la parte meridional de la zona de Ossa-Morena (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974; fig.1) del Macizo Ibérico. Dentro de la constitución geológica de esta zona, caracterizada por la existencia de tres bandas en las que afloran materiales precámbricos - dos marginales: zona de cizalla de Badajoz-Córdoba al norte, y Macizos Cristalinos Meridionales (Apalategui et al., 1990) al sur, respectivamente, y una central (antiforma de Olivenza-Monesterio; Alía, 1963-, separadas por bandas en las que afloran exclusivamente materiales paleozoicos, la hoja de Encinasola se enmarca en su totalidad dentro de la banda metasedimentaria paleozoica que existe entre la Antiforma de Olivenza-Monesterio y el Macizo de Aracena.

Dentro de ella se distinguen varias unidades estructurales, que presentan características geológicas diferentes, que a su vez pertenecen a otras unidades de entidad regional, los denominados "dominios" en la literatura sobre Ossa-Morena de los 70 y primeros 80. En concreto, la Hoja que nos interesa incluye unidades que pertenecen a los dominios denominados (de norte a sur) Elvas-Cumbres Mayores, Barrancos-Hinojales y Beja-Aracena (fig.2). El significado de entidad paleogeográfica asignado a los dominios a partir de trabajo de Delgado et al. (1977), ha sido cuestionado recientemente (Apalategui et al., 1985; Quesada et al., 1987) sugiriéndose el uso del término unidad, significando principalmente unidad estructural.

En concreto, para la zona que nos interesa, Apalategui y Quesada (1987) propusieron el esquema de unidades de entidad regional que se recoge en la fig.3. No obstante, el desarrollo de nuestros trabajos que aquí se exponen, nos ha conducido a distinguir una nueva unidad, unidad de la Sierra de La Lapa, previamente incluida en la de Cumbres-Hinojales de Apalategui y Quesada (1987). En definitiva, la Hoja de Encinasola contiene parte de cuatro unidades estructurales de rango principal que de norte a sur (fig. 4) son:

- Unidad de Cumbres-Hinojales.
- Unidad de la Sierra de La Lapa.
- Unidad de Terena.
- Unidad de El Cubito.

Los contactos entre estas cuatro unidades son siempre tectónicos, con características variables y serán descritos más adelante. Las diferencias entre ellas son principalmente de índole estratigráfica, aunque la estructura interna de cada una de ellas es también diferente.

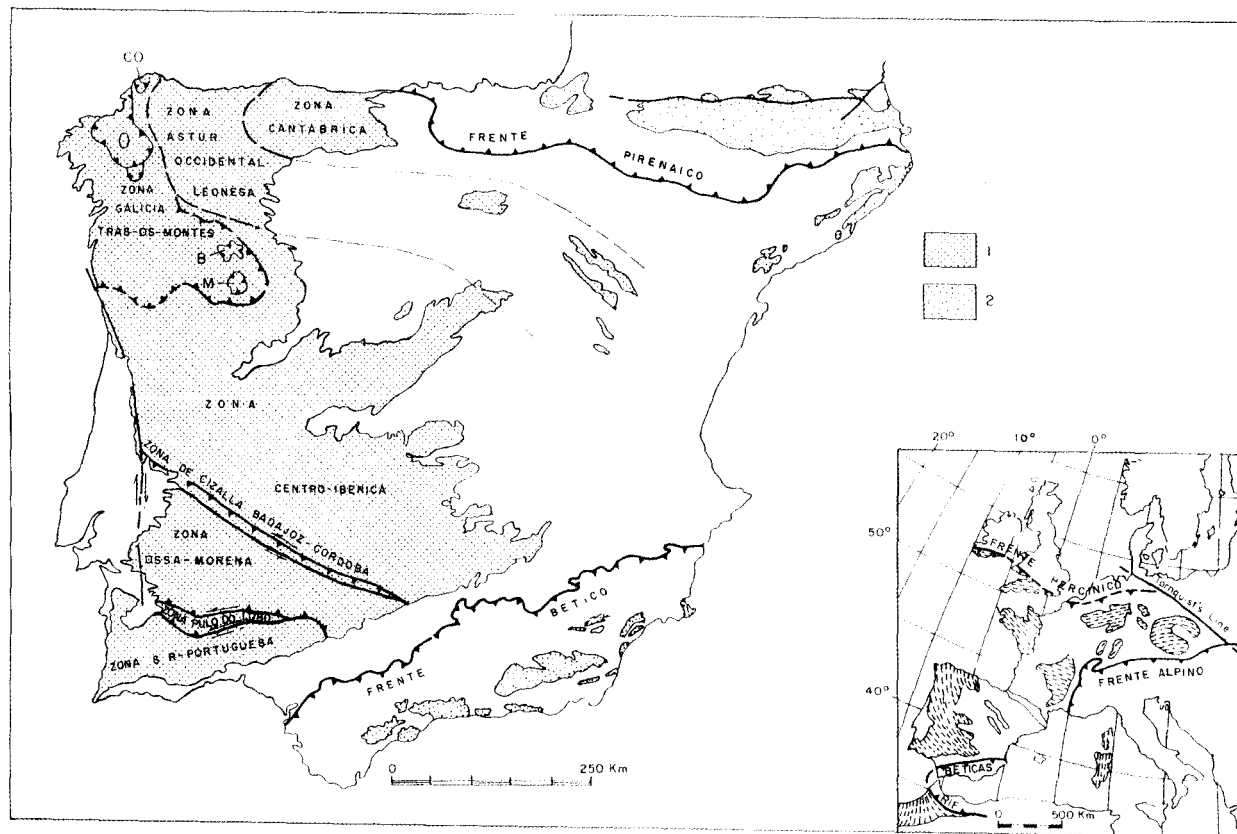


Fig. 1: Subdivisión zonal del Macizo Ibérico, según Quesada (1991).

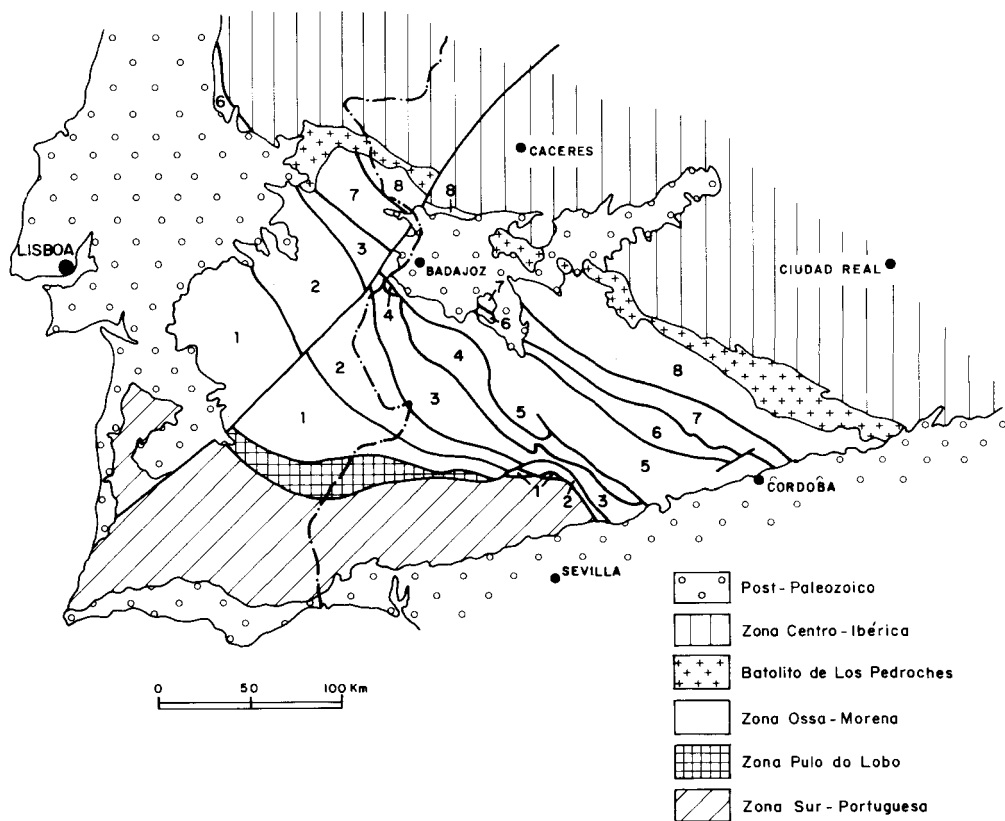


Fig. 2: Subdivisión en dominios de la Zona Ossa-Morena (Modificado de Quesada, 1983): 1.- Dominio Beja-Aracena; 2.- Dominio Barrancos-Hinojales; 3.- Dominio Elvas-Cumbres Mayores; 4.- Dominio de Arroyomolinos; 5.- Dominio Zafra-Monesterio; 6.- Dominio de S^a Albarrana; 7.- Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano (cf. Zona de cizalla Badajoz-Córdoba); 8.- Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina.

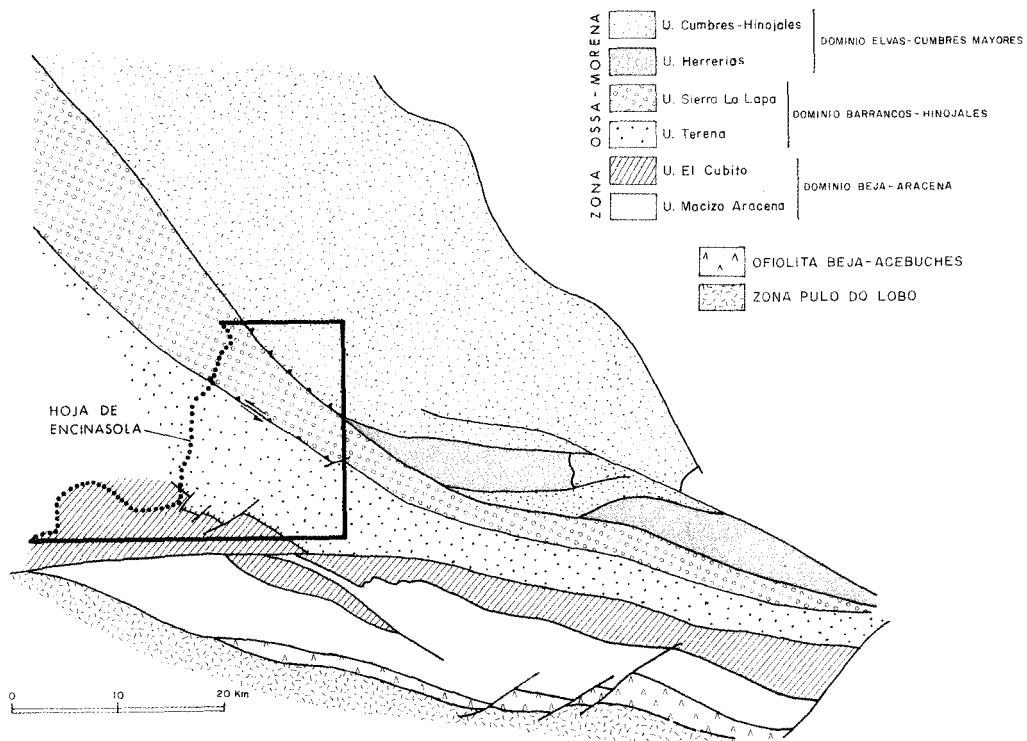


Fig. 3: Mapa de unidades estructurales en la parte española del sector Meridional de Ossa-Morena, con indicación de los límites de la Hoja de Encinasola.

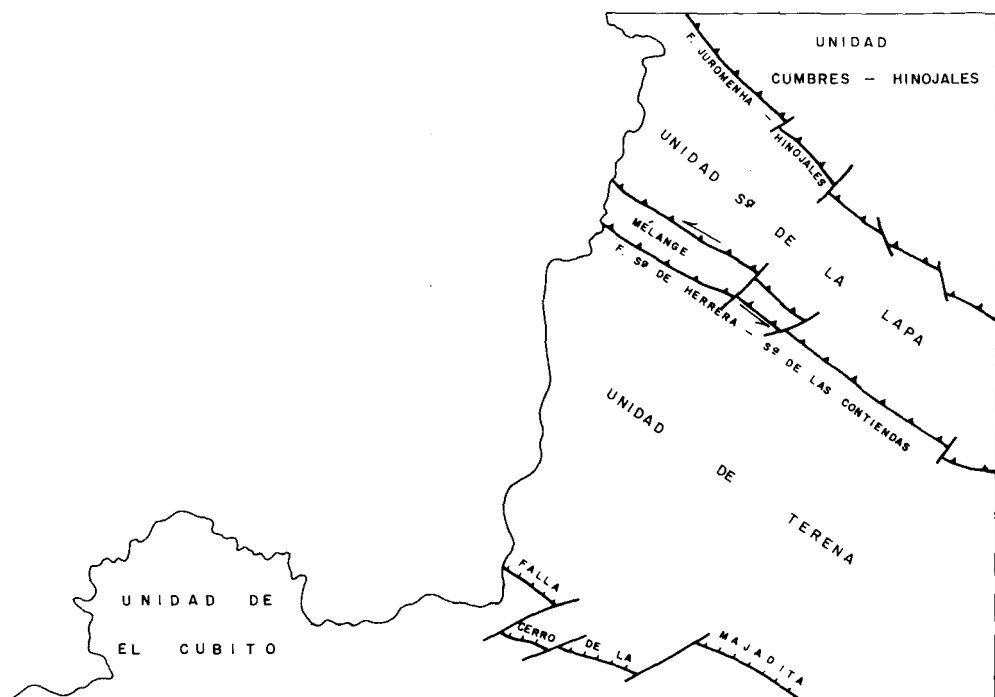


Fig. 4: Distribución de unidades en la Hoja de Encinasola.

1.2.- Antecedentes.

No son muy numerosos los trabajos realizados sobre la geología de este sector. La contribución primera y, sin duda más importante, se debe a Delgado (1908) quien estableció con detalle la estratigrafía del área de Barrancos, siendo casi total su vigencia actual, correspondiendo la mayor parte de los nombres de formaciones que se usan en este trabajo a los originalmente aplicados por dicho autor.

La mayor parte de las contribuciones durante este siglo al conocimiento de esta parte meridional de la zona Ossa-Morena, con anterioridad a los 70, corresponde a trabajos de índole regional, generalmente con más interés estratigráfico que de otro tipo. Destacan las aportaciones alemanas de la escuela de Lotze (Schneider, 1939, 1951; Simon, 1951; Assmann, 1959; Kalthoff, 1964), generalmente inéditas y recogidas de manera resumida en una obra editada por Walter (1977). Especial relevancia tiene el trabajo de Assmann (1959) concentrado prácticamente en la Hoja de Encinasola y en cuya cartografía ya aparecen los rasgos principales de la zona, aunque contiene poco detalle y notables errores de atribución estratigráfica. Otros trabajos "antiguos" de interés son los de Pruvost (1914); Hernandez-Sampelayo (1934, 1942); Fabriés (1963); Bard (1966); Perdigao, 1967; Gutiérrez Elorza, 1970; Van den Boogaard (1972).

Un cambio fundamental se produce en torno a los primeros 70, en los que empiezan a publicarse trabajos no solamente descriptivos, sino interpretativos y de correlación, frecuentemente a la luz de la "nueva" tectónica de placas, sobre todo sobre aspectos estratigráficos (Robardet, 1976; Paris y Robardet, 1977; Jaeger y Robardet, 1979; Hafenrichter, 1980; Gutiérrez Marco, 1982; Racheboeuf y Robardet, 1986; Mette, 1989; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990) y estructurales/tectónicos (Bard, 1969; Vauchez, 1976; Perdigao et al., 1982; Apalategui et al., 1983, 1984 a-b, 1990; Quesada et al., 1987; Apalategui y Quesada, 1987; Jorquera et al., 1990).

Si bien las alusiones directas a aspectos concretos de la geología local de Encinasola son muy limitadas, todos los antecedentes referidos proporcionan un marco geológico regional coherente en el que poder encuadrar las observaciones, y así obtener conclusiones de ámbito mucho más general que el de la mera entidad geográfica /geológica de la Hoja que nos ocupa.

2.- ESTRATIGRAFIA.

Las sucesiones estratigráficas registradas en cada una de las cuatro unidades estructurales que afloran en la Hoja 895, de Encinasola, muestran notables diferencias entre sí, aunque con la excepción de la Unidad de El Cubito, con características únicas, las tres restantes contienen algunos elementos litoestratigráficos comunes. En lugar de seguir la clásica separación por unidades crono, en la descripción que sigue se hace una primera distinción por unidades estructurales, dentro de las cuales se describen en orden cronológico aquellas unidades litoestratigráficas que han sido

cartografiadas. Evidentemente, aquellas formaciones (siempre usamos este término en sentido informal) que aparecen en más de una unidad solo se describen exhaustivamente en su primera aparición, señalándose únicamente aquellos caracteres diferenciales respecto a su descripción primera en cada nueva aparición.

Con carácter general, conviene destacar que las series expuestas en las tres unidades septentrionales (Cumbres-Hinojales, Sª de La Lapa y Terena, fig.4) contienen elementos litológicos comunes y/o correlacionables entre sí y con otras unidades estructurales de Ossa-Morena. Las diferencias son explicables mediante cambios de facies, en parte condicionados por actividad tectónica sinsedimentaria, pero con toda seguridad dentro de la misma cuenca de sedimentación. La Unidad de El Cubito, sin embargo, presenta características únicas y su correlación con las otras unidades es por el momento problemática.

2.1.- Unidad de Cumbres-Hinojales.

El registro estratigráfico de esta unidad dentro de la hoja de Encinasola se limita casi exclusivamente a varias "formaciones" cámbricas. En el extremo nordoccidental aparecen materiales ordovícicos que se disponen en discordancia sobre los anteriores, estando mejor representados en las vecinas hojas de Oliva de la Frontera (Jorquera et al., 1990) y Villanueva del Fresno (Vegas y Moreno, 1975), donde existen además formaciones silúricas y devónicas.

También aparecen materiales conglomeráticos (Devónico Superior ?- Carbonífero Inferior ?) discordantes sobre los anteriores, que se extienden de forma discontinua hacia el E, hasta las inmediaciones de la Venta del Ciervo, en la hoja nº 918, de Santa Olalla de Cala, es decir, a lo largo de aproximadamente 70 kilómetros de corrida.

De más antigua a más moderna, las unidades litológicas cartografiadas son:

2.1.1.- Formación "Alternancia de Cumbres".

Este nombre fue introducido de manera informal por Apalategui et al. (1984 b) en la vecina hoja de Higuera la Real, y corresponde a una unidad litoestratigráfica muy extendida y característica, constituida por alternancias de areniscas y pizarras, que se sitúan concordantemente sobre las formaciones carbonatadas del Cámbrico inferior. Es correlacionable con la denominada Formación de Vilaboim (Gonçalves, 1971) de la región de Elvas, o con la miembro Vallehondo de la Formación La Lapa (Odriozola et al., 1983) de la unidad de Alconera, al norte de la antiforma de Olivenza-Monesterio.

Es la "formación" más baja que afora en esta unidad en la hoja de Encinasola, en la que presenta un espesor mínimo de 500m, aunque alcanza hasta 1.100m en la hoja de Higuera La Real (Apalategui et al., 1984 b).

En la zona que nos ocupa está formada por una alternancia de pizarras limolíticas y grauvacas, en bancos por lo general decimétricos, aunque algunos paquetes masivos de areniscas de hasta 5-6 m de espesor se encuentran localmente. Los colores de esta formación varían de verdosos a

violáceos, predominando los colores grises.

Facialmente, las capas grauváquicas presentan caracteres turbidíticos marcados, fundamentalmente granoselección positiva y tramos con laminación paralela y *ripples* de corriente, que definen secuencias de Bouma de diversos tipos, aunque generalmente predominan las facies “proximales” son secuencias de los tipos Ta-b, Ta-c.

El tramo “a” es frecuentemente microconglomerático, con clastos de cuarzo, rocas metavolcánicas y rocas metamórficas. En el área que nos ocupa, no es apreciable ninguna ciclicidad marcada en la secuencia, con excepción de una evolución del conjunto hacia términos cada vez más arenosos hacia el techo. Es en estos tramos altos en los que se encuentran los paquetes potentes masivos de areniscas que corresponden a numerosas capas amalgamadas, frecuentemente con estructuras de escape de agua.

En el muro de los estratos arenosos son comunes las estructuras de carga y de corriente (*flute cast*, *bounce casts*, etc). Aunque no se ha hecho un estudio exhaustivo de paleocorrientes, en el área de esta hoja el flujo promedio predominante durante el depósito de esta formación era aproximadamente de E a W, de acuerdo con los datos obtenidos de dichas estructuras y de los *ripples marks*, una vez abatidos a la horizontal.

La ausencia de estructuras de oleaje implica que con toda probabilidad el depósito de esta formación tuvo lugar en ambientes bajo el nivel de base de oleaje.

Petrográficamente, las grauvacas tienen textura clástica blastosamítica, con clastos subangulosos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (menos frecuente) y fragmentos líticos (chert y cuarcita), dentro de una matriz sericitico-clorítica (este mineral es el responsable del color verdoso de algunos tramos) ligeramente recrystalizada. En ciertos estratos la matriz sericitica no supera el 10%, por lo que las rocas deben clasificarse como arcosas. La fracción pesada, muy escasa, está formada por pequeños granos de turmalina, circón y opacos.

Las pizarras están compuestas de diminutas laminillas de sericita y, en menor proporción de clorita, distribuidas paralelamente entre si, marcando una esquistosidad incipiente. El cuarzo se presenta en cristales pequeños, y regularmente diseminados. El metamorfismo regional que afecta a esta formación arenisco-arcillosa es de grado muy bajo (zona de la clorita).

No se han encontrado restos fósiles en esta formación en el área que nos ocupa; su edad debe ser, sin embargo, cámbrica inferior (Marianiense), de acuerdo con los fósiles encontrados en zonas vecinas (Apalategui et al., 1984b).

Localmente, hacia el techo de la formación, aparecen intercalados en la misma niveles de rocas volcánicas básicas, similares a las de la Formación Umbria-Pipeta, que se describe más adelante. Es el caso del nivel, muy continuo, de espilitas que se ha cartografiado al NW del pueblo de Encinasola, y que presenta una potencia media de unos 15m.

2.1.2.- Formación “Cuarcitas Blancas”.

Estratigráficamente por encima de la “Alternancia de Cumbres” se dispone esta formación, cuyo elemento más característico son rocas cuarcíticas, de colores blanquecinos, y que representan un excelente nivel continuo de potencia variable (entre 30 y 60 m), que delinea espectacularmente las estructuras de plegamiento existentes en las inmediaciones de Encinasola. EL contacto basal sobre la “Alternancia de Cumbres” es neto, mostrando evidencias de despegue tectónico, probablemente producto del contraste de competencia entre ambas formaciones durante su deformación. Estimamos, sin embargo, que dicho despegue es de importancia menor, toda vez que una relación estratigráfica idéntica existe en otras unidades de la zona de Ossa- Morena y , además, existe actividad volcánica similar tanto a muro (minoritaria) como a techo de la formación cuarcítica.

Aunque con carácter discontinuo, esta formación está muy extensamente representada en esta unidad de Cumbres -Hinojales tanto en España como en Portugal. Una formación con características semejantes aflora en similar posición en la unidad de Alconera (Cuarcita del Castellar; Odriozola et al., 1983), al norte de la antiforma de Olivenza-Monesterio.

En esta hoja está representada por varios paquetes masivos de espesor métrico (1,5-6m) de cuarcitas, más o menos feldespáticas, separados por tramos de espesor similar en los que alternan bancos cuarcíticos decimétricos con pizarras sericíticas. Aunque las condiciones de observación no son muy buenas, localmente se observan acuñamientos laterales de los tramos masivos, dentro de los cuales es difícil distinguir ninguna estructura interna. En los tramos alternantes se observa frecuentemente laminaciones paralelas y cruzadas planares y, localmente, *ripples* de oleaje en los últimos centímetros hacia el techo de algunos estratos. Estas estructuras sugieren que estos depósitos se formaron en ambientes someros de plataforma; la geometría de los cuerpos arenosos masivos posiblemente correspondiese al relleno de canales encajados en dicha plataforma somera.

En general muestran un color blanco característico, que justifica su denominación, pero en algunas zonas presentan un tinte pardo-rosado, asociado a la presencia accesoria de óxidos de hierro. En las cuarcitas, el tamaño de grano es el de arena media, su textura granoblastica y sus minerales constituyentes son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, como principales y turmalina, circón y opacos como componentes de la fracción pesada accesoria. La matriz, muy escasa, es sericítica y aparece ligeramente recrystalizada. La clasificación petrográfica de estas rocas varía desde ortocuarcitas a metarcosas, estando afectadas por metamorfismo regional de grado muy bajo.

Los bancos pizarrosos, blanquecinos a rosados, corresponden a pizarras sericíticas en los que predomina este mineral, de grano muy fino y definiendo una esquistosidad muy incipiente. Otros minerales presentes son cuarzo de tamaño limo, clorita y opacos.

No se han encontrado restos fósiles en estas rocas, tampoco existen referencias al respecto en otras áreas. Su situación sobre rocas del Cámbrico inferior (Marianiense) y bajo sucesiones del Cámbrico medio, sugieren una edad próxima al límite entre ambas series cámbricas.

2.1.3.- Formación “Espilitas de Umbría-Pipeta”.

Adoptamos esta denominación acuñada por Schneider (1939) en la prolongación hacia el E de esta unidad, en el área de Hinojales, por ser la más antigua. Otros nombres asignados a esta formación son los de “Xistos de Terrugem” (Gonçalves, 1971) en la región de Elvas, o “Capas del Playón” (Odriozola et al., 1983) en la región de Zafra.

A escala regional se trata de una formación muy característica, aunque presenta una variabilidad extrema, tanto en cuanto a litología como a potencia. El rasgo más representativo viene dado por su naturaleza volcanosedimentaria, presentando el vulcanismo un carácter bimodal (ácido - básico). En el ámbito de esta hoja presenta un espesor bastante constante en torno a 200m, y un predominio marcado de las rocas volcánicas básicas. Con carácter muy minoritario existen intercalaciones de rocas sedimentarias (pizarras); cherts y rocas volcánicas ácidas.

Entre las rocas volcánicas básicas predominantes se han identificado los siguientes tipos litológicos:

- Basaltos espilitizados y espilitas: de colores verde oscuro a violeta cuando están frescos, presentan colores grises a marrón-parduzco cuando están alterados. Son frecuentes las estructuras almohadilladas que muestran criterios evidentes de polaridad sedimentaria, puesta de manifiesto por la disposición de pedúnculos y vacuolas. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa (albitizada) en una matriz de microlitos de plagioclasa (albita), clorita y calcita, con abundantes vacuolas rellenas igualmente de calcita y clorita, consecuencia de un proceso de degasificación submarino, probablemente poco profundo, contemporáneo de la cristalización de la roca.

- Diabasas espilitizadas, que probablemente corresponden a antiguos diques y *sills*, presentan frecuentes estructuras bolares debidos a procesos de alteración y texturas intergranulares y subofíticas, relictas, variablemente preservadas tras los procesos de espilitización. La composición mineralógica de estas rocas es idéntica a la de las lavas almohadilladas.

- Brechas tobáceas compuestas por fragmentos líticos angulosos de espilitas, pizarras y areniscas englobadas por una matriz de polvo o ceniza volcánica, con retrabajamiento sedimentario.

Localmente aparecen también lentejones de espesor métrico de rocas tobáceas ácidas, que en el campo se presentan como rocas esquistosas de colores claros, grisáceos a rosados, de grano fino, en las que destacan cristales milimétricos de cuarzo y feldespatos. Al microscopio tienen textura blastoporfídica a blastosamítica con cristales o fragmentos de cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, en una matriz esquistosa compuesta por sericita y clorita.

Los sedimentos intercalados en esta formación corresponden a pizarras limolíticas y areniscas de grano fino, parecidas a las de la “Alternancia de Cumbres”.

No se han encontrado fósiles en esta unidad dentro de la hoja. Bard (1964) descubrió una fauna

de trilobites en rocas comparables de la unidad de Alconera, al oeste de Zafra, ampliada notablemente en trabajos posteriores (Gil Cid, 1973, 1981, 1982a, b, 1984). Dicha fauna caracteriza con claridad el Cámbrico medio, edad generalmente aceptada para la Formación Umbría-Pipeta en toda la zona Ossa-Morena.

Recientemente, Mette (1989) ha citado una asociación de acritarcos del Cámbrico medio en niveles de pizarras de esta formación en las inmediaciones de Cañaveral de León.

2.1.4.- Formación "Fatuquedo".

Esta denominación fue introducida por primera vez por Perdigao et al. (1982) para referirse a lo que Delgado (1908) había llamado "Xistos de Fatuquedo", también denominados "Formación de Brião-S. Romao" por Oliveira (1984) en la comarca de Juromenha.

Consiste esta formación en una alternancia rítmica de pizarras y areniscas grauváquicas, que muestra, en el ámbito que nos ocupa, un aumento progresivo en el tamaño de grano y el espesor de los bancos arenosos hacia el techo. La base es esencialmente pizarrosa, con pasadas milimétricas de limos o arenas finas, mientras que en el techo los tramos groseros tienen espesores decimétricos y tamaño de grano de arena gruesa, localmente microconglomeráticos. Los colores varían entre colores verdosos predominantes hacia la base, y rojo-violáceos, característicos sobre todo de los tramos más altos. Un rasgo peculiar de esta formación reside en la abundancia de cristales idiomorfos de magnetita en prácticamente todos sus afloramientos. Igualmente son frecuentes las estructuras de bioturbación, sobre todo pistas verticales de tipo *Skolithos* y *Arenicolites* (Perdigao et al., 1982).

Petrográficamente, las areniscas varían entre arcosas y subgrauvacas, con cuarzo dominante y feldespatos y fragmentos de roca (chert sobre todo) entre la fracción arena mayoritaria. Circón y opacos son minoritarios. La matriz está constituida esencialmente por sericita, clorita y silice criptocristalina, definiendo una esquistosidad muy grosera. Las pizarras corresponden a antiguas limolitas y están formadas por, sericita, clorita, cuarzo y opacos.

El ambiente sedimentario en que se depositó esta formación es difícil de caracterizar, toda vez que las únicas estructuras sedimentarias observadas corresponden a laminaciones paralelas y *ripples* de corriente; localmente es visible también una granoselección positiva de los estratos arenosos. Con estas características, el medio más probable es una plataforma externa, ya que no se observan estructuras ligadas a oleaje, probablemente sometida a un proceso de somerización (regresión) como sugiere el carácter débilmente negativo de la secuencia sedimentaria de esta formación.

Los únicos restos fósiles encontrados hasta la fecha en la Formación Fatuquedo corresponden a algunos géneros de acritarcos, descritos recientemente por Mette (1989) en los afloramientos más orientales de esta unidad, cerca de Cañaveral de León. De acuerdo con dicho autor esos fósiles caracterizan el Cámbrico medio.

El espesor de la Formación Fatuquedo es muy variable como consecuencia del carácter discordante de la sucesión suprayacente, pudiendo estar ausente, como es el caso al Sur de Cumbres Mayores, o alcanzar hasta 1.400m de espesor (hoja de Oliva de la Frontera; Jorquera et al., 1990). En nuestra hoja alcanza una potencia máxima en torno a 700m.

2.1.5.- Conglomerados y Formación Ferro-Manganesífera.

En discordancia erosiva y levemente angular (0-30°) sobre la formación Fatuquedo se disponen unos horizontes poco potentes pero muy característicos (fig.5). En la parte oriental de la unidad de Cumbres-Hinojales, y muy próximos al accidente tectónico que la limita por el Sur, aparece un paquete conglomerático de unos 60 m de espesor máximo con intercalaciones de pizarras y areniscas de potencias métricas. Esta unidad aparece recubierta por otro conglomerado diferente que la lámina hacia el NW, disponiéndose directamente sobre la sucesión cámbrica. Este segundo conglomerado se relaciona con materiales turbidíticos del “Flysch de Terena” y será descrito con posterioridad.

La superposición espacial de dos episodios conglomeráticos en la inmediata vecindad del accidente que limita la unidad Cumbres-Hinojales sugiere que dicho accidente representa la reactivación durante la deformación hercínica de una falla preexistente, activa durante e la sedimentación de las series del Paleozoico inferior.

El conglomerado más bajo (Ordovícico ?) presenta facies tanto organizadas como desorganizadas (*debris flow*), en ambos casos en cuerpos lenticulares con morfología de canales y potencias métricas, separados por tramos métricos de pizarras y areniscas granoclasificadas que pueden representar facies de *overbank*. Estas estructuras sedimentarias son compatibles tanto con sistemas fluviales como deltaicos. En general, esta tramo presenta colores violáceos similares a los de la Formación Fatuquedo infrayacente. El espectro litológico de los cantos, que varían entre unos milímetros y 10cm de diámetro máximo, incluye todos los tipos faciales de las series cámbricas infrayacentes (areniscas, espilitas, cuarcitas, rocas volcánicas de diversos tipos, e incluso calizas y dolomías del Cámbrico inferior, que no llegan a aflorar en el ámbito de la hoja). Significativamente dichos materiales estaban litificados cuando fueron erosionados, pero no muestran ninguna evidencia de deformación tectónica. Este rasgo permite diferenciar entre otros, estos conglomerados de los que se le superponen y que presentan cantos muy abundantes con una deformación previa.

La matriz es pelítico-arenosa, con abundantes óxidos de hierro sobre todo hacia la base.

Hacia el NW, aparece sobre la Formación Fatuquedo un tramo de unos 40 m de espesor, también discordante, que incluye algunos canales conglomeráticos de espesor métrico, pero sobre todo una alternancia de tramos cuarcíticos (métricos) con otros constituídos por alternancias centi-decimétricas de pizarras y areniscas de grano fino. Como rasgo característico, hay que destacar la presencia de abundantes nódulos e impregnaciones de óxidos de hierro y manganeso. Este nivel, previamente englobado en la Formación Fatuquedo, fue distinguido por primera vez por Oliveira (1984) en la región de Alandroal-Juromenha, quien también notó su carácter discordante.



Fig. 5: Discordancia angular entre los conglomerados basales del Ordovícico y las limolitas y metaareniscas de la Formación Fatuquedo (Cámbrico medio).

Los tramos cuarcíticos aparecen con dos características diferentes: 1) en secuencias positivas con bases localmente conglomeráticas y estratificación cruzada de surco (canales); y, 2) en secuencias negativas de capas con granoselección positiva y *ripples* de corriente hacia el techo (barras de desembocadura). En conjunto, interpretamos estas series como el producto de sedimentación en una zona más distal de un sistema deltaico que la representada por los conglomerados que aparecen hacia el SE.

El carácter discordante de este conjunto sobre las series cámbricas basculadas, y la relación de tránsito gradual hacia la formación suprayacente (Ordovícico inferior) nos hace inclinarnos por una edad Ordovícica basal para estos “Conglomerados y Formación Ferro-Manganesífera”, y correlacionar la discordancia que marcan con la discordancia sárdica de otros sectores del Macizo Ibérico.

Petrográficamente los paquetes cuarcíticos varían entre ortocuarcitas y arcosas, predominando las rocas con un 80% de cuarzo, 15% de feldespatos y cantidades menores de fragmentos líticos y opacos, turmalina y circón. La matriz (sericítica) es muy escasa o inexistente. Los tramos pizarrosos corresponden a pizarras sericíticas con abundancia de óxidos de hierro y manganeso.

2.1.6.- Formación “Pizarras con *Didymograptus*”.

En el límite norte de la hoja y en tránsito gradual sobre la Formación Ferro-Manganesífera aparece una unidad de pizarras arcillosas verdes con nivelillos milimétricos de limolitas o arenas finas, similares a lo que Schneider (1939) denominó “Pizarras con *Didymograptus*” en la región al sur de Cala. El contacto inferior tiene carácter gradual pero la transición se produce en apenas dos metros. Por razones estructurales: aparece en el núcleo de una antiforma de segunda fase, laminada por el SW por el accidente limítrofe de la unidad, el espesor visible en la hoja de Encinasola es muy reducido, apenas unas decenas de metros que presentan gran monotonía composicional.

Las pizarras, muy finamente laminadas, están compuestas por sericita y clorita, predominantemente, con cuarzo y opacos de grano bastante fino en algunos tramos muy escasos. Las láminas limolíticas o de arena fina presentan generalmente bases planas y techos ondulados con morfologías de *ripples* de corriente. Localmente llegan a constituir trenes de *ripples* aislados. Petrográficamente constan de cuarzo (mayoritario), feldespatos y opacos, en una matriz sericítica escasa. Es frecuente observar la laminación interna de los *ripples* al microscopio. El metamorfismo que afecta a esta sucesión es de grado muy bajo.

No se han encontrado restos clasificables de fósiles dentro de esta hoja; sin embargo, la presencia de una fauna variada de Graptolitos es conocida desde Schneider (1939). Trabajos recientes de Gutiérrez Marco (1982), Gutiérrez Marco et al., (1984), Erdtmann et al. (1987), Robardet y Gutiérrez Marco (1990), han aportado nuevos datos bioestratigráficos que permiten precisar una edad Ordovícico inferior, más concretamente del nuevo piso Hunneberg que caracteriza el límite entre Tremadoc y Arenig.

En sectores orientales de la unidad (zona de Venta del Ciervo) aparece entre las “Pizarras con *Didymograptus*” y los conglomerados ordovícicos basales, un tramo de unos 80m de potencia de

cuarcitas blanquecinas, que Gutiérrez Elorza (1970) correlacionó en la cuarcita Armoricana de la zona Centro-Ibérica, y que no llega a aflorar en la hoja que nos ocupa. También en ese sector y en la vecina hoja de Oliva de la Frontera, a techo de las "Pizarras con *Didymograptus*" se dispone una formación pizarrosa similar a la Fm. de Barrancos, que en nuestra hoja aflora en la dos unidades estructurales centrales, pero no en la de Cumbres-Hinojales que aquí tratamos.

2.1.7.- Conglomerados, grauvacas y pizarras negras

En discordancia sobre el conglomerado ordovícico descrito previamente, se dispone un tramo de potencia variable (entre 0 y 120 m), que comienza con unos bancos conglomeráticos y localmente incluye tramos de pizarras muy negras, con pasadas centí/decimétricas de grauvacas hacia el techo, antes de ser laminado por el accidente que limita por su borde meridional la unidad Cumbre-Hinojales. A escala regional, este tramo presenta variedad notable de facies y potencias y se dispone en discordancia angular sobre diversas formaciones cámbricas y ordovícicas, pero siempre en las proximidades del citado accidente limitrofe de la unidad. La naturaleza mayoritariamente para -conglomerática (*debris-flow*) de las rocas que lo forman, con un fuerte componente local en cuanto a composición, atestiguan sobre la actividad sin-sedimentaria de dicha fractura durante el depósito de esta unidad.

Los primeros metros (hasta unos 50m) de esta unidad están formado casi exclusivamente por *debris-flows* con cantos que varían de redondeados a angulosos, de entre 1 y 30 cm de diámetros extremos, englobados por una matriz muy abundante de naturaleza grauváquica y color verdoso. En ocasiones dos *debris-flows* superpuestos aparecen separados por un tramo decimétrico de grauvacas verdosas con o sin cantos aislados flotando en ellas.

Entre los cantos están representadas todas la litologías conocidas en la unidad, incluyendo cantos de los conglomerados ordovícicos, así como otras litologías no representadas en la hoja, aunque si fuera de ella en la misma y en otras unidades. Resaltan en particular cantos de formaciones ordovícicas, silúricas y devónicas (inferior), que con frecuencia muestran evidencias de haber sufrido una deformación previa, sobre todo en los fragmentos de rocas pelíticas en los que se observan esquistosidad y locamente pliegues. Se trata, por tanto, de un depósito formado con posterioridad al desarrollo de la primera fase de deformación hercínica de esta región. Hacia el centro del afloramiento discordante, en un área limitada por dos fallas transversales, el espesor preservado es casi el doble del de las dos áreas marginales, e incluye un paquete de pizarras negras con intercalaciones de capas centí/decimétricas de grauvacas con granoselección (turbiditas). El contacto con los paraconglomerados basales es gradual, a través de una zona de alternancias. Estas facies turbidíticas, predominantemente pelíticas, y de color negro son muy similares a los tramos basales del Flysch de Terena en la unidad de igual nombre.

Este hecho, más la evidencia de ser un depósito sin a interorogénico, nos hace correlacionar ambas formaciones a pesar de no haber encontrado evidencias faunísticas definitivas hasta la fecha. En la región de Cabrela (Vendas Novas, Portugal), una formación semejante incluye fósiles del Devónico superior (Van den Boogaard, 1972) en tramos carbonatados cerca de la base, siendo discordantes sobre una serie plegada previamente de edad Devónico inferior-medio (Ribeiro, 1983).

Por otra parte, Van den Boogaard y Vázquez (1981) citaron conodontos Tournaisiense superior-Viseense inferior en carbonatos que recubren al Flysch de Terena al sur de Santa Olalla de Cala. Por estos motivos, se admite que el citado "flysch" y eventualmente esta formación conglomerática que aquí se correlaciona con el mismo, pueden ser de edad comprendida entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior.

2.2.- Unidad S^a de la Lapa

Es una unidad estructural muy característica, limitada por dos accidentes tectónicos principales: el cabalgamiento de Juromenha-Hinojales al norte, y la zona de falla (localmente "mélange" tectónico) de la S^a de Herrera-S^a de las Contindas, al sur (fig. 4). La estratigrafía interna de esta unidad contiene elementos comunes con las de las unidades de Terena y Cumbres-Hinojales, además de algunos otros exclusivos, que abarcan desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico inferior medio. No afloran en ningún caso materiales cámbricos, hecho que explicamos en relación con el despegue tectónico de esta unidad durante la primera fase hercínica de plegamiento a favor de un nivel de *décollement* ubicado dentro de la sucesión ordovícica.

Dicha fase de deformación generó pliegues tumbados de envergadura kilométrica, correspondiendo la mayor parte del área expuesta en esta hoja a afloramientos del flanco inverso de uno de dichos pliegues, replegado con posterioridad por pliegues vergentes al SW durante una segunda fase, y con longitud de onda hectométrica. La charnela y el flanco normal de dicho pliegue tumbado están expuestos espectacularmente en la vecina hoja de Oliva de la Frontera (Jorquera et al., 1990).

Los afloramientos de esta unidad en la Hoja de Encinasola se sitúan en la prolongación oriental del área de Barrancos, por lo que la estratigrafía clásica establecida por Delgado (1908) se corresponde en buena medida con la que aquí se recoge.

De más antiguo a más moderno, incluye:

2.2.1.- Formación "Barrancos".

Es ésta una formación muy característica constituída por filitas sericíticas (localmente cloríticas) muy finas y monótonas, con intercalaciones milimétricas de limolitas y areniscas muy finas. El espesor y tamaño de grano de los nivelillos detríticos aumentan de manera progresiva hacia el techo de la formación, que alcanza en esta unidad una potencia máxima de 300m. La estructura interna de los niveles limolíticos-arenosos viene caracterizada por laminación paralela y *ripples* de corriente, definiendo a veces estratificación lenticular. Frecuentemente están intensamente bioturbados, hecho que también aumenta en intensidad hacia el techo. Perdigao et al. (1982) citan los siguientes ichnogéneros: *Phyllodocites*, *Crossopodia*, *Palaechorda* (*Gordia*), *Nereites* y, como ichnogéneros verticales, *Arenicolites* y *Chondrites*?

Los colores de esta formación filítica varían de verdosos a rojizo-vinosos, predominando estos últimos en las partes estratigráficamente más altas.

Durante el presente trabajo no se han encontrado restos fósiles. No obstante, es conocida la edad Ordovícico inferior de la filitas de Barrancos, con base en los fósiles recogidos en ellas en diversas localidades, fuera de esta hoja, y épocas. Así, se han encontrado diversas especies de *Didymograptus* (Delgado, 1908; Perdigao, 1967; Gutiérrez Marco, 1982) y de *Acrítarcos* (Cunha y Vanguetaine, 1988; Mette, 1989) que caracterizan las series Tramadoc y Arenig del Ordovícico inferior. Probablemente se trate de niveles algo más jóvenes que los correspondientes a la formación "Pizarras con *Didymograptus*", descrita anteriormente en la unidad de Cumbres-Hinojales, aunque su posible coetaneidad no puede descartarse. En ambos casos se trata de depósitos de plataforma, con pocos aportes de detríticos groseros (*starved*).

Petrográficamente, corresponden a filitas muy ricas en sericita con cuarzo muy fino y circón y óxidos como componentes pesados minoritarios. Los niveles detríticos (limolítico-arenosos) presentan cuarzo, plagioclasa, moscovita detrítica, circón y opacos en escasa matriz sericítica. Localmente, las filitas son ricas en clorita y en algunos casos en cloritoide. Como puede observarse, toda la mineralogía es indicativa de un grado metamórfico epizonal.

2.2.2.- Formación "Colorada".

Los afloramientos de esta formación en la presente unidad de S^a de La Lapa, corresponden a la continuación suroriental de la localidad tipo en la que Delgado (1908) definió su formación "Grauvaques da Serra Colorada". Se trata de una sucesión metasedimentaria en la que predominan largamente los litotipos arenosos, y que alcanza en esta unidad tectónica su máximo espesor en torno a 200m. A diferencia de otras unidades estructurales, en ésta pueden distinguirse dos miembros diferentes:

- Miembro basal cuarcítico (Cuarcitas de S^a de La Lapa).

Caracteriza la parte inferior de la formación, variando lateralmente entre 20 y 40 m de potencia. Su contacto basal con la Formación de Barrancos es, cuando no muestra señales de despegue, transicional. Está constituido por bancos cuarcíticos bastante puros, tableados, (espesor variable entre unos centímetros y pocos decímetros), de colores blanquecinos a pardo-rosado, entre los que se intercalan finos niveles de filitas similares a las de la formación infrayacente. Dada su litología este miembro forma siempre resaltes topográficos y constituye un excelente nivel guía para la cartografía de esta unidad. Las estructuras sedimentarias que se observan con más frecuencia son las debidas a corrientes tractivas (laminación paralela, *ripples* de corriente, estratificación cruzada planar de bajo ángulo) y orgánicas, aunque estas no son en este miembro tan abundantes como en el miembro superior. Perdigao et al. (1982) reportan pistas de tipo *Cruziana*.

Petrográficamente, las cuarcitas se presentan como rocas granoblásticas, sin desarrollo de esquistosidad penetrativa, compuestas de cuarzo (>90%), ligeramente recrystalizado, y una fracción pesada, relativamente abundante, formada por turmalina, opacos, minerales titanados y circón, este último muy llamativo por su irregular distribución. La matriz, muy escasa, contiene sericita y óxidos de hierro.

- Miembro metagrauváquico.

Constituye la parte superior (mayoritaria) de la Formación Colorada en esta unidad, variando de espesor entre 120 y 200m. Su contacto con el miembro cuarcítico es gradual aunque rápido (en apenas un par de metros) y se compone, principalmente, de bancos centri-decimétricos arenosos, alternando con láminas/estratos mili-centimétricos de filitas similares a las de la Formación Barrancos. Localmente se observan paquetes de escasa potencia (1-2 m) de cuarcitas tableadas similares a las del miembro inferior, con escasa continuidad lateral (hectométrica).

La estructura sedimentaria más importante, generalmente la única visible es la producida por una intensísima bioturbación, predominando las pistas de tipo *Arenicolites* y *Skolithos* (Perdigao et al., 1982). De forma parcial, en bancos menos bioturbados, se reconocen estructuras tractivas de tipo laminación paralela y *ripples*, y en los paquetes cuarcíticos estructuras similares a las descritas en el miembro inferior. No se observa ninguna ciclicidad dentro de la formación, ni a pequeña ni a gran escala, notándose únicamente un enriquecimiento progresivo hacia el techo en la fracción lutítica, tanto en la matriz de las grauvas como en el espesor de las intercalaciones filíticas. Esta granoselección positiva del miembro en su conjunto, es también visible a la escala del estrato, en algunos bancos grauváquicos (marcada espectacularmente por la refracción de la esquistosidad) hecho que sugiere la presencia de procesos de decantación gravitatoria superpuestos a los de tracción (evidenciados por las otras estructuras sedimentarias) durante el depósito de estas rocas.

Petrográficamente, las filitas son similares a las de la Formación Barrancos, y las metaareniscas corresponden principalmente a metagrauvas y metaarcosas (con excepción de los paquetes cuarcíticos, idénticos a los del miembro inferior) de colores grisáceos y pardo-rojizos. Mineralógicamente se componen de clastos subangulosos a subredondeados de cuarzo, moscovita, fragmentos de roca (chert, pizarras, cuarcitas), plagioclasa, feldespato potásico y fracción pesada constituida por tumalina, circón y opacos, inmersos en una matriz sericítico-cloritoso-ferroguiosa, incipientemente recrystalizada.

Los efectos del metamorfismo regional, epizonal, se reducen a una débil recrystalización de los componentes minerales de la roca.

Hasta la fecha no se han encontrado restos fósiles en afloramientos de la Formación Colorada que permitan su datación. Una edad Ordovícico medio a superior viene siendo aceptada por la mayor parte de los autores (Perdigao et al., 1982; Jorquera et al., 1990; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990), con base en su posición estratigráfica sobre la Formación de Barrancos (Ordovícico inferior) y bajo la Formación de Ampelitas y Liditas del Silúrico. Sin embargo, la naturaleza del contacto con esta última formación es todavía problemática. En la unidad de la Sierra de La Lapa que nos ocupa, dicho contacto aparece siempre tectonizado, representando un nivel de despegue de segundo orden durante la deformación hercínica. Por otra parte, en otras unidades de la zona Ossa-Morena, numerosos autores han descrito el contacto basal del Silúrico como

- Miembro "facies común".

Se trata de una alternancia mili a centimétrica de pizarras oscuras (verdosas a negras) localmente ampelíticas, y limolitas y arenas finas en láminas/estratos muy delgados, que confiere a la roca el aspecto laminado que recoge su nombre. De vez en cuando, se observan paquetes arenosos lenticulares (espesor decimétrico a métrico y continuidad escasa: deca a hectométrica) y, más raramente, paquetes métricos de calizas arenosas bioclásticas, similares a las del Miembro Russianas.

Tanto las finas láminas limolítico-arenosas, como los tramos más potentes de areniscas presentan abundantes estructuras sedimentarias, entre las que destacan laminaciones paralelas y cruzadas; *ripples* de corriente, frecuentemente con la morfología externa preservada, sobre todo en capas finas formadas por un tren de *ripples* (estratificación ondulada) y en capas discontinuas formadas por trenes de *ripples* aislados (estratificación lenticular); y *ripples* apilados (*starved piled ripples*). Localmente, más frecuentemente en los paquetes arenosos más gruesos, se observan estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*.

De manera puntual, en un afloramiento situado en el cauce del río Múrtiga, al sur del puente de la carretera que une Encinasola con el puesto fronterizo, se ha reconocido la presencia de *dropstones*, de naturaleza cuarcítica y tamaño centimétrico, rompiendo la laminación típica de estas rocas.

Con estas características, el ambiente de depósito más probable debió corresponder a una zona de plataforma bastante externa, alejada de las áreas fuentes continentales de detríticos groseros, que llegaban de manera muy diluida por la acción de corrientes de reflujo generadas por tormentas. La presencia de *dropstones* tal vez sugiera la deriva esporádica sobre la cuenca de masas de hielo procedentes del casquete polar austral.

Petrográficamente, las areniscas y limolitas provienen de un área continental madura, como indica el predominio de cuarzo en su composición, acompañado en cantidades accesorias por moscovita, plagioclasa, turmalina, opacos y circón. Las pizarras deben su color oscuro a la presencia de grafito y son fundamentalmente sericíticas. Su rasgo más llamativo viene marcado por la presencia muy abundante de cloritoide, que se presenta en pequeños porfiroblastos rectangulares, post-cinemáticos, y con frecuencia maclados. El carácter de componente principal del cloritoide en las rocas de esta formación, sugiere una composición rica en Al_2O_3 , pobre en CaO y K_2O y elevada relación Fe/Mg, de los sedimentos originales. El grado metamórfico que las afecta es epizonal, dentro de la zona del cloritoide.

- Miembro Russianas.

Como se indicó anteriormente, representa una intercalación de litología deferente dentro de la Formación Xistos Raiados, con cuyo "Miembro Facies Común" presenta contactos transicionales.

Monograptus cf. contortus (PERNER)

Monograptus cf. tullbergi (BOUCEK)

Monograptus cf. marri (PERNER)

Monograptus ex gr. priodon (BRONN)

Retiolites sp.

Pristiograptus sp.

que caracterizan el Telychiense (Llandovery superior). Una edad similar (Llandovery medio-superior) indican las numerosas especies de graptolitos recogidos en la continuación portuguesa de esta unidad (Perdigao et al., 1982). Así pues en esta formación aparece representado con certeza el Silúrico inferior, si bien no es posible por el momento precisar sus límites cronológicos exactos a la vista de la naturaleza tectonizada de sus contactos.

2.2.4.- Formación “Xistos Raiados”.

Tomamos esta denominación de la obra original de Delgado (1908), posteriormente formalizada por Perdigao et al. (1982) en la Memoria de la Hoja 1:50.000 de Barrancos. En otros trabajos se les ha asignado la denominación de “Esquistos Oscuros con Cloritoide” (Apalategui et al., 1984a,b).

Se trata de una formación, principalmente terrígena, muy característica, que únicamente aflora en esta unidad de la Sierra de La Lapa, en el conjunto de la zona Ossa-Morena. En la Hoja de Encinasola está muy bien expuesta a lo largo del valle del río Múrtiga y en los valles de algunos de sus afluentes. Se dispone, a través de un contacto despegado, subconcordantemente sobre la “Formación de Ampelitas y Liditas Negras” que se acaba de describir, siendo la unidad litoestratigráfica más joven que aflora en la unidad en la presente Hoja. Aunque es difícil de estimar por la complejidad tectónica que la afecta, un espesor mínimo de unos 250 metros parece estar reservado con certeza.

Desde el punto de vista litológico, los niveles más bajos y más altos expuestos en la hoja presentan características semejantes, correspondientes a sucesiones eminentemente terrígenas finas. En la parte baja de la serie, unos 25 m sobre la base actualmente expuesta, existe un paquete en el que abundan también materiales areniscosos y carbonatados muy fosilíferos, que muestra muchas similitudes litológicas con lo que en el área de Barrancos se ha dado en denominar Formación “Monte das Russianas” (Perdigao et al., 1982), si bien dichos autores estiman que esa formación a la que asignan edad Devónico inferior, se superpone a la Formación Xistos Raiados, que consideran de edad Silúrico medio-superior. En el área que nos ocupa, el tramo arenoso-carbonatado fosilífero representa una intercalación sedimentaria dentro de la Formación Xistos Raiados, situada cerca de la base actualmente expuesta de la misma. Por esta razón se considera a dicho tramo como un miembro diferenciado, pero dentro de la formación que se describe. A igual conclusión llegaron Jorquera et al. (1990) al elaborar el mapa geológico de la vecina Hoja de Oliva de la Frontera.

- Miembro "facies común".

Se trata de una alternancia mili a centimétrica de pizarras oscuras (verdosas a negras) localmente ampelíticas, y limolitas y arenas finas en láminas/estratos muy delgados, que confiere a la roca el aspecto laminado que recoge su nombre. De vez en cuando, se observan paquetes arenosos lenticulares (espesor decimétrico a métrico y continuidad escasa: deca a hectométrica) y, más raramente, paquetes métricos de calizas arenosas bioclásticas, similares a las del Miembro Russianas.

Tanto las finas láminas limolítico-arenosas, como los tramos más potentes de areniscas presentan abundantes estructuras sedimentarias, entre las que destacan laminaciones paralelas y cruzadas; *ripples* de corriente, frecuentemente con la morfología externa preservada, sobre todo en capas finas formadas por un tren de *ripples* (estratificación ondulada) y en capas discontinuas formadas por trenes de *ripples* aislados (estratificación lenticular); y *ripples* apilados (*starved piled ripples*). Localmente, más frecuentemente en los paquetes arenosos más gruesos, se observan estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*.

De manera puntual, en un afloramiento situado en el cauce del río Múrtiga, al sur del puente de la carretera que une Encinasola con el puesto fronterizo, se ha reconocido la presencia de *dropstones*, de naturaleza cuarcítica y tamaño centimétrico, rompiendo la laminación típica de estas rocas.

Con estas características, el ambiente de depósito más probable debió corresponder a una zona de plataforma bastante externa, alejada de las áreas fuentes continentales de detríticos groseros, que llegaban de manera muy diluida por la acción de corrientes de reflujo generadas por tormentas. La presencia de *dropstones* tal vez sugiera la deriva esporádica sobre la cuenca de masas de hielo procedentes del casquete polar austral.

Petrográficamente, las areniscas y limolitas provienen de un área continental madura, como indica el predominio de cuarzo en su composición, acompañado en cantidades accesorias por moscovita, plagioclasa, turmalina, opacos y circón. Las pizarras deben su color oscuro a la presencia de grafito y son fundamentalmente sericíticas. Su rasgo más llamativo viene marcado por la presencia muy abundante de cloritoide, que se presenta en pequeños porfiroblastos rectangulares, post-cinemáticos, y con frecuencia maclados. El carácter de componente principal del cloritoide en las rocas de esta formación, sugiere una composición rica en Al_2O_3 , pobre en CaO y K_2O y elevada relación Fe/Mg , de los sedimentos originales. El grado metamórfico que las afecta es epizonal, dentro de la zona del cloritoide.

- Miembro Russianas.

Como se indicó anteriormente, representa una intercalación de litología deferente dentro de la Formación Xistos Raiados, con cuyo "Miembro Facies Común" presenta contactos transicionales.

De hecho, la diferencia principal estriba en la asociación litológica, mucho más rica en detríticos y carbonatos, que en las litologías individualmente consideradas. Todas las litologías descritas en el miembro común están presentes en este miembro Russianas, en el que únicamente existen además unas rocas pizarrosas de composición margosa (calcoesquistos), que no se observan en el miembro común. El espesor de este miembro oscila entre 35-50 m y, como ya se ha indicado, se sitúa hacia la parte baja de la formación, en su afloramiento actual (base despegada).

La asociación litológica de este miembro se caracteriza por alternancias decimétricas de metaareniscas, calizas bioclásticas, calcoesquistos y pizarras laminadas con cloritoide como las del miembro común. No se observa ciclicidad aparente en la sucesión, cuyas rocas presentan abundantes estructuras sedimentarias, en particular estratificación cruzada de tipo *hummocky*, y laminaciones de *ripples* y paralelas, tanto en los litotipos detríticos como en los carbonatados. Estos últimos, muy ricos en fragmentos de fósiles, presentan, más evidentemente que las areniscas, granoselección positiva, con bases de tamaño rudita y techo de tamaño arena fina.

La similitud de facies litológicas y estructuras sedimentarias que presentan estas rocas con respecto a las del miembro común, junto con la naturaleza transicional de sus contactos, indican la formación de ambos miembros dentro de la misma cuenca, representando este Miembro Russianas el resultado de un evento regresivo menor o alternativamente un incremento en la intensidad de la actividad de tormentas, que facilitó la llegada de una mayor cantidad de detritos al área de depósito a la que, con anterioridad y posterioridad, solo llegaron de manera diluida.

Petrográficamente, las areniscas de este miembro provenían también de una área fuerte continental madura (cuarcitas impuras). Por su parte, las calcarenitas bioclásticas están compuestas por intraclastos, fósiles y clastos de cuarzo, de tamaños variables (rudita a arena fina) envueltos por cemento micrítico. Como accesorios se encuentran moscovita, biotita, clorita y óxidos de hierro. En algunas zonas el contenido fosilífero es importante, estando representado por placas de equinodermos y fragmentos de bivalvos, corales y algas. El carácter bioclástico de estas rocas, junto con las estructuras sedimentarias que presentan (granoselección y *hummocky cross-stratification* en particular), sugieren que representen capas de tormentas, al igual que los paquetes areniscosos, pero en este caso procedentes de la destrucción por las tormentas y transporte y sedimentación de los detritos por corrientes de reflujo ligadas a ella, de plataformas carbonatadas que debían existir en posiciones más internas de la plataforma.

Por desgracia, ninguna de las muestras de fósiles recogidas en este trabajo ha podido ser clasificada, a causa de los procesos de deformación y disolución que las afectan. Por otra parte, no hemos encontrado restos fósiles en rocas del Miembro Facies Común de la Formación Xistos Raiados, ni encima ni debajo del Miembro Russianas. En el lado portugués del afloramiento, Perdigo et al. (1982) citan la presencia de numerosas especies de graptolitos silúricos (Ludlow-Wenlock) en lo que dichos autores consideran Formación Xistos Raiados, notando la ausencia de géneros del Pridoli entre las muestras que estudian. También refieren la presencia de fósiles (trilobites, braquiopodos, bivalvos, corales y briozoos) del Devónico inferior (Siegeniense-Emsiense) en rocas de lo que ellos denominan "Miembro de Xistos e Psamitos de la Formación Russianas", y que en nuestra opinión debe corresponder a la parte alta de la Formación Xistos Raiados que

acabamos de describir. Al “Membro dos Xistos e Calcários”, equivalente a nuestro Miembro Russianas, asignan edad Gedinense, al no poder clasificar los fósiles que contiene por los mismos problemas de conservación que nosotros hemos encontrado. Con estos datos, la interpretación que parece como más probable, es considerar que en la Formación Xistos Raiados en su conjunto están representados los materiales depositados en una posición externa de la plataforma, durante el intervalo que va desde el Ludlow hasta el Emsiense, principalmente por mecanismos ligados a la actividad de tormentas. Dichas condiciones habrían persistido con carácter estable durante todo ese periodo, siendo el único cambio reseñable el marcado por una proximalización relativa del medio (Miembro Russianas), tal vez ligada a un evento regresivo de orden menor, y precisamente ubicado en el intervalo Pridoli-Gedinense.

2.3.- Unidad de Terena

Ocupa la parte centro-meridional de la hoja de Encinasola (fig.4) y muestra una estructura alargada en dirección NW-SE, como el resto de unidades de esta región. Toma su nombre de la localidad alentejana de Terena, en la que aflora un sucesión turbidítica (Flysch de Terena; Schermerhorn, 1971) que ocupa la mitad septentrional del afloramiento de esta unidad en la hoja. Sus límites son, al igual que en el caso de las otras unidades, de naturaleza tectónica (zona de fractura, localmente “mélange” tectónico, de la Sª de Herrera- Sª de las Contindas al norte, y zona de fractura/banda milonítica del Cerro La Majadita al sur).

La estructura interna de esta unidad es aparentemente mucho más simple que la de las limitrofes, y viene caracterizada por la presencia de un par anticlinal/sinclinal, de segunda fase y amplitud kilométrica, vergentes al sur, cuyos flancos inversos respectivos aparecen laminados por los accidentes marginales de la unidad. En definitiva, están preservadas las charnelas de ambos pliegues y sobre todo el flanco normal que las une, por lo que la cartografía de esta unidad es aparentemente la de un monoclin en buena parte de su área de afloramiento. Esta simplicidad es solo aparente pues al menos las rocas ordovícicas y silúricas presentan una deformación interna y grado metamórfico superiores a las que muestran en la Unidad Sierra de La Lapa que se acaba de describir. De más antiguo a más moderno, afloran:

2.3.1.- Formación “Barrancos”.

Presenta características semejantes a las de esta formación en la unidad Sierra de Las Lapa previamente descrita; aunque con carácter general, la deformación interna (tectónica) es aquí mucho más intensa y el grado metamórfico algo mayor (zona de la biotita localmente), resultando muy difícil reconocer rasgos sedimentarios primarios.

No nos atrevemos a hacer una estimación, ni siquiera aproximada, de su potencia, debido a la complejísima estructura interna, polifásica, que presenta; especialmente, por la presencia frecuente de bandas miloníticas paralelas a S, que nos hace pensar en una importante imbricación tectónica dentro de estos materiales durante dicha fase. Por otra parte, el hecho de que no afloren materiales más antiguos que la Formación Barrancos, dentro de la Unidad de Terena en toda su extensión, sugiere la existencia de un nivel de despegue de primer orden ubicado dentro de la misma, al que

posiblemente estén ligadas las zonas miloníticas antes referidas.

Petrográficamente, las rocas de ésta unidad son similares a las descritas anteriormente, aunque con un grado metamórfico algo mayor; las filitas sericitico-cloríticas en parte de los afloramientos corresponden aquí a esquistos moscovíticos con biotita local, intercalándose en ellos niveles milimétricos de arenas finas y limolitas.

2.3.2.- Formación “Colorada”.

Esta formación detrítica presenta en esta unidad de Terena litologías similares a las que muestra en la unidad Sierra de la Lapa, pero con un espesor total mucho más reducido, en torno a 40m. No pueden diferenciarse aquí los dos miembros distinguidos en aquella, si bien existen también algunos bancos métricos de cuarcitas bastante puras, semejantes a los del Miembro Cuarcítico. Su contacto basal con la Formación de Barrancos es igualmente transicional, mientras que su contacto superior, con la Formación de Ampelitas y Liditas Negras, es siempre muy neto y generalmente con signos de despegue tectónico.

También aquí la estructura más visible en las metagrauvas es la producida por una intensísima bioturbación.

Así pues, el rasgo diferencial más importante de la Formación Colorada en la Unidad de Terena reside en su espesor reducido. Este hecho puede ser el resultado bien de un proceso de erosión anterior al depósito de las formaciones silúricas, lo que apoyaría el carácter discordante de las mismas discutido con anterioridad, bien de una ubicación más externa y alejada de las áreas fuente de detritos, de esta unidad dentro de la cuenca (plataforma) sedimentaria. Evidentemente, estos dos procesos no son mutuamente excluyentes y pueden haberse superpuesto, pero por el momento no podemos precisar su importancia relativa.

2.3.3.- Formación “Ampelitas y Liditas Negras”.

Aflora esta formación a lo largo de una banda estrecha ubicada en el flanco normal (sur) del sinclinatorio de segunda fase de Terena, entre la Formación Colorada infrayacente, y un tramo de pizarras negras y grauvas que constituye la base del denominado Flysch de Terena que se le superpone. La naturaleza de este último contacto es claramente discordante desapareciendo lateralmente la banda de Ampelitas y Liditas Negras, y localmente la Formación Colorada también. Además, el Flysch de Terena aparece deformado únicamente por estructuras de segunda fase, mientras que una estructuración bifásica es evidente en las formaciones ordovícicas y silúricas.

Las facies de esta serie en la unidad de Terena son idénticas a las que presentan en la unidad Sierra de La Lapa, si bien la proporción de tramos de liditas es menor que esta última, predominando los materiales ampelíticos muy negros (blanquecinos por alteración). La deformación interna es muy intensa, con abundantes niveles de despegue. El espesor varía entre 0 y 35-40 m pero en este caso, de acuerdo con los datos paleontológicos de Delgado (1908) no sólo está representado el Silúrico inferior, sino también el medio-superior. Por nuestra parte, ninguna de las muestras de fósiles

recogidas ha podido ser clasificada, dada su mala conservación.

El hecho de que el Silúrico completo aparezca representado en la sucesión condensada de Ampelitas y Liditas Negras, introduce un cambio estratigráfico/paleogeográfico notable de esta unidad, respecto a la más septentrional, en la que el Silúrico medio y superior estaba representado por la Formación Xistos Raiados, que no existe aquí. Este hecho implica que la unidad de Terena mantuvo condiciones de sedimentación hemipelágica anóxica durante todo el Silúrico, alejadas o protegidas de la llegada de sedimentos detríticos desde las áreas fuentes continentales y, junto con el espesor también reducido de la Formación Colorada, sugiere una posición más externa de su área de depósito, respecto a la de la unidad Sierra de La Lapa, independientemente de que exista laguna/erosión o no, entre ambas formaciones.

2.3.4.- “Flysch de Terena”

Schermerhorn (1971) asignó esta denominación a una sucesión turbidítica que aflora en el núcleo del sinclinatorio de igual nombre y que se extiende de forma continua durante casi 200km a ambos lados de la frontera hispano-portuguesa en la banda meridional de la zona Ossa-Morena. Esta definición original ha sido ampliada posteriormente, por la incorporación de series con características similares que afloran en otras unidades tectónicas, y están físicamente desconectadas del afloramiento principal. En nuestro caso, la Formación “Conglomerados, Grauvacas y Pizarras Negras” que se ha descrito al tratar de la unidad de Cumbres-Hinojales, pensamos que se trata de un equivalente marginal de este conjunto, depositado en la proximidades de uno de los bordes originales de la cuenca, el borde septentrional en concreto.

Con carácter general, el Flysch de Terena corresponde aun depósito sin-orogénico, formado sobre un sustrato ya afectado por la primera fase de deformación hercínica y que, a su vez, únicamente está afectado por la segunda fase, con carácter penetrativo, y etapas subsiguientes, ya localizadas.

En la unidad de Terena que nos ocupa, el afloramiento de este conjunto sin-orogénico corresponde al afloramiento principal del mismo, ocupando el núcleo del sinclinal de igual nombre. El contacto septentrional coincide con la zona de falla Sª de Herrera-Sª de las Contiendas que separa esta unidad de la de la Sª de La Lapa, en la que no existen afloramientos del flysch dentro de la hoja, aunque sí más al NW en la vecina hoja de Oliva de la Frontera. El contacto meridional es de tipo estratigráfico y, como se ha adelantado, discordante sobre la Formación de Ampelitas y Liditas Negras, la Formación Colorada e incluso la Formación Barrancos, previamente deformadas.

Dentro de la hoja se han distinguido dos formaciones diferentes en el “flysch”, que de más antigua a más moderna son:

2.3.4.1.- Formación de Pizarras Negras y Grauvacas.

Constituye la sucesión basal del Flysch de Terena, estando únicamente expuesta en la parte

meridional del afloramiento. Muestra un adelgazamiento progresivo en sentido SE-NW, variando entre los 200m que presentan en el borde SE de la hoja hasta menos de 50 m junto a la frontera hispano-lusa.

La base de la formación consiste, de forma discontinua, en unos pocos metros de conglomerados, tanto granosoportados como soportados por matriz arenoso-lutítica, en los que localmente se observan incisiones de canales. Los clastos, milimétricos a centimétricos, son mayoritariamente de cuarzo y cuarcita, banales, si bien no son raros los cantos de liditas silúricas y de filitas (ordovícicas?), previamente deformados.

El resto de la sucesión es muy monótona y consiste en pizarras negras (mayoritarias) entre las que se intercalan bancos centi-decimétricos de grauvasas gris-verdosas, oscuras, rojizas por alteración, con características de turbiditas diluidas (secuencias de tipo T_{bc} y T_{cd} predominantes). Localmente, existen paquetes métricos, discontinuos, de grauvasas más groseras y bases microconglomeráticas, compuestos generalmente de secuencias de Bouma de tipos T_a y T_{ab} amalgamadas, en los que esporádicamente se observan restos macerados de plantas inclasificables y abundantes cantos blandos.

No se detecta ninguna ciclicidad apreciable dentro de esta formación basal del Flysch de Terena, en la que únicamente se percibe una débil evolución vertical hacia términos menos diluidos (menor potencia de los bancos pizarrosos en relación a los arenosos, que por su parte no varían significativamente).

Con estas características, esta formación debe corresponder a un depósito distal dentro del sistema turbidítico (*basin plain*), representando los bancos amalgamados más groseros canales efímeros a través del mismo.

Petrográficamente, las pizarras son muy finas y consisten en minerales arcillosos y materia orgánica abundante, y las grauvasas, con matriz arcillosa, incluyen granos de cuarzo, plagioclasa, fragmentos de roca, moscovita, opacos, turmalina y circón. Tanto las pizarras como la matriz arcillosa de las grauvasas apenas presentan signos de recristalización metamórfica, siendo la esquistosidad que las afecta de tipo presión-disolución.

Además de ser un tramo fácilmente identificable en cartografía, la razón fundamental para diferenciar esta formación del resto, también turbidítico, del Flysch de Terena, reside principalmente en la existencia de los niveles pelíticos muy arcillosos, que tal vez representen sedimentación hemipelágica, que no vuelven a encontrarse, al menos en cantidad significativa, en el resto de la unidad turbidítica.

2.3.4.2.- Formación "Terena".

Asignamos esta denominación al conjunto espeso (más de 1000m) de rocas turbidíticas variadas que se superponen a la formación anteriormente descrita y ocupa la mayor parte del afloramiento del Flysch de Terena en la hoja. Su contacto basal es muy neto, y se localiza en la base de un paquete

decamétrico de grauvacas groseras, que forma un resalte fácil de seguir en cartografía. Sobre este tramo se disponen en sucesión diversas facies turbidíticas, cuya secuencia de conjunto no ha podido establecerse en este trabajo, ante la complejidad estructural existente, que requeriría de estudios mucho más detallados que la escala 1:50.000. Además, su afloramiento coincide con una de las escasas zonas en que existe actividad agrícola en la Hoja, dificultando aún más el objetivo. Con todo, se han realizado columnas parciales en afloramientos continuos o casi continuos, de una decenas de metros de espesor, que han permitido poner de manifiesto la existencia de diversas asociaciones de facies turbidíticas, si bien su correlación y secuencialidad es imposible de establecer con la información disponible.

Existen tanto asociaciones proximales como distales, en el sentido clásico de los términos, si bien son términos relativos que habría que concretar en el contexto de esta cuenca, y que aquí se usan con un sentido meramente descriptivo. Distinguimos tres tipos principales de asociaciones:

- *Asociación de facies turbidíticas groseras.*

Incluye tramos en los que predominan grauvacas groseras y localmente conglomerados. Estas rocas aparecen en paquetes métricos, con frecuencia amalgamados, separados entre sí por tramos igualmente métricos de turbiditas finas. El paquete basal antes aludido sería representativo de este tipo. Esta asociación de facies llega a alcanzar potencias acumuladas de hasta 70 metros, y aunque aflora en diversas localidades, se desconoce cuantas veces pueda repetirse a lo largo de la sucesión.

Grauvacas y conglomerados de esta asociación presentan siempre una granoselección positiva muy marcada. En los bancos amalgamados este hecho viene resaltado por la presencia frecuente de *lags* de cantos que delinear cicatrices internas irregulares (erosivas). Las secuencias de Bouma presentes son de los tipos T_a (predominante) y T_{ab} . También aquí es posible encontrar con frecuencia restos macerados de plantas.

El espectro litológico de los cantos de los conglomerados, por lo general bien redondeados, es semejante al descrito en los conglomerados basales del flysch, añadiendo la presencia esporádica de cantos de rocas volcánicas ácidas y calizas, a veces con restos de fósiles (fragmentos de crinoides y corales indeterminables; Perdigao et al., 1982).

Conviene resaltar que bancos masivos o amalgamados, de potencia métrica y corrida escasa, con iguales características a los aquí descritos, existen intercalados entre las otras asociaciones turbidíticas. Se individualizan aquí como asociación, por el hecho de aparecer superpuestos en la vertical un buen número de ellos constituyendo la litología dominante que la caracteriza. Igualmente ocurre con cada una de las facies individualmente consideradas que se describen a continuación.

Los tramos de turbiditas finas que separan a los bancos groseros no superan por lo general 1-2 metros de espesor. Están formadas por capas con granoselección de grauvacas de grano fino, de espesores centimétricos, raramente decimétricos, que muestran secuencias de Bouma de los tipos T_{cd} - T_d . La pelita entre capas es muy diferente de las pizarras negras de la formación basal; se trata

de un pizarra limolítica verdosa en la que destacan pajuelas de mica blanca, y debe corresponder a la división más diluida (e) de las corrientes turbidíticas.

Esta asociación de facies muestra la relatividad del uso de los términos proximal y distal aplicados a las facies, pues en sentido clásico contiene ambos tipos. Mucho más esclarecedor es tratar de los procesos responsables de dichos tipos faciales, que en nuestro caso parecen corresponder respectivamente a rellenos de canales y capas de desbordamiento de los mismos. Estos procesos nos sugieren la ubicación de esta asociación de facies en una parte de la cuenca en la que predominaban los procesos de transporte (*by-pass*) de las corrientes turbidíticas, con eventual desbordamiento de las mismas. El relleno de los canales tendría lugar en retroceso al disminuir la velocidad de la corriente de turbidez. La existencia de capas amalgamadas frecuentes, junto con la superposición en vertical de varios de estos canales que caracteriza esta asociación de facies, indican una persistencia temporal de canales en una misma ubicación, que tal vez estuviese controlada por algún accidente tectónico sin-sedimentario.

No se observa ninguna ciclicidad en las secuencias de esta asociación, aparte del relleno granodecreciente a escala de cada banco. La alternancia de los dos tipos de facies debe corresponder a un cierto grado de migración lateral de los canales, dentro de su general persistencia temporal en la vertical.

- *Asociación de facies turbidíticas con secuencia de Bouma completa.*

Es esta probablemente la asociación de facies peor expuesta dentro del ámbito de la hoja de Encinasola. Solo aparece bien representada en dos sectores, ambos del flanco meridional del sinclinal de Terena, cuya continuidad lateral no ha podido ser establecida. En ambos casos, aparece una sucesión de unos 50 metros de potencia, en la que predominan capas turbidíticas de espesores decimétricos y con secuencias de Bouma generalmente completas, aunque las divisiones extremas (a y d) pueden llegar a faltar. Está muy bien representada en todos los casos la división "c", es decir, el tramo de *ripples*, con frecuencia con fuerte deformación hidroplástica (estructura *convolute*). No es raro observar estructuras de *climbing ripples*, así como capas *slumpizadas*. La división "e", pelítica, es por lo general menos potente que la parte arenosa de las capas, en cuya base pueden verse numerosas marcas de corriente y de deformación por carga.

También es típico de esta asociación la presencia de estructuras de bioturbación entre las que Perdigo et al. (1982) identificaron: *Planolites*, *Helminthopsis*, *Gyrochorte?*, *Protopaleodictyon* y trazas inclasificables de pistas meandriformes.

En esta asociación sí se observa ciclicidad mesoscópica, definida por secuencias métricas, tanto positivas (grano y estrato-decrecientes) como negativas, cuyo significado en términos de procesos sedimentarios debe estar en relación con la progradación y retrogradación del sistema de depósito, más probablemente ligado a la evolución tectónica de los márgenes de la cuenca, que a cambios puramente eustáticos.

Nuestra interpretación del ambiente de depósito de esta asociación, favorece que se trate de

una parte de la cuenca en la que predominaban los procesos de sedimentación frente a los de erosión y transporte.

- *Asociación de facies turbidíticas finas.*

Representa con mucho la asociación de facies más ampliamente representada en el conjunto de la Formación de Terena, constituyendo el armazón en el que la otras asociaciones se intercalan. Característicamente las rocas que ocupan el núcleo del sinclinal de Terena pertenecen a esta asociación.

De modo general se caracteriza por un predominio del elemento pelítico frente al arenoso, que suele formar capas de espesores centimétricos, raramente decimétricos, y tamaño de grano de arena fina a limo grosero. Representan depósitos producidos por corrientes turbidíticas diluidas como sugieren las estructuras sedimentarias que contienen. Estas son tanto de decantación (granoselección, espectacularmente evidenciada por la refracción de la esquistosidad), como de tracción (laminación y *ripples*).

Así pues, el tipo de facies, con predominio de secuencias de Bouma T_{cd} - T_d , es similar al de la Formación Basal de Pizarras Negras. Sin embargo, la división pelítica no es en esta asociación tan arcillosa, ni tan rica en materia orgánica como en aquella, predominando limolitas finas con pajuelas de moscovita detritica. Interpretamos este hecho como el producto de las partes más diluidas de las corrientes turbidíticas (división "e" de Bouma), con nula o escasa representación de sedimentación hemipelágica.

El ambiente de depósito más probable de esta asociación de facies estaría ubicado en porciones distales de las áreas con predominio de sedimentación, en las que las corrientes deceleradas ya habrían descargado buena parte de su carga en suspensión, en los dominios en que se formaron las otras dos asociaciones de facies.

De manera esquemática, las tres asociaciones de facies descritas representarían en términos paleoambientales, respectivamente en el orden que se ha seguido, depósitos de canales/cañones de aporte, lóbulos deposicionales y *basin plain*.

No se ha realizado un estudio sistemático de paleocorrientes ante la imposibilidad de correlacionarlas con una cartografía detallada de las facies. Entre las medidas realizadas, que muestran notable dispersión, predominan sin embargo aquellas subparalelas al alargamiento actual del afloramiento y que, en nuestra opinión, no debe ser muy diferente al alargamiento original de la cuenca. El predominio de un drenaje longitudinal sugiere que el área expuesta en el sinclinal de Terena corresponde a un aparte central de la cuenca alejada de sus márgenes, interpretación también apoyada por el predominio de facies diluidas.

En el área que nos ocupa, no se han observado estructuras oscilatorias que indiquen retrabajamiento por oleaje de las capas turbidíticas, por lo que el fondo de la cuenca debió

permanecer por debajo del nivel de base del mismo durante toda su evolución preservada. En afloramientos más orientales, sin embargo, Santisteban et al. (1990) describen dichas estructuras, afectando a una secuencia, en general aún más diluida que la de nuestra zona. En el supuesto de que las series turbidíticas de ambas zonas fuesen de la misma edad, este hecho implicaría una profundización de la cuenca hacia el oeste, compatible con la ubicación de los márgenes activos de la misma en dicha dirección, que coincide con la del margen continental ibérico sometido durante esa época a intensa deformación tectónica (Quesada et al., 1990; Quesada, 1990). Asimetría de la cuenca y sedimentación turbidítica sin-orogénica son caracteres típicos de cuencas de antepaís, en este caso ligados a la evolución tectónica del margen continental ibérico durante la convergencia hercínica.

Petrográficamente, las rocas de las diferentes asociaciones de facies son muy similares. Interesa resaltar, en cuanto a la proveniencia de los detríticos, la presencia de fragmentos de roca, previamente deformados y metamorfizados, algunos de ellos fácilmente correlacionables con formaciones ordovícicas, silúricas y devónicas (inferior) infrayacentes. Este rasgo confirma el carácter sin-orogénico de estos depósitos. En cuanto al grado metamórfico, apenas hay neoformaciones de minerales, lo que implica que el metamorfismo epizonal que afecta a las series infrayacentes tuvo lugar con anterioridad al depósito del *Flysch* de Terena.

La edad del *Flysch* de Terena es un elemento fundamental que aún no se conoce con precisión. Dentro de las series turbidíticas no se han encontrado hasta la fecha fósiles significativos en términos de edad. En su afloramiento principal del sinclinal de Terena no existe más limitación temporal que la que proporciona su contacto discordante sobre rocas de la Formación Xistos Raiados (fuera de nuestra hoja), por lo tanto posterior al Devónico inferior. Más luz proporcionan las series aflorantes en otras unidades tectónicas, aunque queda siempre la incertidumbre que introduce la correlación. Por lo que respecta a la base del *flysch*, está datada con relativa precisión en dos sectores bastante alejados entre sí; uno, en el extremo suroccidental de la zona Ossa-Morena, en la región de Vendas Novas, donde Van den Boogaard (en Ribeiro, 1983) clasificó conodontos del Frasnense en lentejones carbonatados que aparecen inmediatamente bajo las turbiditas; y otro, en el sinclinal del Cerrón del Hornillo (provincia de Sevilla) en el que Robardet et al. (1986) recogieron restos de plantas y conodontos del Tournaisense medio, unos 100 m por encima de la base de la serie discordante, que en este caso se apoya sobre sucesiones famenienses. Estos datos indican, si la correlación con el *Flysch* de Terena es correcta, que la formación, evolución y relleno de la cuenca fueron terriblemente diacrónicos, migrando de oeste a este y, en cualquier caso, demuestran sin ningún género de dudas que la deformación asociada migró diacrónicamente en esa dirección.

Respecto a la edad del techo del *flysch* únicamente existen datos de una localidad, situada al sur de Santa Olalla de Cala, en la que Van den Boogaard y Vázquez (1981) encontraron conodontos del Tournaisense superior-Viseense inferior en carbonatos que se superponen concordantemente a las turbiditas de Terena. Presumiblemente, también el techo de la serie debió ser fuertemente diacrónico, pero este es un hecho que con los datos disponibles no se puede confirmar.

En definitiva, favorecemos la idea de que el *Flysch* de Terena representa el relleno turbidítico de

una cuenca sin-orogénica de antepaís, controlada en su génesis y evolución posterior por la deformación coetánea que, iniciándose en el margen continental ibérico en el Devónico superior, fue propagándose hacia posiciones cada vez más externas del antepaís en sentido de S y W a E y N.

2.4.- Unidad de El Cubito.

Aplicamos este nombre a la unidad eminentemente constituida por esquistos y filitas lustrosas, que forma los afloramientos más meridionales de la hoja de Encinasola. La denominación deriva de la "Serie de El Cubito" que Bard (1969) introdujo en su tesis doctoral y que para dicho autor englobaba a todas las rocas que aparecían por debajo de la Formación silúrica de Ampelitas y Liditas Negras, al sur del sinclinal de Terena. Con posterioridad, Apalategui et al. (1983) restringieron su uso a las rocas que aquí se describen, notando el carácter singular de las mismas en relación al resto de rocas paleozoicas que afloran en la parte meridional de Ossa-Morena. Desde entonces, se ha hecho evidente que los contactos de esta unidad con las adyacentes son siempre de naturaleza tectónica lo que a venido a singularizar aún más su significado. Además las rocas de esta unidad muestran evidencias de tres fases penetrativas de deformación, hecho que también las distingue de las de las otras unidades descritas, solo afectadas por dos fases penetrativas.

En estas condiciones, resulta evidente que el estudio estratigráfico de la unidad de El Cubito es tarea ardua, sobre todo si se añade la monotonía de sus facies y el grado metamórfico epizonal que siempre presenta. En su afloramiento dentro de nuestra hoja solamente están expuestas dos litologías: esquistos y metabasitas. Los primeros constituyen la inmensa mayoría del afloramiento y corresponden a esquistos y filitas moscovítico-cloríticos derivados de protolitos lutíticos muy finos , entre los que se intercalan con carácter minoritario, láminas milimétricas de metalimolitas. El aspecto más llamativo de estas rocas en el campo es sin duda la presencia en profusión de lenticulas y "boudines" de cuarzo de exudación metamórfica, intensamente replegados.

Las metabasitas, por su parte, son escasas en la hoja, aflorando en mayor proporción tanto hacia el NW, en Portugal, donde se conoce a esta unidad como "Xistos de Moura", como hacia el SE, donde Bard (1969) las denominó "Vulcanitas de la Ribera de Huelva". Las bandas (métricas - decamétricas) que afloran en el SW de la hoja corresponden a la terminación en "cola de caballo" de una banda mucho más potente , que se extiende hacia el NW en territorio portugués y pasa por la inmediaciones de la población alentejana de Santo Aleixo. Nuestras metabasitas parecen corresponder en su mayor parte a antiguos diques o *sills* de composición basáltica, aunque no se puede descartar la presencia de alguna colada entre ellos. Han sufrido la misma deformación y metamorfismo que las esquistos encajantes (son por tanto pre-orogénicos) con intensidad tal que solo de manera local se reconocen relictos de las texturas ígneas originales (subofíticas). La mineralogía, incluso en estos casos está retrogradada íntegramente a una paragénesis de bajo grado (epidota, clorita, actinolita, albita, opacos, carbonatos).

En otros sectores diversos autores han descrrrito la presencia de rocas piroclásticas y coladas almohadilladas (Bard, 1969; Apalategui et al., 1990) entre estas rocas.

Hasta la fecha no se han encontrado fósiles en los esquistos de El Cubito, cuya edad sigue siendo por tanto desconocida. Recientemente Piçarra (en prensa) ha encontrado graptolitos silúricos en niveles de ampelitas y liditas negras, similares a los descritos en las unidades septentrionales de la hoja, intercalados en los Xistos de Moura (El Cubito). Sin embargo, las relaciones de contacto de esa intercalación no son claras (Araujo y Ribeiro, com. pers., 1992). De confirmarse, apoyaría el sentir generalizado entre los geólogos portugueses de una edad silúrica de esta unidad. Este hecho, nos lleva también a considerar otra idea, no tan generalizada, de Apalategui et al. (1983, 1984, 1990) según la cual, la unidad de El Cubito no sería una secuencia litoestratigráfica determinada, sino que representaría una zona de deformación concentrada, posiblemente a la base de un manto de gran envergadura, y en la que esporádicamente aparecen bloques menos deformados en los que puede reconocerse la litología original. Se trataría en definitiva de un "mélange" de tipo tectónico. Sin descartar que fenómenos de este tipo puedan darse en posiciones localizadas (marginales) de la unidad, y aún reconociendo la intensísima deformación que la afecta, con frecuencia milonítica, esta hipótesis resulta difícil de justificar en el área por nosotros cartografiada, que se caracteriza por una monotonía absoluta no solo de las facies presentes, sino también de la deformación que las afecta, hecho improbable si de la zona de cizalla basal de un manto se tratase.

En nuestra opinión, existe un protolito metasedimentario particular de esta unidad, pelítico muy fino, intruido por diques basálticos, que debió depositarse en áreas muy externas de un margen continental, donde no llegaban aportes detríticos groseros; tal vez, el margen continental adelgazado de Iberia.

La única limitación real, si no se confirma la edad silúrica propuesta por Piçarra (en prensa), a la edad de esta unidad, es la impuesta por la presencia de clastos deformados de rocas del Paleozoico inferior en el Flysch de Terena; por lo tanto, ha de ser anterior al Devónico superior.

Como se ha indicado anteriormente no existe dentro de la zona Ossa-Morena ninguna formación con características comparables a las que muestra la unidad de El Cubito. Al sur de la misma, en la zona Pulo do Lobo recientemente definida (Quesada, 1991), si que existe una unidad metasedimentaria (Formación Pulo do Lobo; Pfefferkorn, 1968) que presenta numerosos rasgos comunes con la que aquí se discute. Además de una semejanza litológica casi absoluta que ya fue notada por Delgado (1905) y Teixeira (1953), comparten además un estilo e historia (trifásica) estructural y grado metamórfico comparables. Las metabasitas presentes en la Formación Pulo do Lobo tienen quimismo de toleitas N-MORB, lo que unido a la litología pelítica de los metasedimentos, ha sido interpretado por Quesada et al. (en prensa) como indicativos de un ambiente deposicional situado en la parte más externa del margen continental adelgazado de Iberia, en la zona de transición a corteza oceánica.

De manera tentativa, consideramos que la Unidad de El Cubito, puede ser un equivalente lateral de la Formación Pulo do Lobo y representar por tanto, ambientes paleogeográficos mucho más externos, en el mismo margen continental ibérico, que los ambientes de plataforma representados por el resto de unidades expuestas en la Hoja de Encinasola.

2.5.- Recapitulación sobre la Estratigrafía.

Las diferencias existentes en la estratigrafía de las cuatro unidades que se han descrito creemos que justifican sobradamente su distinción, aparte de las diferencias notables de orden estructural que asimismo presentan. Afortunadamente, tienen también algunos elementos comunes, con excepción de la unidad de El Cubito, que demuestran su origen en una misma cuenca y permiten su correlación según un modelo coherente.

Dos aspectos nos parecen fundamentales de cara a enfocar dicha correlación: por una parte, el análisis de la evolución vertical (temporal) de las series respectivas, con énfasis en las facies y sus secuencias y sobre todo en las discontinuidades estratigráficas que existen; y , por otra parte, el análisis de las relaciones espaciales entre ellas.

La unidad de El Cubito, sin otro elemento para correlacionar que su litología y estructura, queda fuera de la discusión que sigue, aceptándose implícitamente la interpretación sugerida anteriormente. Las otras tres unidades presentan facies sedimentarias que mayoritariamente corresponden a depósitos de plataforma, en principio la misma plataforma según indica la presencia de formaciones comunes.

2.5.1.- Discontinuidades estratigráficas.

Dos discontinuidades principales rompen de manera brusca la continuidad de las series estratigráficas. La más antigua, únicamente expuesta en la unidad de Cumbres-Hinojales, viene expresada por la discordancia de las formaciones basales del Ordovícico sobre la Formación de Fatuquedo (Cámbrico medio). A escala regional, esta discordancia marca una transgresión del Ordovícico sobre diversas formaciones cámbricas e incluso precámbricas, basculadas y erosionadas (Ribeiro et al., 1990; Liñán y Quesada, 1990), y va acompañada de una laguna que abarca a todo el Cámbrico superior.

Se correlaciona con la discordancia sárdica de otras zonas del Macizo Ibérico y ha sido interpretada (Quesada, 1987; Ribeiro et al., 1990) como la discordancia de ruptura (*break-up*) que marca la transición *rift-drift* en el margen continental ibérico paleozoico.

La otra discontinuidad importante viene marcada por la discordancia angular y erosiva que existe a la base del Flysch de Terena y formaciones correlacionables. La laguna asociada a esta discordancia, durante la cual se desarrolla la primera fase de deformación hercínica, es variable en amplitud temporal y terriblemente diacrónica a escala regional en sentido W a E. Esta discordancia marca la transformación en cuenca sin-orogénica de antapais de la plataforma preexistente (margen pasivo) como consecuencia de la progresión de la orogénia hercínica, y está expuesta en las tres unidades en discusión aunque en el ámbito de la hoja no está preservada en la unidad S^a de La Lapa.

2.5.2.- Secuencias tectono-estratigráficas.

Las discontinuidades estratigráficas que se han discutido, ambas de origen tectónico y entidad

regional, rompen el registro estratigráfico en tres partes diferenciadas, que caracterizan los diversos estadios de la evolución tectónica del margen continental ibérico (fig. 6).

- Secuencia de *Rifting*.

Las sucesiones cámbricas de la Zona Ossa-Morena caracterizan esta etapa extensional, cuyos rasgos principales son (Liñán y Quesada, 1990): cambios de facies y espesores espectaculares (500-8.000 m), vulcanismo bimodal (ácido/básico) de naturaleza alcalina a toleítica (Mata y Munhá, 1986). La sucesión cámbrica de la unidad de Cumbres-Hinojales corresponde al depósito en una de las bandas de elevada subsidencia (*graben*), dentro de la plataforma compartimentada de la zona Ossa-Morena.

- Secuencia de margen pasivo.


Las sucesiones ordovícicas, silúricas y devónicas (inferior) de las tres unidades que se discuten muestran similitudes, en muchos casos incluso las mismas formaciones, hecho que atestigua su pertenencia a la misma cuenca, por una parte, y, por otra, la estabilidad en las condiciones de la misma. Siguiendo una transgresión rápida (Ordovícico basal) tras la discontinuidad sárdica, se establecieron condiciones de plataforma externa en el ámbito representado por las tres unidades y, en general, en toda la parte suroccidental de la zona Ossa-Morena (Quesada, 1987; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990). Estos dominios estaban bastante alejados de las zonas costeras, de manera que la llegada de materiales detríticos groseros se vió impedida durante la mayor parte del periodo considerado. La Formación Colorada representa el único evento en el que aportes de ese tipo alcanzaron el área de depósito. Esta regresión aparente tal vez coincidiese con una caída eustática del nivel del mar, pero más probablemente, en nuestra opinión, debió tener una causa tectónica, toda vez que en sectores más proximales de la plataforma (en el sinclinal del Valle- Provincia de Sevilla-, por ejemplo, y en el conjunto de la zona Centro-Ibérica), potencialmente más sensibles a una caída del nivel del mar, existe sedimentación continua durante el Ordovícico.

Pensamos que dicha somerización, así como la formación de un área sometida a erosión, fuente de los detritos, pudo tener que ver con el inicio de un nuevo evento extensional, más modesto en Ossa-Morena que el *rifting* cámbrico, que produjo una recompartimentación de la plataforma, y cuya expresión máxima puede corresponder a la efusión del vulcanismo bimodal alcalino-peralcalino registrada cerca del límite Ordovícico-Silúrico en el vecino anticlinal de Estremoz (Mata y Munhá, 1985).

- Secuencia sin-orogénica.

Representa el relleno flyschoides de la cuenca de antepaís en que parte de la plataforma preexistente se vió transformada como consecuencia del avance de la deformación hercínica. Dentro de la hoja está representada por el Flysch de Terena y por la Formación de Conglomerados, Grauvacas y Pizarras Negras que aparecen discordantes en la unidad de Cumbres-Hinojales. A escala

CRONOESTRATIGR.		SO.	UNIDAD			NE.	INTERPRETACION
		EL CUBITO	TERENA	S ² DE LA LAPA	CUMBRES-HINOJ.		
CARBONIFERO	inf.		F. Terena	F. Terena	F. Conglomerados y piz. negras		CUENCA DE ANTEPAIS
DEVONICO	sup.		Piz. Negras				
	med.						
	inf.						
SILURICO	sup.	?		Russianas	F. Xistos Raiados		MARGEN
	med.			F. Xistos Raiados			
	inf.			F. Liditas Negras	F. Liditas Negras		
ORDOVICICO	sup.	Pelitas y rocas basicas	?	?	Volc. Estremo		RIFTING
	inf.	?	F. Colorado	F. Colorado	F. Colorado		PASIVO
			F. Barrancos	F. Barrancos	F. Barrancos		
CAMBRICO	sup.	?			Piz. Didymograptus Conglom. y Formación Manganesífera		
	med.				F. Fatuquedo		
	inf.				F. Umbría- Pipeta F. Cuarzos Blancos Alternancia Cumbres		RIFTING

 Lagunas estratigráficas

Columnas completadas con datos de otras áreas.

El trazado grueso en límites de unidades representa episodios de actividad sin-sedimentaria probada o probable (discontinuo).

Fig. 6: Cuadro de correlación estratigráfica entre unidades y su interpretación.

regional, el relleno de esta cuenca parece ser cada vez más joven hacia el este, en el mismo sentido que migraba la deformación hercínica (Quesada et al., 1990).

2.5.3.- Relaciones espaciales: implicaciones paleogeográficas.

Los límites mutuos que actualmente delimitan los afloramientos de las cuatro unidades que hemos distinguido son en todos los casos de naturaleza tectónica: zonas de fractura con características diferentes, que serán descritas en detalle en el capítulo siguiente de esta Memoria. En nuestra opinión dichos accidentes representan, en la mayor parte de los casos, la reactivación (inversión) de zonas de falla preexistentes, probablemente accidentes de zócalo, y sin duda con importante actividad sin-sedimentaria. Pensamos que las diferencias y peculiaridades estratigráficas de cada unidad que han servido para su individualización, tuvieron su origen precisamente en el juego sin-sedimentario de tales accidentes. Obviamente no todas fueron de igual importancia, ni tuvieron actividad al mismo tiempo. Las evidencias que justifican esta interpretación son las siguientes:

- Superposición en vertical de formaciones conglomeráticas Ordovícico inferior y Devónico superior?, discordantes, justo adosadas a la zona de falla Juromenha-Hinojales que separa las unidades de Cumbres-Hinojales y S^a de La Lapa. El movimiento, probablemente normal, de esta falla es indudable al menos durante dichos periodos y pensamos que, durante el intervalo Devónico superior-Carbonífero inferior era uno de los accidentes que formaban el límite septentrional de la cuenca Flysch de Terena.

- La zona de falla S^a de Herrera- S^a de Las Contiendas, es claramente un accidente profundo, demostrado entre otras razones por la intrusión de rocas ígneas subvolcánicas (véase más adelante) a favor del mismo. Los cambios en la estratigrafía de la unidades S^a de La Lapa y Terena que separa, podrían deberse en gran medida a cambios de facies dentro de la cuenca sedimentaria, con una excepción: el cambio notable en las características faciales del Silúrico en ambas unidades que precisa de un mecanismo capaz de capturar todo el sedimento terrígeno que llega del continente, e impedir su llegada a la unidad de Terena. Un basculamiento a favor de esta fractura que hubiese dejado una zona elevada (hombreira) en lo que ahora es la unidad de Terena, separada de la zona de aporte por un surco subsidente que atrapase todo el sedimento (unidad S^a de La Lapa), proporcionaría una explicación satisfactoria y elegante, sin contar con que también explicaría las diferencias de potencia tan notables que presenta la Formación Colorada.

Aparte de los cambios que pueden explicarse mediante estos accidentes, otros más sutiles deben representar el resultado de la evolución natural dentro de la cuenca. En general, el espesor y tamaño de grano de los sedimentos detríticos de la fase de margen pasivo decrece en sentido norte-sur y también hacia el oeste. Este hecho indica que en esa dirección se avanzaba hacia porciones cada vez más externas de la plataforma. En este modelo podría incluirse también a la unidad de El Cubito. Con todos estos datos, el modelo paleogeográfico parcial que proponemos para las unidades de esta hoja es el que se recoge en la fig. 7, que detalla y modifica uno anterior

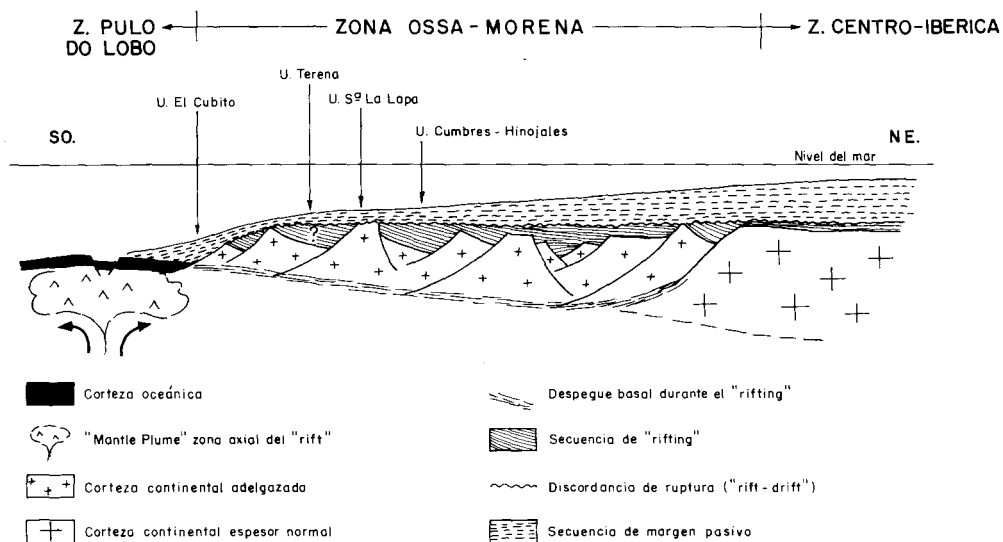


Fig. 7: Modelo palinspástico idealizado del sector meridional del Macizo Ibérico previo al inicio de la convergencia hercínica, con indicación de la ubicación posible de las unidades expuestas en la Hoja (sin escala).

de Quesada (1987, 1992).

3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

Las rocas paleozoicas que afloran en la Hoja de Encinasola muestran una estructuración muy compleja, generalmente polifásica, que es el resultado del proceso de convergencia que conocemos como Orogenia Hercínica o Varisca, y que afectó al Macizo Ibérico durante el Paleozoico superior.

Las cuatro unidades que se han distinguido no solo se justifican por sus diferencias estratigráficas, sino que, además, presentan un notable contraste en cuanto a estilo, intensidad y geometría de sus estructuras tectónicas. Dichos cambios no se producen de forma gradual; por el contrario, se operan de manera brusca a través de los accidentes tectónicos que marcan los límites entre unidades, lo que demuestra que los mismos permanecieron activos con posterioridad a los eventos que produjeron la deformación penetrativa de las rocas. Este hecho, junto con las evidencias previamente expuestas de actividad sin-sedimentaria, sugieren que dichos accidentes limítrofes pueden representar estructuras litosféricas, reactivadas en multitud de ocasiones y en regímenes diversos.

3.1.- Límites de unidades.

Los tres accidentes que constituyen los límites entre las unidades que se han distinguido en la Hoja de Encinasola presentan como rasgos comunes su orientación (NW-SE), y el tratarse de zonas de fractura, complejas, con buzamiento muy fuerte (70-80°) hacia el NE y anchura hectométrica. De norte a sur, tiene las siguientes características:

- Zona de falla Juromenha-Hinojales.

Representa el límite entre las unidades de Cumbres-Hinojales y S^a de La Lapa. En su recorrido dentro de la hoja viene materializado por una falla inversa principal, frágil, con buzamiento al NE en la que enraizan fallas menores con iguales características, que se distribuyen en una zona de anchura hectométrica tanto en el bloque de techo como en el de muro, sin llegar a romper la cohesión de las formaciones litológicas afectadas. Este conjunto de fallas frágiles corta a las estructuras penetrativas de las rocas, siendo por tanto posteriores al desarrollo de la segunda fase de deformación regional.

Localmente se observan pliegues métricos de arrastre, compatibles con el juego inverso de esta zona de falla (por ejemplo en la carretera Encinasola-Barrancos). No existen, sin embargo, evidencias directas que pongan de manifiesto su funcionamiento anterior, simultáneamente al desarrollo de las fases de deformación penetrativas. Indirectamente, no obstante, pueden deducirse condiciones

de rampa durante ambas fases con base en los siguientes datos:

1.- El hecho de que no afloren en la unidad de S^a de La Lapa rocas cámbricas implica la presencia de un despegue de primer orden ubicado dentro o a la base de la Formación Barrancos. En la unidad Cumbres-Hinojales, por su parte, el nivel de despegue principal, expuesto en las hojas vecinas, coincide con las formaciones carbonatadas del Cámbrico inferior (Vauchez, 1976; Apalategui et al., 1984b). Esta diferencia fundamental puede explicarse invocando la presencia de una rampa durante F₁, precisamente en el límite entre ambas unidades.

2.- Al menos en su recorrido dentro de la hoja, la estructura de segunda fase en el bloque superior, inmediatamente sobre la falla de Juromenha-Hinojales, coincide con una antiforma, que muy bien podría haberse nucleado sobre una rampa, también activa durante dicha fase de deformación.

Por otra parte, la existencia de actividad sin-sedimentaria ya ha sido puesta de manifiesto con anterioridad. Durante el Devónico superior-Carbonífero inferior, este accidente representaba en nuestra opinión el límite septentrional de la cuenca de antepaís de Terena, como sugiere la abundancia de paraconglomerados en la sucesión correspondiente, si bien se desconoce el régimen de funcionamiento durante dicho periodo. También parece probada su actividad durante el Ordovícico basal, probablemente heredada de su funcionamiento durante el evento *rifting* cámbrico, en ese caso en régimen normal.

En definitiva, esta zona de fractura parece ser el producto de la reactivación (inversión) durante la orogenia hercínica de una estructura preexistente, probablemente un accidente de zócalo.

- Zona de falla S^a de Herrera - S^a de las Contiendas.

Delinea el límite entre las unidades de S^a de La Lapa y Terena (fig.4) y constituye el límite septentrional de los afloramientos del Flysch de Terena en la presente hoja. Define una zona de fractura muy compleja que llega a alcanzar hasta 1 km de anchura en la mitad occidental del afloramiento. En el Este, viene marcada por una falla inversa principal, frágil, similar a la de Juromenha-Hinojales.

En la parte occidental, presenta las siguientes características:

- Estructura interna intensamente imbricada con formación de *duplex* cabalgantes hacia el SW, en la que los *horses* tienen espesor métrico a decamétrico y nivel de despegue en las ampelitas y liditas negras silíceas. Las rocas implicadas son exclusivamente dichas ampelitas y liditas silíceas y el Flysch de Terena.

- La estructura imbricada anterior se ve cortada por bandas de espesor variable, hasta hectométrico, de brechas tectónicas que definen un "mélange" sin cohesión entre los bloques. Estos están constituidos de todas las litologías presentes en las unidades adyacentes, así como por unos carbonatos, enigmáticos, fuertemente silicificados.

- Presencia de diques y *stocks* de rocas subvolcánicas ácidas y básicas, restringidos a los límites de esta zona de falla o su vecindad inmediata (véase el capítulo de Petrología para su descripción). En asociación con estas rocas existen procesos muy intensos de alteración hidrotermal que dieron lugar localmente a la formación de mineralizaciones.

- Presencia frecuente e irregular de un metamorfismo de contacto, indicado por la formación de una textura maculosa en las rocas pelíticas, restringida a los límites de la zona de fractura, y sin relación geométrica aparente con los afloramientos de rocas ígneas antes aludidos.

Todos estos hechos indican, por una parte, la localización de actividad en régimen inverso a lo largo de esta zona de falla, con posterioridad a la deformación penetrativa del Flysch de Terena (post-fase 2). Por otra parte, la presencia de diques y *stocks* ígneos, así como la evidencia de un elevado flujo térmico, tal vez ligado a una actividad hidrotermal acentuada, sugiere la coexistencia de una componente extensional que favoreciese dichos procesos, además de atestiguar el alcance profundo de esta estructura. Una deformación de tipo transpresivo podría explicar la combinación de procesos compresivos y extensivos que se observa en esta zona de falla.

Conviene hacer notar que a escala regional, la presencia de evidencias de metamorfismo térmico a lo largo de esta falla es un hecho notorio, al menos en su continuación hacia el este. Así, al norte del embalse de Aracena, existe una banda de unos metros de espesor en la que se observa una blastesis, postcinemática respecto a la esquistosidad de las rocas (Formación Barrancos en esa localidad), de andalucita chiastolítica, sin que en las inmediaciones exista ningún cuerpo ígneo visible. Aún más al este, al norte de la estación de La Junta, en la Hoja de Santa Olalla de Cala (Apalategui et al., 1990), se observa el mismo fenómeno pero en este caso, las rocas con blastos de andalucita rodean una banda estrecha y alargada en la que afloran rocas metamórficas de alto grado, desapareciendo al alejarse de la misma, de manera semejante a una aureola de contacto alrededor de un plutón (Apalategui y Quesada, 1987).

Todas estas evidencias, localizadas a lo largo de este accidente de S^a de Herrera-S^a de Las Contindas, prueban sin ningún género de dudas el alcance profundo del mismo, y su papel en la canalización hacia la superficie de un flujo térmico elevado, en relación con procesos de intrusión ígnea, de circulación hidrotermal o de levantamiento (transpresivo?) de segmentos corticales profundos.

También en este caso una historia antigua, sinsedimentaria puede deducirse del análisis y comparación de las estratigrafías respectivas de las unidades que separa (véase capítulo 2.5).

- Zona de falla del Cerro La Majadita.

Constituye el límite actual entre las unidades de Terena al norte y El Cubito al sur, y presenta características muy homogéneas en su recorrido dentro de la hoja. Se trata aquí, de una zona de cizalla de espesor hectométrico, con fuerte buzamiento hacia el NE, constituida por bandas de cizalla discretas (de espesores milimétricos a métricos) con evidencias de un juego normal (hundimiento del bloque norte). Localmente existen bandas de milonitas, muy silíceas, que forman

resaltes espectaculares en el paisaje (Fig. 8), en las que se observan bandas centimétricas de ultramilonitas que dibujan sigmoides compatibles con el régimen normal antes aludido. En otros afloramientos predomina una estructura milonítica de tipo S-C' (crenulación extensional), con idénticos criterios cinemáticos (Fig. 9).

En todos los casos, la estructura milonítica se superpone a las estructuras penetrativas de las unidades. En nuestra opinión debe estar en relación con el colapso extensional del orógeno previamente engrosado durante las fases compresivas. En estas condiciones, es imposible determinar con datos de esta hoja la naturaleza anterior del límite entre estas dos zonas. Hacia el NW, en territorio portugués, Araujo (1989) y Araujo y Ribeiro (en prensa) han descrito un cabalgamiento plegado (cabalgamiento de Santo Aleixo) de primera fase, con vergencia SW, como dicho límite. Tal vez, las zonas de cizalla paralelas a S1, presentes en la Formación Barrancos al norte del límite (véase capítulo 2.3.1) representen estructuras asociadas al cabalgamiento de Santo Aleixo, basal de la unidad.

Volveremos a tratar de esta límite más adelante, al describir la estructuración interna de la unidad de El Cubito.

3.2. Las fases hercínicas de deformación.

Con excepción del Flysch de Terena que solo sufrió los efectos de un evento deformativo penetrativo, el resto de las rocas paleozoicas de la zona muestran evidencias de una deformación polifásica. En la unidades septentrionales se reconocen dos episodios diferenciados de deformación, entre los cuales tuvo lugar el depósito del Flysch de Terena. Las estructuras desarrolladas presentan características distintas en cada una de las unidades, producto de las diferencias en litologías y potencias relativas de las mismas, así como del ambiente en que tuvo lugar la deformación, pero, de manera general, indican unas condiciones similares en cuanto a orientación de elipsoides de deformación y cinemática.

La unidad de El Cubito, por su parte, es también singular en este aspecto. Son tres los episodios generadores de estructuras que se reconocen en ella y, solo en parte se pueden correlacionar con las del resto de unidades. Describiremos por separado las estructuras observables en cada una de las unidades, antes de extraer las conclusiones de carácter general que su estudio proporciona de cara a la caracterización de la orogenia hercínica es este sector de Macizo Ibérico.

- Unidad de Cumbres-Hinojales.

A escala regional, la estructura de primera fase en esta unidad se caracteriza por el desarrollo de pliegues tumbados de escala kilométrica, que evolucionan a pliegues manto por laminación del flanco inverso de los mismos (Vauchez, 1976). La orientación actual de estos pliegues es NNW-SSE con vergencia hacia el WSW.

El afloramiento de esta unidad en la hoja de Encinasola corresponde al flanco inverso de uno de dichos pliegues tumbados, en el que la única anomalía corresponde a un repliegue en Z,

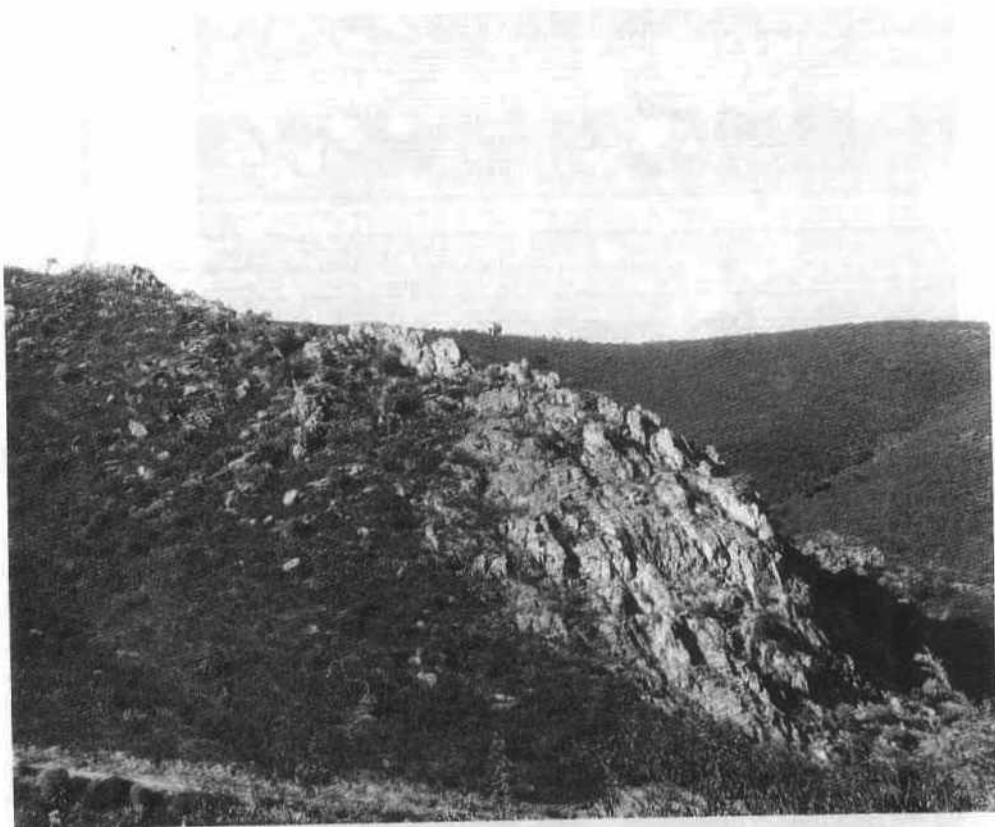


Fig. 8: Resalte formado por las milonitas de la Zona de falla del Cerro de La Majadita.



Fig. 9: Crenulación extensional en la zona de falla del Cerro de La Majadita, indicando hundimiento relativo del bloque norte (derecha de la fotografía).

hectométrico, en las inmediaciones de la población de Encinasola, que muestra inequívocamente la vergencia suroccidental de la estructura mayor.

La microestructura asociada a esta primera fase de deformación es en esta unidad una esquistosidad espaciada subhorizontal, únicamente desarrollada en litologías pelíticas y limolíticas. Generalmente, se trata de una esquistosidad de presión -disolución, evolucionando a *slaty-cleavage* en las litologías más arcillosas (Formación de Pizarras con *Didymograptus*). En rocas limolíticas se forman a veces estructuras de tipo *pencil cleavage*. Comúnmente es subparalela a la estratificación, excepto en las charnelas de los escasos pliegues menores que existen, y en los casos de alternancias pelítico-arenosas en los que se difracta espectacularmente.

Estas características, junto con la geometría de las estructuras y el grado metamórfico (anchimetamorfismo) asociado, indican condiciones muy superficiales durante la deformación de primera fase de esta unidad de Cumbres-Hinojales.

La segunda fase de deformación viene representada por pliegues asimétricos de orientación NW-SE, cuyo plano axial buza fuertemente hacia el NE, se disponen estos pliegues en trenes con longitud de onda kilométrica y solo de manera local van acompañados por una esquistosidad de plano axial, muy espaciada, que crenula a S1. La interferencia de estos pliegues con los de primera fase produce formas cartográficas en gancho, pero ninguna de ellas aflora dentro de la hoja, haciéndolo espectacularmente en las vecinas (Apalategui et al., 1984b; Jorquera et al., 1990). Como se ha indicado previamente, inmediatamente adyacente a la falla de Juromenha-Hinojales se dispone un antiformal de esta segunda fase, que probablemente indique la reactivación en rampa de dicho accidente durante la misma.

- Unidad Sierra de La Lapa.

Las estructuras de primera fase de deformación en esta unidad, corresponden también a pliegues tumbados, isoclinales, de idéntica orientación, vergencia, y escala (kilométrica) que en la unidad anterior. También en este caso, la mayor parte del afloramiento dentro de la Hoja de Encinasola pertenece a un flanco inverso, apareciendo únicamente flancos normales de estructuras menores. La principal diferencia de esta unidad respecto a la anterior reside en el ambiente ligeramente más profundo en que la deformación tuvo lugar, con desarrollo generalizado de una *slaty-cleavage* en condiciones metamórficas ya de las facies esquistos verdes.

La ausencia en todo el área de afloramiento de esta unidad de rocas cámbricas, implica la presencia de un nivel de despegue basal localizado en la Formación Barrancos del Ordovícico inferior.

Las estructuras de segunda fase de deformación también presentan características geométricas semejantes a las de la unidad de Cumbres-Hinojales, pero son aquí mucho más apretadas, generalmente con esquistosidad asociada (crenulación espaciada por presión-disolución). La diferencia más significativa viene dada por la longitud de onda, mucho menor (hectométrica), de los pliegues de esta fase en esta unidad, condicionada en nuestra opinión por las potencias relativas

de los diferentes litotipos competentes e incompetentes que constituyen el *multilayer* plegado.

La combinación de mayor apretamiento con menor longitud de onda, dió como resultado la formación de numerosos despegues de segundo orden, localizados principalmente en los contactos de los tramos competentes y sobre todo en la Formación de Liditas y Ampelitas Negras. La estructura interna de estos despegues viene caracterizada por la presencia de *duplex* métricos tanto cabalgantes como con una componente de *strike-slip* sinistro, sugiriendo un régimen de deformación no coaxial.

La interferencia de ambas fases produjo estructuras espectaculares en gancho, como la que se observa en la vecina hoja de Oliva de La Frontera (Jorquera et al., 1990).

-Unidad de Terena.

La cartografía de esta unidad sugiere una estructura menos compleja que la de las descritas anteriormente. Esto es verdad solo en parte, pues, si bien el Flysch de Terena presenta una estructura sinclinal simple, monofásica, de segunda fase, las sucesiones ordovícicas y silúricas están deformadas además por una primera fase, aún más intensamente que en las otras unidades.

La estructura de primera fase debe corresponder a pliegues tumbados isoclinales, semejantes a los de otras unidades, pero aquí desarrollados en condiciones aún más profundas; zona de biotita estable. No se reconocen estructuras mayores dentro de la hoja, correspondiendo al menos su parte superior al afloramiento de un flanco normal. Localmente se observan pliegues menores de esta fase y en este caso la esquistosidad asociada es de tipo *slaty cleavage*, evolucionando a una *schistosity* en profundidad. En las zonas más profundas es frecuente la presencia de zonas de cizalla métricas, de carácter dúctil, subparalelas a S1, que probablemente correspondan a flancos inversos cizallados y tal vez se enraicen en el despegue basal de la unidad, el "Cabalgamiento de Santo Aleixo" previamente citado (Araujo, 1989). En cualquier caso indican la existencia de una fuerte imbricación tectónica en la parte más baja, actualmente expuesta, de esta unidad.

La estructura de segunda fase vuelve a corresponder a pliegues de orientación NW-SE, plano axial muy buzante al NE y longitud de onda kilométrica, como en la unidad de Cumbres-Hinojales. Básicamente existen dos pliegues mayores, el sinclinorio de Terena al norte y un anticlinorio al sur del mismo, cuyos flancos inversos aparecen laminados fuera de secuencia por los accidentes que actualmente delimitan la unidad. La vergencia de esta estructura es, aunque poco marcada, siempre hacia el SW. Sin embargo, en su continuación nordoccidental en territorio portugués tienen vergencia NE (Perdigão et al., 1982; Araujo, 1989).

Esta fase produjo desarrollo de esquistosidad con carácter penetrativo en la unidad de Terena. Esta es de tipo *slaty-cleavage* a *rough cleavage*, generalmente por presión-disolución, en las rocas del Flysch de Terena, en las que constituye la única fábrica planar presente. En las rocas más antiguas, es una crenulación que en determinadas bandas, sobre todo hacia el sur del afloramiento, llega a tener recristalización mineral asociada, dando lugar a la formación de un bandeo tectónico muy marcado. Esta segunda fase parece responder en esta unidad a unas condiciones de

deformación más profundas que en las anteriormente descritas, y presentar un cierto gradiente hacia el sur. Un rasgo significativo, visible especialmente en el Flysch de Terena, es el que la presencia de multicapas de espesores centi-decimétricos favorece la formación de pliegues mesoscópicos, viene representado por el carácter transecto, en sentido antihorario, de la esquistosidad respecto al plano axial de sus pliegues cogenéticos. Este hecho implica una naturaleza no coaxial de la deformación hercínica de una fase, con una componente de deslizamiento izquierdo superpuesta a la componente de convergencia ortogonal.

- Unidad de El Cubito.

La estructura interna de esta unidad es terriblemente compleja pero muy poco expresiva cartográficamente por la falta de niveles guía. A la escala del afloramiento pueden reconocerse sin embargo tres lotes superpuestos de estructuras, cuyo análisis detallado es muy difícil de realizar.

El lote de estructuras más jóvenes corresponde a un plegamiento muy penetrativo, con vergencia poco marcada pero siempre al SW, de dirección NW-SE. La longitud de onda de estos pliegues varía de centimétrica a decimétrica y aparecen en unos trenes de pocos metros de longitud normal a su dirección, aislados por zonas de cizalla con fuerte buzamiento, dirección NW-SE, espesor decimétrico a métrico y clarísimas indicaciones cinemáticas de funcionamiento en régimen sinistral (estructuras S-C, colas asimétricas en clastos, etc.). Los pliegues de esta fase presentan morfologías de tipo *chevron* y se les asocia una crenulación espaciada de plano axial; los ejes, como corresponde a rocas polideformadas, se distribuyen irregularmente en todas direcciones dentro del plano axial.

Por su orientación y cinemática, esta fase de deformación, tercera en esta unidad, puede correlacionarse con la segunda reconocida en las otras unidades, aunque en ésta, tal vez por sus condicionantes litológicos, se produjo una clara partición de la deformación, no coaxial, en dominios dominados por acortamiento ortogonal y dominios dominados por deslizamiento izquierdo.

El segundo lote de estructuras en orden de antigüedad creciente, que se reconoce en la unidad de El Cubito, es solo visible a escala de afloramiento y corresponde a una esquistosidad muy penetrativa (de tipo *schistosity*) que es plano axial de pliegues isoclinales muy apretados y disposición subhorizontal, generalmente preservados como charnelas transpuestas. Estos pliegues son visibles especialmente por la presencia, abundantísima, de venas de cuarzo de segregación metamórfica (Fig. 10), formadas con anterioridad a esta segunda fase de deformación. Aunque la superposición de las estructuras de tercera fase, impide reconstruir ningún tipo de estructura mayor de las fases anteriores, con base en la asimetría de algunos pliegues y de algunas colas de clastos, puede deducirse una cinemática durante esta segunda fase compatible con un cabalgamiento de la unidad hacia el SW. Pliegues-isoclinales tumbados con vergencia WSW son las estructuras características de la primera fase de deformación en el resto de unidades de la hoja, con la que correlacionamos esta segunda de la unidad de El Cubito de manera tentativa. El cabalgamiento de Santo Aleixo (Araujo, 1989), mediante el cual la unidad de Terena cabalga a esta, se habría formado durante esta fase aunque como se ha dicho no aflora dentro



Fig. 10: Charnela isoclinal transpuesta de F1, afectando a venas de cuarzo de segregación metamórfica, probablemente desarrolladas durante la fase anterior (F1R) que afecta a esta unidad de El Cubito. La asimetría del estiramiento sugiere desplazamiento de la parte superior hacia la derecha (SW).

de la hoja presente.

Finalmente, en la unidad de El Cubito existen evidencias fragmentarias de una fase (o fases) de deformación anterior(es), que denominamos F1R, pero ni la geometría ni la cinemática de sus estructuras puede determinarse debido a la penetratividad de las fases posteriores. Viene puesta de manifiesto por la presencia de una fábrica planar (*slaty cleavage/schistosity*) preservada en microlitones de S1, y por los abundantes filoncillos de cuarzo que están afectados por las estructuras de segunda fase.

La presencia de una primera fase de deformación en la unidad de El Cubito, no registrada en las otras unidades más septentrionales, no es un hecho aislado, sino que sucede también en todas las unidades meridionales de la zona Ossa-Morena, próximas a la zona de sutura hercínica (Munhá et al., 1986; Quesada, 1991; Quesada et al., en prensa). La unidad de El Cubito representa la más septentrinal en que este hecho se observa, por lo que su límite con el resto de unidades estudiadas, tiene una significación especial, como frente, reactivado, de la deformación hercínica penetrativa regional de primera fase.

3.3.- Tectónica de fractura.

Dentro de la Hoja que nos ocupa se detectan dos orientaciones principales de fracturas. Las más importantes en cuanto a desplazamiento son aquellas de orientación NW-SE, subparalelas a la estructura de plegamiento. EL segundo lote, en general con salto pequeño, es casi ortogonal al anterior.

Entre las primeras destacan especialmente las zonas de falla, complejas, previamente descritas, que constituyen los límites entre unidades. Con historia compleja, presentan evidencias de haber jugado en regímenes normal, inverso y de desgarre en diversos momentos de su evolución. Forman parte, de zonas de falla que atraviesan la zona de Ossa-Morena, en sentido longitudinal en toda su extensión, y que deben acumular desplazamientos kilométricos en la vertical y decakilométricos en la horizontal (sinistros). En nuestra opinión, al menos las fallas de Juromenha-Hinojales y de Sª de Herrera-Sª de Las Contindas deben tener alcance litosférico.

Otras fallas paralelas a las anteriores están representadas especialmente en la unidad de Sª de La Lapa, aunque tienen saltos mucho más modestos. Aparte de rejugos tardíos de poca importancia, deben corresponder a despegues internos de la unidad durante el desarrollo de las fases principales de deformación, que tal vez definan *duplex* limitados por los accidentes principales.

Las fallas del otro lote, orientadas en dirección NE-SW, tienen por lo general saltos muy modestos, son en todos los casos fallas frágiles, y presentan una componente normal de desplazamiento superpuesta a desplazamientos sinistros (localmente también dextros). En conjunto producen un estiramiento de las unidades en sentido E-W, posterior a la actividad principal en

las fallas del otro lote. Algunas de ellas tienen una expresión morfológica tan marcada que sugiere tal vez su reactivación reciente en tiempos alpinos.

3.4.- Edad de la deformación.

Dentro de la hoja que nos ocupa existen pocos datos que permitan definir de manera precisa la edad de los diversos episodios deformativos que afectaron a las rocas de la misma, a cuyo fin hay que recurrir a datos publicados relativos a otras áreas de la zona Ossa-Morena.

En relación a la primera fase de deformación, únicamente registrada en la unidad de El Cubito, las únicas indicaciones disponibles son indirectas y pasan por aceptar su correlación con la primera fase deformativa detectada en las unidades ofiolíticas de la zona Pulo do Lobo. Allí, bloques afectados por dicha primera fase aparecen incluidos en *mélanges* sedimentarios intercalados en sucesiones con fósiles del Devónico superior (Eden, 1991), indicando por tanto una edad anterior a dicho periodo, aunque no existe ningún límite inferior por el momento.

La segunda fase regional, primera en las unidades septentrionales de la hoja, está algo mejor constreñida por datos de tipo estratigráfico y puntualmente también por dataciones absolutas. De acuerdo con esos datos muestra una diacronía tremenda en sentido W a E y también a través de la estructura, en sentido S a N (Quesada et al., 1990). La edad más antigua corresponde al Givetiense (Devónico medio) en sectores occidentales (Ribeiro, 1983) y alcanza al Tournaisiense inferior en sectores orientales (Robardet et al., 1986), siempre dentro de la parte meridional de la zona Ossa-Morena. Más al norte, en la antiforma de Monesterio (Fig.3), Dallmeyer y Quesada (1993) han datado por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar el enfriamiento del evento metamórfico asociado a esta fase en torno a 370 Ma (Devónico superior).

Finalmente, la tercera fase regional (segunda en las unidades de Cumbres-Hinojales, Sª de La Lapa y Terena) ha sido datada, tanto al sur (Macizos de Aracena y Beja) como al norte (Antiforma de Monesterio) de la hoja, en torno a 335-340 Ma (Viseense superior) por Dallmeyer et al. (en prensa, 1993).

Los eventos de fracturación frágil registrados con posterioridad a estas fases de deformación penetrativa, deben corresponder probablemente a las etapas finales de la orogenia hercínica (Carbonífero superior-Pérmico inferior), aunque en algunos casos no pueda descartarse su reactivación probable en tiempos posteriores (*rifting* mesozoico y orogenia alpina).

3.5.- Recapitulación sobre la Estructura.

El análisis de las características estructurales de las cuatro unidades expuestas en la Hoja de Encinasola proporciona elementos claros de correlación entre ellas, que permiten definir un modelo coherente de evolución tectónica de esta parte meridional de la zona Ossa-Morena. Al igual que en el terreno estratigráfico, la unidad de El Cubito también presenta caracteres singulares que la diferencian notablemente del resto. En las otras unidades sin embargo, la secuencia y condicionantes cinemáticos de las estructuras observadas es muy similar, estando las diferencias ligadas a factores

fácilmente correlacionables con: 1) la constitución particular (relación de espesores y competencia) del multicapa plegado en cada caso, y 2) diferencias en el ambiente en el que se produjo la deformación. Los condicionantes del primer tipo tuvieron su expresión principal en las distintas geometrías de las estructuras, y los del segundo tipo básicamente determinaron los mecanismos de deformación predominantes en cada caso.

El hecho de que tales cambios se presenten de forma brusca, a través de los accidentes límite de las unidades, sugiere la reactivación repetida, fuera de secuencia, de los mismos. Haciendo abstracción de ellos, la secuencia de estructuras es idéntica en todas las unidades, en cuanto a orientación, estilo, vergencia y cinemática, incluida la unidad de El Cubito en la que sus fases segunda y tercera son correlacionables con las fases primera y segunda, respectivamente, de las otras. La diferencia fundamental que se observa reside en una profundización progresiva de los ambientes de deformación, conforme se avanza hacia el suroeste, tanto para F1 como para F2, lo que se traduce en diferencias de grado metamórfico y mecanismos de deformación (predominio de mecanismos intergranulares al NE e intragranulares al SW).

Poco podemos decir respecto a la primera fase de deformación registrada en la unidad de El Cubito con los datos de esta hoja. En unidades más meridionales, en la que están expuestos segmentos corticales más profundos (Macizos de Aracena-Aroche y Beja), afloran unidades en las que las fases posteriores no han obliterado completamente dichas estructuras, entre otras la denominada Ofiolita Beja-Acebuches (Munhá et al., 1986). Fonseca (1990) puso de manifiesto la presencia de estructuras de plegamiento y cabalgamiento con vergencia norte durante esta fase, que correlacionó con el proceso de obducción de la ofiolita sobre el margen de la zona Ossa-Morena. De manera tentativa, consideramos que la estructura de primera fase en la unidad de El Cubito puede tener el mismo significado, representando un proceso de imbricación que afectó a la parte meridional de Ossa-Morena como consecuencia de la obducción, hacia el norte, de la ofiolita Beja-Acebuches sobre ella, en los estadios iniciales de la orogenia hercínica.

Durante F₁ (F₂ en la unidad de El Cubito), caracterizada por grandes estructuras tangenciales, la mencionada evolución espacial de los ambientes deformativos sugiere una propagación de la deformación en la cobertera despegada hacia el WSW, según un mecanismo *forward y downward*. El acortamiento asociado debió absorberse en el zócalo (no expuesto en la hoja) mediante imbricación *thick-skinned*, fuera de secuencia, cuya expresión en la cobertera puede estar representada por rampas en el despegue basal como las deducidas para los límites de unidades (véase cap. 3.1). La orientación del elipsoide de esfuerzo durante esta fase, deducida de los diferentes elementos estructurales, sería: la posición del eje de compresión máxima en un plano de dirección WSW-ENE y los otros dos ejes en un plano perpendicular, con el eje intermedio en posición subvertical.

La fase segunda, por su parte, aunque tiene vergencia SW dentro de la hoja, esta es muy moderada e incluso cambia de orientación (NE) hacia el noroeste (Perdigão et al., 1982; Araujo, 1989). Se desarrollan estructuras de plano axial muy vertical y significativamente con una componente rotacional sinistral muy marcada. En nuestra opinión, más que por un cambio importante en las condiciones regionales de convergencia, esta diferencia sustancial está producida

por la falta de capacidad de la cobertera, ya fuertemente deformada y deshidratada para volver a despegarse significativamente de su zócalo y generar estructuras *thin-skinned* frente a un régimen de esfuerzos cada vez más débiles. En estas circunstancias, adquieren un papel preponderante las estructuras *thick-skinned* del zócalo, que absorben la mayor parte del acortamiento, y lo transmiten de manera moderada a su cobertera.

La cinemática de las estructuras de esta fase demuestra claramente la existencia de procesos de *strain partitioning*, puestos de manifiesto por la coexistencia de dominios dominados por strike-slip y otros dominados por plegamiento, aunque la presencia de deformación rotacional también en estos viene demostrada por la transección de los pliegues por la esquistosidad asociada.

En nuestra opinión, el acercamiento principal de las unidades, hacia las posiciones que actualmente ocupan, debió tener lugar durante esta segunda fase, mediante desplazamientos sinistros a favor de las fallas que los limitan, aunque también estuvo siempre presente en ellas una componente cabalgante importante.

Finalmente, aunque apenas hemos reconocido evidencias estructurales en favor de su presencia, consideramos que con posterioridad a las fases de convergencia la región debió verse afectada por una tectónica extensional importante, que produjo un colapso gravitacional de la corteza previamente engrosada. La zona milonítica del Cerro de La Majadita, que separa las unidades de El Cubito y Terena es de hecho la única estructura de este tipo, con entidad, que hemos identificado. Sin embargo, existe una contradicción entre la megaestructura de unidades separadas por zonas de falla, con actividad como cabalgamientos (con una componente sinistral de desgarre), y el hecho de que sistemáticamente el grado metamórfico del bloque superior sea menor que el del bloque inferior. La explicación más coherente a esta contradicción requiere la existencia, con posterioridad a las fases convergentes, de una etapa de reactivación extensional de los límites entre unidades como fallas normales, con hundimiento de los bloques septentrionales, tendente a recuperar el equilibrio isostático que se había visto severamente alterado por las etapas anteriores de engrosamiento cortical. Una vez alcanzado este equilibrio gravitacional y, en persistencia aún del régimen de convergencia oblicua, dichos accidentes sufrieron una nueva reactivación como fallas inversas y de desgarre, que produjeron las estructuras frágiles que actualmente se observan y probablemente la eliminación de la evidencia micro y mesoestructural desarrollada durante la fase de colapso extensional, con excepción de la zona milonítica del Cerro de La Majadita que escapó a esta nueva reactivación.

4.- PETROLOGÍA

4.1.- Rocas ígneas.

Las rocas ígneas son muy poco abundantes en el ámbito de la Hoja de Encinasola. No obstante, están representados tanto tipos volcánicos (ácidos y básicos) como plutónicos (ácidos) y subvolcá-

nicos (ácidos y básicos). Las rocas volcánicas han sido descritas con la estratigrafía de las unidades correspondientes al aparecer intercaladas en las series metasedimentarias de las mismas, por lo que la descripción que aquí se hace de ellas se restringe a aquellos aspectos de índole petrológica que aún no han sido tratados. En el caso de las rocas plutónicas y subvolcánicas, se incluyen también aspectos de campo, por ser la primera descripción que de ellas se hace.

4.1.1.- Rocas volcánicas de la Formación Umbría-Pipeta.

Esta formación vulcanosedimentaria caracteriza la parte basal del Cámbrico medio en la unidad Cumbres-Hinojales, y es correlacionable con formaciones de igual naturaleza de otras unidades de la zona Ossa-Morena. En nuestra hoja predominan largamente las coladas basálticas localmente almohadilladas, entre las que se intercalan en cantidades minoritarias sedimentos terrígenos y rocas piroclásticas ácidas y básicas.

Tanto las coladas como los piroclastos basálticos muestran evidencias de haber sufrido alteración hidrotermal profunda (espilitización), probablemente por interacción con aguas marinas durante su efusión. Estos procesos dieron como resultado la formación de una mineralogía secundaria de baja temperatura (albita, clorita y calcita) sin que hayamos reconocido en ninguna de las muestras estudiadas restos de la paragénesis ígnea original. Los únicos rasgos primarios que se reconocen son de tipo textural: fenocristales de plagioclasa totalmente albitizados y relictos de texturas fluidales.

Con el fin de caracterizar la composición de estas rocas, se ha realizado análisis químico de elementos mayores de dos muestras, aún siendo conscientes del valor limitado que deben tener sus resultados (Tabla 1), como consecuencia de los citados procesos de alteración. La primera conclusión que se obtiene de la observación de dichos análisis es la constatación de la abundancia de fases hidratadas que contienen ambas rocas (≈ 4 y 6% de p.p.c.). Además, es notable la abundancia de álcalis (Na_2O básicamente) que para sus contenidos respectivos en SiO_2 presentan, hecho que sugiere una naturaleza alcalina de los magmas primarios, aunque con el estado actual de alteración no se pueda dar por segura.

En otras unidades, con rocas más frescas que las aquí referidas, Mata y Munhá (1986) y Sánchez Carretero et al., (1990) han reconocido características de magmas alcalinos en rocas correlacionables con estas.

Las rocas ácidas, corresponden a tobas riolíticas, muy alteradas, en las que destacan clastos de cuarzo y albita en una matriz compuesta de cuarzo, sericita y feldespato potásico secundario. No se han analizado químicamente estas rocas, que en otras unidades (Unidad de Alconera; Odriozola et al., 1983) presentan características de riolitas alcalinas y peralcalinas (Sánchez, com. pers., 1991).

En conjunto, y a la escala regional, ambos tipos de rocas ígneas representan una asociación

OXIDOS %

N'	9170	9100
SiO ₂	43.85	47.51
Al ₂ O ₃	16.51	17.53
Fe ₂ O ₃	10.52	12.22
FeO	0.00	0.00
MnO	0.17	0.26
MgO	4.56	6.30
CaO	9.99	2.76
Na ₂ O	5.34	5.66
K ₂ O	0.10	0.10
TiO ₂	2.64	2.69
P ₂ O ₅	0.25	0.63
H ₂ O	6.49	4.44
Tot	100.42	100.11

NORMA CIPW

N'	9170	9100
Q	0.00	0.68
Or	0.59	0.59
Ab	26.05	47.91
An	20.80	9.54
Ne	10.36	0.00
Di	21.13	0.00
Wo	0.00	0.00
Hy	0.00	24.12
Ol	1.09	0.00
Mt	-7.10	-5.55
Il	5.01	3.44
Hm	15.42	17.01
Ap	0.58	1.46
C	0.00	4.61
Fmg	0.00	0.00

Tabla 1.: Análisis químico y Norma CIPW de muestras correspondientes a espilitas de la Formación Umbría-Pipeta (Cámbrico medio), Unidad de Cumbres-Hinojales.

bimodal, de quimismo alcalino, que caracteriza la actividad ígnea asociada a la etapa tectogenética de *rifting* que afectó a la zona Ossa-Morena durante el Cámbrico, y alcanzó su máxima expresión durante el Cámbrico medio.

4.1.2.- Metabasitas de la unidad de El Cubito.

Afloran en cantidades muy reducidas dentro de la Hoja, en bandas de espesores métricos/decamétricos y continuidad lateral kilométrica, que probablemente correspondan a diques y *sills* en su mayor parte. También en este caso se trata de rocas de composición basáltica profundamente alteradas y metamorfizadas, en condiciones de la facies de “esquistos verdes”, pero además están deformadas muy penetrativamente. Se trata por lo general de esquistos cloríticos y actinolíticos muy ricos en epidota, en los que no quedan relictos reconocibles de la paragenesis ígnea original. En microlitones y clastos menos deformados se preservan esporádicamente rasgos texturales primarios como son: fenocristales (generalmente de plagioclasa) y fantasmas de texturas intergranulares subofíticas (Fig. 11).

No se han realizado análisis químicos de estas rocas, en vista de su intensa alteración y deformación. En afloramientos más frescos cerca de la Ribera de Huelva, Bard (1969) determinó características de basaltos alcalinos en rocas correlacionables con éstas. Este hecho, junto con su naturaleza preorogénica, sugiere su génesis durante un evento extensional anterior al Devónico superior que, con probabilidad, pudo ser el mismo evento Cámbrico que dio lugar a las vulcanitas de la Formación Umbría-Pipeta, o alternatively, el nuevo evento de *rifting* registrado cerca del límite Ordovícico-Silúrico y que generó las rocas volcánicas alcalinas/peralcalinas (Mata y Munhá, 1985) que afloran en el anticlinal de Estremoz (véase cap. 2.5.2.).

4.1.3.- Rocas subvolcánicas en la zona de falla Sª de Herrera - Sª de Las Contietas.

Dentro de este importante accidente, límite entre las unidades Sª de La Lapa y Terena, aparecen dos tipos de litologías ígneas, ambos de naturaleza subvolcánica: un tipo ácido/intermedio y otro básico. Las rocas ácidas aparecen en todos los casos en filones de potencia métrica, subverticales, con escasa continuidad lateral. Se presentan con un grado de meteorización tan avanzado que no hemos sido capaces de recoger una sola muestra para su estudio microscópico. En el campo aparecen como rocas de grano muy fino, de colores rosados, en las que destacan fenocristales milimétricos de cuarzo y manchas oscuras de iguales dimensiones que deben corresponder a antiguos fenocristales de melanocratos.

Las rocas básicas, por su parte, aparecen tanto en diques poco potentes como en *stocks* arrosariados de pequeñas dimensiones (hectométricas). Tanto estas rocas como las ácidas presentan contactos intrusivos netos que cortan a las estructuras penetrativas de las rocas encajantes, estando afectados únicamente por deformación frágil de tipo cataclástico. Su intrusión tuvo lugar, por tanto, con posterioridad a la segunda fase de deformación en las unidades adyacentes, probablemente durante el periodo de deformación que dio lugar a los *mélanges* tectónicos que caracterizan la evolución tardía de este accidente.

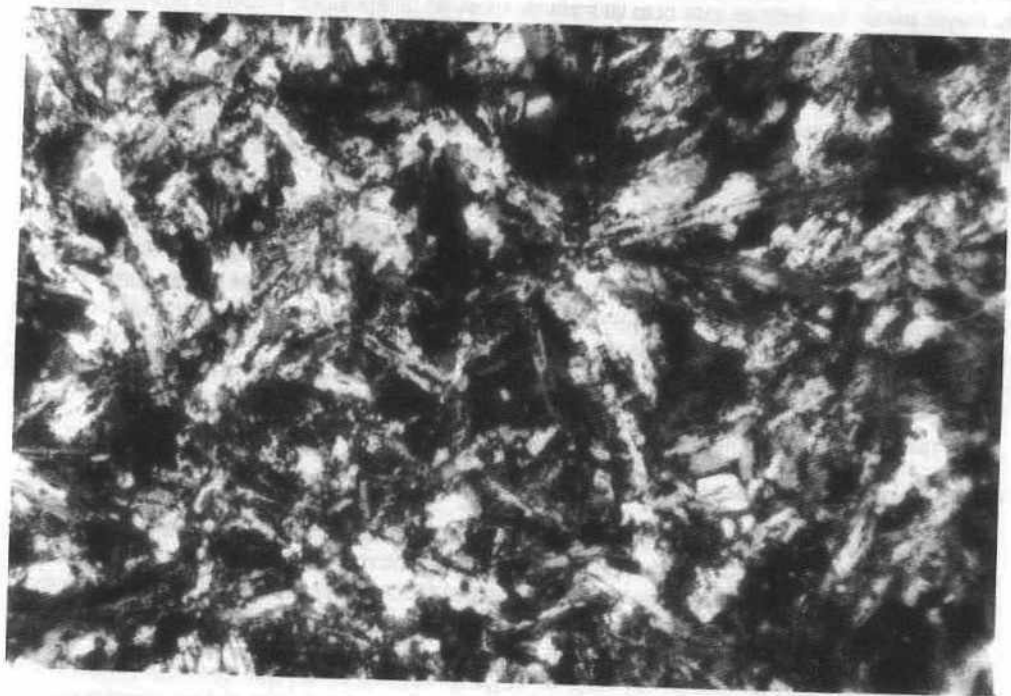


Fig. 11: Textura ígnea relictas en metabasitas de la unidad de El Cubito.

Petrográficamente, las rocas básicas están constituidas por un entramado de cristales de plagioclasa, tapizados por minerales arcillosos, con cuarzo, carbonatos y clorita, intersticiales. La clorita procede en parte de la sustitución de antiguos ferromagnesianos y lleva asociada numerosos cristales esqueléticos de ilmenita, transformada en leucoxeno. Presentan procesos intensos de alteración hidrotermal manifestados por albitización, sericitización y epidotización de las plagioclasas y por numerosas fisuras rellenas de carbonatos (siderita/ankerita), cuarzo y albita. Estos procesos que sufren las rocas ígneas, son también observables en las rocas encajantes, aunque siempre dentro de los límites de la zona de fractura que tratamos. Destacan las albitizaciones que han dado lugar a la formación de rocas felsíticas (semejantes a adinolitas), compuestas fundamentalmente de albita, con estructura bandeada marcada por alternancia de bandas albiticas micro a criptocristalinas y otras granoblásticas de grano fino a medio. En relación con estas rocas metasomáticas se han observado numerosos cristales de arsenopirita (en gran parte alterados), turmalina y en menor proporción de flogopita.

Significativamente, las brechas que forman el *mélange* tectónico que caracteriza la evolución tardía de este accidente, aparecen frecuentemente cementadas por carbonatos (sideríticos/ankeríticos), cuarzo, albita y clorita; una asociación idéntica a la que define la alteración hidrotermal de las rocas afectadas. Este hecho sugiere que dicha fracturación puede haberse visto grandemente facilitada por la existencia de una elevada presión de fluidos, que habría debilitado la zona de falla respecto a los bloques encajantes (Blanpied et al., 1992).

La íntima asociación entre rocas ígneas y procesos de alteración por fluidos hidrotermales ricos en sodio, dentro de la zona de falla S^a de Herrera - S^a de Las Contindas, indica por una parte el origen juvenil de dichas soluciones y, por otra, el alcance profundo (litosférico) de esta estructura. La edad de estos procesos ígneos/hidrotermales es sin embargo difícil de estimar; con toda certeza son posteriores a la segunda fase de deformación penetrativa registrada en las unidades encajantes (<340 Ma), pero no se dispone de ningún dato que permita limitar, por arriba, su edad.

4.1.4.- Plutón tonalítico de El Puerto.

Representa el único afloramiento de rocas plutónicas que aparece en la Hoja de Encinasola, cerca del vértice suroccidental de la misma, intruyendo en rocas ordovícicas de la Formación Barrancos en la Unidad de Terena, extendiéndose hacia el sureste dentro de la vecina hoja de Aroche. Respetamos la denominación asignada en dicha hoja a este plutón por Apalategui et al. (1983), a pesar de que la aldea de El Puerto se encuentra fuera de su área de afloramiento, con el fin de no complicar aún más la ya de por sí compleja toponimia geológica regional.

Se trata de un pequeño plutón de emplazamiento superficial, circunscrito, con forma subelíptica y alargamiento máximo en torno a 4 Km en dirección NW-SE, intruido con posterioridad a las dos fases de deformación penetrativa de su encajante, aproximadamente en el núcleo de la antiforma de segunda fase que caracteriza la parte meridional de la unidad de Terena. Su emplazamiento produjo una aureola de metamorfismo de contacto de anchura variable entre 200 y 500 metros, en la que se reconocen de dentro hacia fuera facies metamórficas que van desde corneanas hornbléndicas hasta corneanas de albita -epidota, con

desarrollo espectacular de blastos milimétricos de chialtolita en las zonas internas de la misma. No se ha reconocido la presencia de facies de corneanas piroxénicas, por lo que de existir su potencia debe ser muy reducida.

Desde el punto de vista composicional resaltan la homogeneidad de las rocas, con una zonación críptica en las zonas más externas del plutón y la escasísima alteración que presentan, así como la notable escasez de cortejo filoniano de aplitas y pegmatitas (esporádicamente en el borde de la intrusión) y de fases fluidas postmagmáticas.

La mayor parte de su superficie está ocupada por una roca isótropa de grano medio, de color gris claro salpicado de manchas negras por la relativa abundancia de biotita. Al microscopio presenta textura granuda hipidiomorfa y una composición mineral de cuarzo, plagioclasa (andesina) y biotita como principales, y apatito, circón y opacos como accesorios. Resaltan los cristales idiomorfos de plagioclasa (fase precoz) con zonado oscilatorio y maclado polisintético. Esta facies común, de composición tonalítica, aparece muy fresca normalmente; la alteración máxima que llega a mostrar se limita a saussuritización incipiente de plagioclasas y cloritización muy ligera de la biotita. De forma puntual se ha detectado la presencia de moscovita, con carácter secundario y tardío, sustituyendo a biotita y plagioclasa.

Hacia la periferia del plutón se observa una cierta zonación, muy tenue, en cuanto a aspectos texturales y composicionales, que permite individualizar una facies de borde de espesor reducido (hectométrico), si bien la transición es perfectamente gradual y muy difícil de localizar en cartografía. En concreto, dicha zonación se traduce en una ligera disminución de tamaño de grano, formación de textura microporfídica, presencia de feldespato potásico (microclina) en la composición mineral y ligera acidificación de la plagioclasa (oligoclasa). El producto final de estos cambios es una roca granodiorítica (microclina en cantidad principal), microporfídica (microfenocristales de cuarzo, oligoclasa y biotita en una matriz microgranuda de cuarzo y microclina).

Desde el punto de vista estructural resalta el carácter isótropo de la facies común, sin ningún signo de deformación ni durante ni después de su cristalización. Por su parte, la facies de borde presenta una estructuración, muy críptica, de tipo magmático. En concreto, los microfenocristales de plagioclasa y biotita muestran una cierta orientación según planos paralelos a los bordes de la intrusión. Dicha orientación no es muy evidente en la mayor parte de los afloramientos, debido al pequeño tamaño de los fenocristales, y debe corresponder a flujo marmático durante la cristalización de la roca, toda vez que no se observan evidencias de deformación “sub-solidus” en ninguna de las muestras.

En el encajante se detecta una verticalización y paralelización con los contactos intrusivos, de las fábricas penetrativas preexistentes. Este hecho, junto con la fábrica críptica, magmática de la facies de borde, parece sugerir un mecanismo de emplazamiento diapírico forzado del plutón, al menos durante los estadios superficiales de su evolución, próximos a su emplazamiento final.

Un rasgo llamativo del plutón de El Puerto es su escasez de enclaves, limitados a muy pocos xenolitos del encajante actual en los segmentos externos de la facies de borde, y casi totalmente

ausentes de la parte central tonalítica, donde muy raramente se observan enclaves microgranudos de composición idéntica a la de la roca huésped.

En la tabla 2 se presenta la composición química de elementos mayores, determinada por fluorescencia de rayos X, sobre dos muestras de la facies común y una de la facies de borde. Todos los parámetros que dichos análisis definen son característicos de magmas calcoalcalinos, más concretamente de los tipos con K_2O intermedio, aunque una caracterización más profunda de estas rocas a la escala regional está aún por hacer. De acuerdo con su contexto, las rocas ígneas de este tipo deben ser el producto de la evolución tardía, post-colisional, del margen continental activo que existió en el borde meridional de Ossa-Morena durante el Paleozoico superior.

La única limitación cronológica sobre este plutón viene impuesta por su carácter post- F_2 ; por lo tanto, su emplazamiento y cristalización debieron tener lugar después de 340 Ma (véase cap. 3.4.4.).

4.2.- Metamorfismo.

Con excepción de las rocas ígneas que constituyen el plutón tonalítico de El Puerto, el resto de las rocas que afloran en la Hoja de Encinasola presentan evidencias de haber sufrido transformaciones de sus mineralogías y texturas originales, producto de procesos metamórficos y metasomáticos que las afectaron en diverso grado a lo largo de su historia. Se reconocen procesos tanto de entidad regional (metamorfismo hercínico, espilitización de las rocas basálticas cámbricas), como localizados en torno a determinadas estructuras (aureolas de contacto, circulación hidrotermal en zonas de fractura).

4.2.1.- Procesos de espilitización.

Estos procesos metasomáticos produjeron la alteración (retrogradación) de las paragénesis ígneas primarias de las coladas de lavas y piroclastos basálticos que constituyen la Formación Umbria-Pipeta (Cámbrico medio) de la unidad de Cumbres-Hinojales, así como de todas las formaciones correlacionables con ella de otras unidades tectónicas de la zona Ossa-Morena.

La espilitización de los basaltos de dichas formaciones fue un proceso muy temprano, pues ya estaban espilitizados los clastos que aparecen en los conglomerados basales del Ordovícico; muy probablemente fue un proceso sin-efusión, mediante interacción de los magmas básicos con el agua del mar, como sugiere el aporte masivo de iones Na^+ y CO_3^{2-} y la formación de numerosas vacuolas rellenas por carbonatos y clorita. El producto final fue una paragénesis de baja temperatura, formada por albita, carbonatos, clorita, epidota y opacos, en la que el único rasgo primario preservado fue la textura porfídica (plagioclasa albitizada) y de vez en cuando texturas fluidales.

4.2.2.- Metamorfismo regional hercínico.

Los procesos tectónicos que afectaron a este sector de la zona Ossa-Morena durante el Paleozoico superior tuvieron como consecuencia, entre otros efectos, un engrosamiento cortical

OXIDOS %

N°	9932	9931	9930
SiO ₂	67.83	67.21	69.35
Al ₂ O ₃	16.49	16.46	15.23
Fe ₂ O ₃	3.22	3.27	2.38
FeO	0.00	0.00	0.00
MnO	0.07	0.07	0.04
MgO	1.61	2.39	1.66
CaO	3.58	3.20	2.30
Na ₂ O	4.64	4.50	4.30
K ₂ O	1.60	1.61	3.50
TiO ₂	0.30	0.32	0.22
P ₂ O ₅	0.18	0.11	0.07
H ₂ O	0.69	1.09	0.63
Tot	100.20	100.22	99.67

NORMA CIPW

N°	9932	9931	9930
Q	25.18	24.76	23.74
Or	9.47	9.49	20.68
Ab	39.24	38.10	36.39
An	16.55	15.18	10.93
Ne	0.00	0.00	0.00
Di	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00
Hy	4.00	9.14	5.09
Ol	0.00	0.00	0.00
Mt	-0.64	-0.54	-0.40
Il	0.57	0.40	0.27
Hm	3.66	3.73	2.72
Ap	0.42	0.25	0.16
C	1.06	1.75	0.37
Fmg	0.00	0.00	0.00

Tabla 2: Análisis químico y Norma CIPW de muestras correspondientes a la facies común (9931-9932) y de borde (9930) del plutón tonalítico de El Puerto.

por imbricación de unidades, efectivo fundamentalmente durante la primera fase (primera y segunda fases en la Unidad de El Cubito), que favorecieron al enterramiento tectónico de segmentos de la cobertera con un aumento consiguiente de la carga litostática y la temperatura. La progresión de la deformación en estas condiciones nuevas supuso un cambio notable en los mecanismos de deformación predominantes, acompañados por procesos de recrystalización metamórfica. El “climax” térmico parece que se alcanzó con posterioridad al máximo de deformación de primera fase (segunda en la unidad de El Cubito), indicado por la formación de blastos sobre la fábrica S_1 , posteriormente deformados durante F_2 .

La deformación de segunda fase tuvo lugar en todos los casos en condiciones metamórficas menos severas que las de F_1 . Este hecho implica que, posteriormente a dicho máximo térmico post- F_1 y antes del comienzo de F_2 , el conjunto de la región se vió sometido a un proceso de levantamiento y erosión, tal vez consecuencia de un efecto isostático de rebote subsiguiente al engrosamiento cortical producido durante las fases iniciales.

Dentro del área que nos ocupa, las condiciones de metamorfismo hercínico varían entre los grados anchimetamórfico, muy bajo y bajo (Winkler, 1976), sin que en ningún caso se alcanzasen las condiciones de las facies anfíbolitas. Tanto durante F_1 como durante F_2 (F_2 y F_3 respectivamente en la unidad de El Cubito) las unidades más meridionales reflejan grados metamórficos superiores que las septentrionales. Esta estructura metamórfica puede ser el resultado de uno o de la combinación de varios de los siguientes procesos: 1) incremento del gradiente geotérmico en esa dirección; 2) propagación de la deformación en secuencia *forward* y *downward* en esa dirección; 3) mayor tasa de levantamiento y erosión de las unidades en el mismo sentido. Conviene destacar que hacia el SW se encuentran situadas las zonas más internas del orógeno, así como la zona de sutura hercínica (Ribeiro et al., 1990; Quesada et al., en prensa).

El gradiente P-T durante F_1 (F_2 en la unidad de El Cubito), de acuerdo con las paragénesis minerales estables, fue del tipo Barrowiano, caracterizado por la presencia de cloritoide en rocas con la composición adecuada. En áreas (fuera de la Hoja) en que se alcanzaron condiciones de grado medio (Domo de Villareal- Juromenha), estas vienen caracterizadas por la presencia de estauroлита y granate estables (Quesada y Munhá, 1990). Aunque se trata de asociaciones características de un régimen termobarométrico del tipo de bajas presiones, estas parecen ser más altas que en las unidades más meridionales, expuestas en los macizos de Aracena-Aroche y Beja, en las que las asociaciones estables durante esta fase (F_2 en dichas unidades) para la facies anfíbolitas vienen caracterizadas por la presencia de andalucita y cordierita (Apalategui et al., 1983; Crespo Blanc, 1989; Quesada y Munhá, 1990). Esta diferencia, prueba la existencia de un gradiente térmico positivo hacia las zonas internas del orógeno.

Con los datos obtenidos en esta Hoja no se pueden caracterizar las condiciones metamórficas reinantes durante la deformación de primera fase registrada en la unidad de El Cubito. Sólomente se puede asegurar que se alcanzaron condiciones metamórficas de grado muy bajo, tal vez bajo, que permitieron la neoformación de moscovita y clorita; pero no se dispone de ninguna información que permita caracterizar el régimen termobarométrico en que se produjo. Fuera de la Hoja, en la prolongación de la unidad en territorio portugués, de Jong et al. (1991) han descrito

la presencia de crossita, un anfíbol azul, en asociación con clorita, albita y magnetita, a partir de la cual han determinado una presión en torno a 7kbar. Recientemente, Araujo (con. pers, 1992) ha localizado nuevos afloramientos con anfíboles azulados (crossita y glaucofana) dentro de los Xistos de Moura, que demuestran el carácter regional de este evento metamórfico de alta presión, cuya interpretación más plausible debe estar en relación con la existencia de procesos de subducción en el margen meridional de la zona Ossa-Morena, durante los estadios iniciales de la orogenia hercínica. El hecho de que la evolución tectono-metamórfica registrada en la unidad de El Cubito con posterioridad a este primer evento, sea semejante a la del resto de unidades y en condiciones termobáricas de baja presión, implica que durante dicha primera fase se produjese la obducción de esta unidad sobre las otras, que ocupaban posiciones más externas.

Por otra parte, la existencia de un evento metamórfico de alta presión, interpretable en relación con un proceso de subducción-obducción, proporciona apoyo indirecto a la interpretación del origen paleogeográfico de la unidad de El Cubito en posiciones muy externas del margen continental ibérico, y apoya también su correlación con la unidad Pulo do Lobo que actualmente delinea la zona de sutura hercínica (véase capítulo 2.4 y Quesada et al., en prensa).

En la tabla 3 se presenta la relación de minerales paragenéticos con cada evento deformativo, en cada unidad, deducida a partir del estudio microscópico de las muestras.

Se ha incluido la referencia a la crossita en la unidad de El Cubito, tomada de la literatura, para completar las observaciones obtenidas del ámbito estudiado.

4.2.3.- Metamorfismo de contacto.

Se ha reconocido el desarrollo de blastesis metamórficas, en condiciones estáticas, en tres entornos diferentes. En primer lugar, la anomalía térmica que supuso la intrusión post-F2 del plutón tonalítico de El Puerto produjo en su encajante el crecimiento de blastos de metamorfismo que definen una aureola, zonada concéntricamente alrededor del mismo. Se reconocen una aureola interna, entre 100 y 200 m de espesor, en facies de corneanas hornbléndicas, caracterizada por blastos postcinemáticos de andalucita (chiastolita) y biotita, y una aureola externa (200-300 m de anchura) con facies de corneanas de albita-epidota, en la que se produjo blastesis de mica blanca y la formación de grumos de minerales arcillosos que confieren a la roca un aspecto mosqueado típico. No se han identificado paragénesis características de la facies de corneanas piroxénicas, hecho que debe estar en relación con las reducidas dimensiones del cuerpo intrusivo.

Un segundo entorno, en el que se han reconocido procesos de metamorfismo térmico, también postcinemáticos respecto a las etapas regionales de deformación penetrativa, corresponde a la zona de falla S^a de Herrera-S^a de Las Contiendas. La distribución de los blastos metamórficos, en este caso de grado bajo (agregados de minerales arcillosos), es muy irregular y no parece guardar relación espacial directa con los afloramientos actuales de rocas ígneas dentro de dicha zona de falla. No obstante, consideramos que la causa de esta blastesis de metamorfismo térmico está relacionada con la canalización de un elevado flujo de calor a lo largo

Mineralogía	F ₁ (Regional)		F ₁		F ₂	
	SIN	POST	SIN	POST	SIN	POST
CUARZO						
ALBITA						
SERICITA / MOSCOVITA						
CLORITA						
CLORITOIDE						
BIOTITA						
ACTINOLITA						
CROSSITA *						

* Datos tomados fuera de Hoja (De Jong et al. 1991)

----- Unidad Cumbres-Hinojales

----- " Sierra de La Lapa

..... " Terena

----- " El Cubito

Tabla 3: Relaciones blastesis/deformación en las unidades de la Hoja de Encinasola, durante la orogenia hercínica.

de la misma, habiendo servido las rocas ígneas y las soluciones hidrotermales que también se localizan en esta zona (véanse capítulos 3.1 y 4.1.3.) como vehículos de dicho flujo térmico.

Finalmente, también se han observado efectos de metamorfismo térmico en los sedimentos intercalados en la Formación Umbría-Pipeta, justo en la base de algunas coladas basálticas. Este proceso se manifiesta por la formación de un mosqueado junto a la zona de contacto, que alcanza unos pocos centímetros de espesor, pero que es muy notorio, alcanzando los grumos arcillosos hasta un mm de diámetro. En este caso, se trata de un proceso de metamorfismo de contacto sin-sedimentario.

4.2.4.- Metamorfismo hidrotermal en zonas de fractura

Dentro de la hoja de Encinasola existen evidencias de circulación hidrotermal importante, inductora de transformaciones metasomáticas notables en rocas diversas, localizadas a lo largo de la zona de fractura S^a de Herrera-S^a de Las Contiendas. Estas transformaciones han sido ya descritas con anterioridad (capítulo 4.1.3.) y junto con las rocas ígneas bimodales y el metamorfismo térmico también localizados en esta zona, atestiguan el carácter profundo (litosférico) de la misma, y el importante papel jugado en la evolución tardía regional, como uno de los accidentes tectónicos principales del conjunto de la zona Ossa-Morena, no reconocido anteriormente.

5.- HISTORIA GEOLÓGICA.

A pesar de su reducida superficie, la Hoja de Encinasola contiene una transversal muy variada, que puede servir para caracterizar los dominios meridionales de la zona Ossa-Morena. La ausencia más significativa es sin duda la de afloramientos de zócalo; sin embargo, la cobertera paleozoica está muy bien representada en las cuatro unidades distinguidas y muestra una evolución coherente, que permite su caracterización con cierto detalle como parte de la cuña de sedimentos (miogeoclinal) depositados sobre sectores externos del margen meridional del Macizo Ibérico. Asimismo, sus rasgos estructurales y petrológicos definen con precisión las condiciones en que la orogenia hercínica se desarrolló en este sector marginal del bloque ibérico, relativamente próximo a la zona de sutura.

Dentro del registro geológico preservado en la Hoja que nos ocupa, hay que distinguir aquel que corresponde a la evolución prehercínica del mismo (básicamente durante el Paleozoico inferior) de la parte que representa la evolución sin-orogénica hercínica durante el Paleozoico superior.

5.1.- Historia pre-hercínica.

La evolución paleozoica pre-hercínica del sector meridional de la zona Ossa-Morena básicamente corresponde al periodo de individualización de un margen continental y al crecimiento de una cuña de sedimentos sobre el mismo, y es similar en cuanto a procesos a la evolución registrada en otros sectores del Macizo Ibérico, especialmente el denominado Terreno Autóctono Ibérico (Ribeiro et al., 1990, 1991; Quesada, 1991, 1992), del que Ossa-Morena representa su margen meridional.

Quesada (1987, 1991, 1992) considera dos etapas (Fig.6) en la evolución pre-hercínica de este margen continental: una etapa inicial de *rifting*, en la que el proceso tectónico dominante fue la extensión, y una etapa posterior de margen pasivo, con actividad tectónica muy escasa y limitada a reactivación extensional de estructuras preexistentes. Ambos estadios evolutivos aparecen bien representados dentro de la hoja que nos ocupa.

5.1.1.- Etapa de *rifting*.

Corresponde en la zona Ossa-Morena con la evolución durante el sistema Cámbrico (Liñán y Quesada, 1990). Se inicia con una transgresión generalizada sobre el zócalo cadomiense arrasado, que culmina con el establecimiento de plataformas carbonatadas durante el Cámbrico inferior (no representadas en la Hoja). El inicio de actividad tectónica extensional produjo un primer colapso de dicha plataforma, con formación de *horsts*, más o menos estables, y *grabens* muy subsidentes, localmente rellenos con turbiditas. Esta etapa primera de extensión acentuada y compartimentación de la cuenca está representada en la hoja por la Formación "Alternancia de Cumbres" de la unidad de Cumbres-Hinojales. Esta unidad, con varios kilómetros de potencia de sedimentos cámbricos, corresponde a uno de los surcos subsidentes a los que antes se ha aludido.

Se reconoce un periodo de calma relativo en cuanto a actividad tectónica hacia la parte final del Cámbrico inferior. Este periodo coincide con una regresión, representada por la Formación "Cuarcitas Blancas" en nuestra unidad de Cumbres-Hinojales, y debe corresponder con una caída del nivel del mar, pues de acuerdo con Liñán (com. pers., 1992) esta regresión tiene carácter global.

Al inicio del Cámbrico medio se produce el evento extensivo más importante en Ossa-Morena, manifestado por un nuevo colapso de la plataforma y por la efusión de volúmenes notables de rocas volcánicas bimodales (ácidas y básicas) de naturaleza alcalina y toleítica (Mata y Munhá, 1986). En la unidad de Cumbres-Hinojales este evento está representado por la sucesión vulcanosedimentaria, eminentemente básica de Umbría-Pipeta, seguida de la Formación detrítica de Fatuquedo.

En todo el conjunto de la zona Ossa-Morena no se ha probado hasta la fecha la existencia de depósitos del Cámbrico superior. Este hecho, junto con la naturaleza discordante (angular y erosiva) de los depósitos suprayacentes del Ordovícico basal, sugiere: 1) que la extensión durante esta fase produjo basculamiento de los bloques, y 2) que el conjunto de la zona se vió sometido a levantamiento, emersión y erosión durante el Cámbrico superior. Quesada (1991) interpreta este levantamiento en respuesta a un proceso de *doming* térmico inducido por el elevado flujo de calor que caracterizaría la fase de *rifting*.

En nuestra opinión, los diferentes dominios y unidades que se han distinguido en tiempos recientes en la zona Ossa-Morena tuvieron su origen en la compartimentación de la cuenca producida durante esta etapa, representando sus límites actuales la reactivación (inversión) de los accidentes generados durante el *rifting* cámbrico, en algunos casos reactivación a su vez de antiguos accidentes de zócalo.

El resultado final de este evento extensional fue la formación de un margen continental adelgazado en Ossa-Morena, comparable de manera tentativa al Banco de Galicia en el Atlántico actual (Quesada, 1992), y probablemente de una cuenca oceánica, actualmente representada por fragmentos ofiolíticos en la zona Pulo do Lobo (Fig.1), al SW del mismo (coordenadas actuales).

5.1.2.- Etapa de margen pasivo.

El paso de la etapa anterior a ésta viene marcado por la denominada discordancia sárdica, que coincide con una transgresión al inicio del sistema Ordovícico sobre los bloques basculados y erosionados como consecuencia del *rifting* cámbrico. Ha sido interpretada como una discordancia de ruptura (Ribeiro et al., 1990; Quesada et al., 1991) que marca la transición *rift/drift* del margen continental previamente formado, estando la subida relativa del nivel del mar asociada relacionada con un proceso de subsidencia térmica al alejarse estos dominios de la zona axial del *rift*, térmicamente anómala. El resultado de este proceso fue el reestablecimiento de condiciones marinas de plataforma en la zona de Ossa-Morena a partir del Ordovícico inferior, que perduraron de manera bastante estable hasta la llegada de la onda orogénica hercínica, ya en tiempos del Devónico medio a superior.

Durante esta fase de margen pasivo tuvo lugar el desarrollo de la cuña (miogeoclinal) de sedimentos que en gran medida fosiliza la estructura compartimentada previamente formada en la etapa extensional anterior, pudiendo trazarse numerosas formaciones a través de los contactos entre bloques (Fig.7). No obstante, los cambios de facies y espesores detectados en algunas formaciones entre unidades diferentes, sugiere una reactivación de dichos accidentes aunque mucho más modesta que durante el Cámbrico. Mención especial en este sentido merece el nuevo episodio extensional que se localiza cerca del límite Ordovícico-Silúrico y que consideramos responsable de los siguientes hechos: 1) el cambio de espesores que muestra la Formación Colorada en la unidad de Terena respecto a la de S^a de La Lapa; 2) la posible laguna estratigráfica del Ordovícico superior dentro de la hoja; 3) el cambio de facies durante el Silúrico medio y superior entre las unidades de S^a de La Lapa (Formación "Xistos Raiados") y de Terena (Formación de Ampelitas y Liditas Negras); y ya fuera de nuestra Hoja, 4) la efusión de materiales volcánicos bimodales (ácido-básico) de naturaleza alcalina/peralcalina (Mata y Munhá, 1985) en el anticlinal de Estremoz.

El espesor total de la cuña de sedimentos del periodo Ordovícico-Devónico inferior es en esta parte del Macizo Ibérico bastante reducido (menos de 1.000 m). Este hecho, junto con la casi total ausencia de sedimentos detríticos groseros, sugiere su ubicación en posiciones muy externas de la

plataforma, alejadas de las áreas costeras, fuente de los aportes.

Con carácter general, las facies son más distales en las unidades actualmente más meridionales, incluyendo en este caso a la unidad de El Cubito que debía ocupar una posición paleogeográfica en la zona de transición entre la cuña miogeoclinal y la zona eugeoclinal de cuenca (Fig. 7). El área continental debía ubicarse, a partir de estos datos, en dirección NE; es decir, en la dirección actualmente ocupada por la zona Centro-Ibérica (Fig. 1), donde de hecho las sucesiones de edad equivalente presentan características de depósitos de plataforma somera, mucho más proximales, con profusión de sedimentos terrígenos groseros.

Si tenemos en cuenta la componente transpresiva sinistral que estuvo presente durante buena parte de (si no toda) la deformación hercínica, la transversal de unidades actualmente expuesta en la Hoja de Encinasola corresponde a una sección más bien en sentido E-W de la cuenca sedimentaria original.

5.2. Historia sin-orogénica hercínica.

Considerando la zona Ossa-Morena en su conjunto, hacia el Devónico medio, las condiciones de estabilidad de la etapa anterior se vieron profundamente alteradas por el inicio de un nuevo periodo caracterizado por una intensa actividad tectónica convergente, que es lo que se viene denominando orogenia hercínica o varisca. La onda deformativa no alcanzó a toda la región al mismo tiempo; por el contrario fue migrando muy lentamente, no solo en sentido ortogonal a las estructuras, tal y como actualmente se encuentran, sino también y de manera significativa, longitudinalmente a las mismas en sentido de W hacia E. Este hecho prueba inequívocamente la naturaleza oblicua del proceso convergente, con una componente fundamental de transpresión sinistral durante toda su evolución, aunque en el ámbito por nosotros estudiado no pueda deducirse en algunos casos (las fases iniciales) a partir únicamente del análisis de las estructuras correspondientes.

La deformación hercínica de este sector del Macizo Ibérico aparece como un proceso polifásico y , aunque a la escala del orógeno puedan superponerse temporalmente los efectos de dos o más de las fases (Quesada et al., en prensa), en el ámbito reducido que nos ocupa las tres fases reconocidas aparecen como eventos discretos, separados por periodos de tiempo importantes, al menos las que denominamos F1 y F2 en las unidades septentrionales de la Hoja.

Por otra parte, la orogenia hercínica no solo viene expresada por el desarrollo de estructuras deformativas, sino que además se reconocen sus efectos por la actividad sedimentaria, metamórfica e ígnea que el proceso convergente llevó aparejada.

5.2.1.- Deformación y metamorfismo hercínicos.

A escala regional se reconocen tres fases de deformación penetrativa aunque sus efectos no se distribuyen de manera homogénea a través de la misma. Así, dentro de la Hoja de Encinasola, la primera fase solo se reconoce en la Unidad de El Cubito, en tanto que las otras dos tienen expresión

en todas las unidades.

Con carácter general, se reconocen unas zonas internas, en sentido orogénico, en las que los procesos deformativos y metamórficos son más intensos (esquistosidad generalizada), y unas zonas externas en las que estos procesos tienen una importancia menor (generalmente sin esquistosidad penetrativa). En el SW Ibérico, la zona Ossa-Morena representa a las zonas internas del orógeno, en tanto que las externas aparecen expuestas en la zona Centro-Ibérica. Dentro de Ossa-Morena existe a su vez una evolución hacia condiciones cada vez más internas en sentido transversal, de NE hacia SW, coincidente con la evolución paleogeográfica hacia sectores cada vez más externos del margen continental en la misma dirección, durante la fase anterior de margen pasivo. Esta coincidencia sugiere la transformación de dicho margen de pasivo en activo como consecuencia de la convergencia hercínica; la presencia de unidades de naturaleza oceánica inmediatamente adyacentes al límite meridional de Ossa-Morena y separándola de la zona Sur-Portuguesa (unidad Pulo do Lobo y Ofiolita Beja-Acebuches; Munhá et al., 1986; Quesada et al., en prensa) sugiere la existencia de una zona de sutura entre bloques continentales justo en ese área.

Con estos hechos en mente, la orogenia hercínica puede considerarse el resultado de un proceso de convergencia continental mediante eliminación por subducción de la cuenca oceánica intermedia (posiblemente la cuenca formada durante el *rifting* cámbrico registrado en Ossa-Morena), que culminó con la colisión de las masas continentales inicialmente separadas por dicho océano.

La existencia de magmatismo calcoalcalino (Devónico medio-Carbonífero inferior) con características semejantes a las del de arcos insulares (Santos et al., 1988; Andrade et al., 1991), restringido al lado septentrional (Ossa-Morena) de la zona de sutura, implica forzosamente una polaridad hacia el noreste del proceso de subducción, bajo la zona Ossa-Morena (Quesada et al., en prensa), aunque conviene recordar la presencia permanente de una componente oblicua (sinistra) a lo largo de todo el proceso orogénico.

En este contexto, las fases de deformación reconocidas en nuestra Hoja representan estadios diferenciados en la deformación de la placa superior a la sutura, cuyo significado, siguiendo a Quesada et al. (en prensa), puede interpretarse de la siguiente forma.

- Primera fase regional (F₁R)

Este episodio deformativo se reconoce exclusivamente en unidades inmediatamente adyacentes a la zona de sutura hercínica. En la placa superior (zona Ossa-Morena) solamente se observa en las unidades más meridionales de la misma: Macizos Cristalinos Meridionales (Apalategui et al., 1990b) y en la unidad de El Cubito. En esta última, la penetratividad de la deformación posterior impide la caracterización geométrica y cinemática de las estructuras generadas durante esta primera fase, al menos en el área estudiada por nosotros. En el Macizo de Beja, uno de los Macizos Cristalinos Meridionales de Apalategui et al. (1990b), Fonseca (1990) ha podido identificar una estructura de cabalgamientos con vergencia norte, especialmente importante en la base de la ofiolita de Beja-

Acebuches (Munhá et al., 1986). Quesada et al. (en prensa) interpretan este hecho en relación con la obducción hacia el norte de dicha ofiolita, en el mismo sentido por tanto que la subducción, definiendo una geometría de tipo *flake* (Fonseca y Ribeiro, 1992). En nuestra opinión, F1R en la unidad de El Cubito debe representar el mismo proceso de obducción; además, el hallazgo reciente de relictos de un metamorfismo de alta presión (véase capítulo 4.2.2.) implica que esta unidad fue sometida a subducción para generar dicha paragénesis, con anterioridad a su emplazamiento en la posición que ocupaba cuando comenzó la siguiente fase de deformación.

En definitiva, a la luz de todos estos datos, consideramos que F_1 regional representa básicamente, la estructura asociada al proceso de subducción, previo a la colisión con el bloque continental meridional (Terreno Surportugués; Ribeiro et al., 1991; Quesada, 1991, 1992), al que eventualmente se asoció un proceso de obducción sobre el margen continental de Ossa-Morena, tanto de unidades ofiolíticas como de unidades muy externas del propio margen, implicadas en la zona de subducción (unidad de El Cubito).

- Primera fase (F1)

Aunque se trata de hecho del segundo evento deformativo regional, es el primero que afecta al conjunto de las zonas internas y el primero que se reconoce en la mayor parte de la zona Ossa-Morena; por este motivo y por razones de coherencia con la nomenclatura usada en áreas más septentrionales se adopta esta denominación.

En opinión de Quesada et al. (en prensa) esta fase representa el inicio de la colisión continental entre el margen meridional del Macizo ibérico y el Terreno Surportugués. La marcada diacronía que muestra el desarrollo de esta fase en sentido longitudinal (véase capítulo 3.4) pone de manifiesto de manera inequívoca el carácter oblicuo del proceso colisional. La estructura desarrollada durante esta fase aparece controlada fundamentalmente por mecanismos de *strain partitioning*, en dos niveles diferentes: por una parte, la componente rotacional es absorbida mediante desarrollo de importantes zonas de cizalla sinistras, visibles actualmente en afloramientos de zócalo y en la propia zona de sutura (por tanto no expuestas en la hoja que nos atañe). Estas estructuras, que generalmente tienen también una componente cabalgante hacia el SW (sintéticas con la zona de subducción), representan una deformación de tipo *thick-skinned*, y muestran una secuencia de propagación hacia el NE, ortogonal y hacia fuera de la sutura, contraria a la vergencia de las mismas (Quesada et al., 1991).

Por otra parte, existe un despegue subhorizontal generalizado (*thin-skinned*) de la cobertera, que se deforma insolidariamente con su zócalo dentro de cada uno de los bloques principales separados por las estructuras *thick-skinned* previamente aludidas. El área expuesta en nuestra hoja corresponde a una de estas zonas de cobertera despegada, en la que la estructura de esta primera fase corresponde básicamente a pliegues manto de tipo isoclinal desarrollados sobre un despegue basal con vergencia W-SW, que muestra una profundización hacia el SW, sugiriendo una secuencia de propagación *forward* y *downward* congruente con la vergencia de las estructuras. Este evento deformativo afectó también a la unidad de El Cubito con estructuras de igual tipo, por lo que esta unidad debía estar ya emplazada sobre el margen de Ossa-Morena cuando comenzó el desarrollo

de esta fase. Los límites entre unidades deben corresponder a la expresión a través de la cobertera de estructuras desarrolladas simultáneamente en el zócalo; localmente se localizan rampas en el despegue basal de la cobertera en estos accidentes (por ejemplo, Falla de Juromenha-Hinojales), que parecen tener actividad fuera de secuencia.

El metamorfismo asociado a la deformación durante esta fase es en nuestra Hoja de tipo Barrowiano, pero evoluciona a regímenes de más alta temperatura relativa (tipo Bossost) en la dirección de la sutura. Este incremento del gradiente geotérmico en esa dirección es compatible con actividad ígnea relictas del arco magmático que existía en esas áreas durante la etapa de subducción inmediatamente anterior (Quesada et al., en prensa).

- Segunda fase (F_2)

Antes de comenzar a comentar los rasgos representativos durante esta etapa de deformación conviene resaltar que, al menos en el área por nosotros estudiada, existe un lapso de tiempo notable entre el desarrollo de ésta y la culminación de la anterior. Este hecho viene puesto de manifiesto por la menor profundidad de las estructuras de F_2 , que implica un periodo de levantamiento y erosión post- F_1 , suficientemente importante como para exponer en la superficie niveles deformados en condiciones de las facies de esquistos verdes, previamente al depósito del Flysch de Terena. De acuerdo con los datos radiométricos (fraccionarios) disponibles de otras áreas (Dallmeyer et al., 1993, en prensa) dicho lapso puede llegar a alcanzar hasta 30Ma (enfriamiento post- F_1 : 370 Ma, F_2 : 340 Ma).

La estructura desarrollada durante F_2 en Ossa-Morena está dominada por procesos de deformación *thick-skinned*, al encontrarse la cobertera ya bastante rígida como consecuencia de la deshidratación sufrida durante F_1 , y producirse su deformación de segunda fase en ambientes muy superficiales. En este sentido conviene resaltar el mejor desarrollo de esquistosidad penetrativa en el Flysch de Terena respecto a otras formaciones previamente deformadas, probablemente en relación con la abundancia de fases minerales hidratadas y agua libre en los poros de estas rocas, que fueron deformadas por primera vez durante esta fase.

Así pues, durante este episodio se produjo una reimbricación de la zona, mediante reactivación de las estructuras preexistentes, tanto en el zócalo como en la cobertera. La deformación interna de los bloques fue mucho más modesta que durante la fase anterior, generándose en la cobertera pliegues asimétricos con vergencia moderada hacia el SW (sintética de nuevo respecto a la zona de sutura). La persistencia de una componente rotacional en sentido antihorario viene puesta de manifiesto por diversos hechos (véanse capítulos 3.2 y 3.5): 1) transección de pliegues por la esquistosidad cogenética en la cobertera; 2) estructuras de *duplex* de *strike-slip* en despegues de esta fase; 3) formación de zonas de cizalla sinistras en la unidad de El Cubito. Todos estos rasgos demuestran el papel preponderante que también tuvieron durante esta fase los procesos de *strain partitioning*.

El metamorfismo asociado es en el área que nos interesa de muy baja intensidad. Se aprecia, sin embargo, una evolución hacia grados mayores nuevamente hacia el SW, lo que sugiere que también durante esta fase la exhumación de niveles corticales profundos fue más importante hacia la zona de sutura.

- Deformación extensional.

Con excepción de la zona de cizalla del Cerro de La Majadita (límite entre las unidades de Terena y El Cubito), no se han identificado evidencias micro y mesoestructurales que demuestren la existencia de actividad extensional durante la orogenia hercínica. No obstante, la juxtaposición actual de unidades mediante cabalgamientos cuyos bloques superiores presentan sistemáticamente grados metamórficos más bajos que el de los bloques inferiores, requiere de al menos una etapa de colapso extensional a favor de los mismos, previo a las últimas estructuras compresivas (frágiles), para explicar esta aparente contradicción.

En nuestra opinión, después de cada una de las fases compresivas, durante las cuales se produjo engrosamiento cortical, debió producirse una etapa de colapso extensional tendente a recuperar el equilibrio isostático/gravitatorio que tal engrosamiento había alterado. Toda vez que con posterioridad hubo una nueva reactivación compresiva, que probablemente causó la eliminación de la evidencia estructural asociada a estas etapas, no podemos discriminar la importancia relativa de los eventos extensionales posteriores a cada una de las fases, representando la aparentemente contradictoria megaestructura térmica antes aludida el efecto combinado de todos ellos.

Muy probablemente, la exhumación hasta la superficie de niveles metamórficos epizonales, previa al depósito del Flysch de Terena, tuvo lugar durante la etapa de colapso extensional subsiguiente a F_1 . La zona de cizalla del Cerro de la Majadita por su parte, es sin duda una estructura extensional post- F_2 , pues su microestructura asociada se superpone a la de esa fase.

Con la escasa evidencia estructural disponible parece deducirse que, en los niveles corticales actualmente expuestos en la Hoja, el colapso extensional se produjo a favor de fallas normales con buzamiento fuerte (estructuras de tipo *Basin and Range*), aunque no se puede descartar que dichas fallas tuviesen geometría listrica y pasasen en profundidad a *detachments* subhorizontales (estructura de tipo *core complex*). Tal vez la exhumación de los domos metamórficos de Juromenha-Villarreal (Quesada y Munhá, 1990) y de Oliva de La Frontera (Jorquera et al., 1990), situados hacia el norte de la zona que nos interesa, pueda estar en relación con estructuras de este último tipo.

- Deformación frágil tardía.

Frente a un régimen de esfuerzos que se debilitaba progresivamente, y con una rocas polideformadas y metamorfizadas, incapaces de reaccionar plásticamente frente a la deformación, las estructuras formadas durante los estadios finales de la orogenia hercínica corresponden en todos los casos a fracturas desarrolladas en régimen frágil.

En la Hoja de Encinasola vienen representadas por dos lotes diferentes:

- Uno, de orientación NW-SE, que representa la última reactivación de algunos de los accidentes límite entre unidades. Esta es en algunos casos como falla inversa (Falla de Juromenha-Hinojales), y en otros como accidente cabalgante con una componente fundamental de desgarre sinistro (Zona de falla S^a de Herrera-S^a de Las Contiendas), y colectivamente demuestran la persistencia del régimen regional de convergencia oblicua que caracteriza a la deformación hercínica de esta zona.

- El otro, de mucha menor entidad, viene representado por una red de fallas de pequeño salto, con orientación NE-SW, en régimen normal con una componente de desgarre, generalmente sinistro. Dentro de la hoja acumulan un estiramiento de unos pocos kilómetros en sentido E-W.

Fuera de la hoja, especialmente en las unidades que flanquean la zona Ossa-Morena (zona de cizalla Badajoz-Córdoba y Macizos Cristalinos Meridionales) ambos lotes de fractura definen estructuras espectaculares de tipo *duplex de strike-slip* (Simancas, 1983; Crespo Blanc, 1989; Quesada y Dallmeyer, 1993), que acomodan estiramientos decakilométricos y acortamientos, en dirección ortogonal, kilométricos, por lo que, aunque poco expresiva en cuanto a formación de estructuras penetrativas, esta etapa tardía de deformación tuvo aún una importancia considerable.

5.2.2.- Sedimentación sin-orogénica hercínica.

Las condiciones relativamente estables de plataforma externa que prevalecían en Ossa-Morena durante la etapa de margen pasivo, se vieron bruscamente interrumpidas por el inicio de la deformación hercínica. Dado el carácter oblicuo del proceso orogénico, tal ruptura tuvo lugar de forma fuertemente diacrónica; así, mientras en sectores suroccidentales se produjo durante el Givetense (Ribeiro, 1983), en los más orientales persistieron condiciones de plataforma hasta el final del Famenense (Robardet et al., 1986). Con carácter general, dentro de los límites de Ossa-Morena la sedimentación sin-orogénica hercínica se produjo dentro de cuencas restringidas, aisladas entre sí y de otras, de mayores dimensiones, ubicadas hacia los márgenes de esta zona. Por sus dimensiones y condiciones de sedimentación, se reconocen dos tipos principales de cuencas: 1) cuencas marinas, con relleno predominantemente turbidítico (tectofacies *flysch*) y características de cuencas de antepaís; y 2) cuencas intramontañosas, de dimensiones reducidas y vida efímera, cuyos rellenos corresponden a sistemas deposicionales fluviolacustres. En ambos casos, es muy notoria la existencia de una componente de *pull-apart* en su génesis y evolución subsiguiente, generalmente caracterizada por su deformación por inversión de dicho *pull-apart*.

No existe ningún representante del segundo tipo dentro de la Hoja de Encinasola, estando representado el primer tipo por la cuenca en la que se depositó el Flysch de Terena, que es una de las principales en toda Ossa-Morena. Aunque no se dispone de control estratigráfico suficiente, la distribución espacial de las facies y sus espesores relativos sugieren una asimetría marcada, con áreas más profundas y potentes hacia el W y más someras y delgadas hacia el E. Esta distribución

indicaría la ubicación del margen activo principal en sectores occidentales y del margen pasivo relativo en los orientales, y es compatible con la ubicación de las zonas más internas y con el sentido de migración de la deformación en la región. El margen septentrional, ubicado en un accidente profundo reactivado repetidamente (Falla de Juromenha-Hinojales), fue reactivado nuevamente al menos durante algunas fases del relleno de la cuenca, como sugiere la presencia de numerosas unidades paraconglomeráticas justo adosadas al mismo (Formación de Conglomerados, Grauvacas y Pizarras Negras en la unidad de Cumbres-Hinojales).

El desarrollo de esta cuenca lo consideramos como respuesta a la imbricación cortical producida durante F_2 , siendo afectado el relleno de la misma por el avance de la onda deformativa del mismo evento poco después de depositarse. En resumen pensamos que la evolución del sector de cuenca comprendido en nuestra hoja representa tres estadios sucesivos durante el desarrollo de F_2 : 1) el inicio del engrosamiento cortical en áreas próximas a la sutura produjo una depresión brusca y acusada de la parte meridional de Ossa-Morena, que se vió nuevamente inundada por aguas marinas. En la zona que nos ocupa, no muy alejada del área tectónicamente activa, la sedimentación estuvo dominada por decantación hemipelágica con llegada esporádica de capas turbidíticas diluidas (Formación de Pizarras Negras y Grauvacas); 2) la migración de la deformación hacia NE y SE produjo la aproximación del área activa a nuestra zona de depósito, que se vió bruscamente alcanzada por la sedimentación turbidítica que representa la Formación Terena; 3) la onda deformativa alcanzó el área de depósito que se deformó penetrativamente en un régimen transpresivo sinistro (transección de pliegues por la esquistosidad).

5.2.3. Magmatismo hercínico

En el ámbito de la Hoja de Encinasola la actividad ígnea durante el periodo orogénico hercínico es muy reducida. El plutón tonalítico de El Puerto, es difícil de encajar en el cuadro de la actividad ígnea regional. Por una parte, su composición intermedia y marcado carácter calcoalcalino lo hace similar a las rocas reconocidas más al sur, relacionadas con el crecimiento de un arco magmático durante la fase de subducción (Andrade et al., 1991; Quesada et al., en prensa). Por otra, su carácter post- F_2 lo hace candidato a representar la actividad magmática post-colisional, pero la composición de los plutones de este tipo es generalmente más ácida, y su quimismo peraluminico. Tal vez se trate de un producto híbrido, aunque su pobreza de enclaves microgranudos hace esta interpretación poco probable.

También existe actividad ígnea, de volumen muy reducido, emplazada a favor de la zona de falla S^a de Herrera- S^a de Las Contienas. En este caso se trata de un magmatismo bimodal, de naturaleza alcalina, que está bien representado en zonas de deformación transpresiva de la zona de Ossa-Morena, particularmente cerca de sus márgenes (Quesada et al., 1991). Este tipo de actividad indica la presencia de zonas mantélicas sometidas a procesos de fusión parcial, que tal vez puedan dar explicación a la anomalía térmica necesaria para generar el enorme volumen de rocas graníticas, postcolisionales y de fuentes corticales, que existen en amplios sectores del Macizo Ibérico.

6.- METALOGENIA.

En la Hoja de Encinasola hay diversos indicios minerales, sobre todo de cobre, así como pequeñas manifestaciones de manganeso, hierro, fosfatos y grafito, ninguno de los cuales tiene importancia minera actual.

Estos indicios han sido estudiados por Beltrán (1976) y recopilados en IGME (1986); sus características principales se encuentran sintetizadas en la Tabla 4. Desde el punto de vista metalogenético, se encuentran situados en la zona sur de una provincia metalogenética caracterizada por el enriquecimiento en hierro y cobre (Locutura et al., 1990), con cantidades muy accesorias de zinc y plomo, y situada entre dos bandas dominadas por la presencia de estos metales (Macizo de Aracena al Sur y Dominio de Zafra-Monesterio al Norte; Fig.2). La mayor parte de las mineralizaciones corresponden a indicios filonianos, generados durante la deformación hercínica. Sin embargo, en muchos casos pueden representar removilizaciones de mineralizaciones estratoligadas primarias, relacionadas con actividad exhalativa durante el evento de *rifting* que afectó a la región cerca del límite Ordovícico-Silúrico.

Mineralizaciones de cobre.

Son las más abundantes de la Hoja y se pueden agrupar en dos grupos. El primero de ellos está caracterizado por su relación espacial directa con afloramientos de la Formación de Ampelitas y Liditas Negras, silúrica, en la parte septentrional de la unidad de Terena (indicios nºs 5 y 15). Estas mineralizaciones son pequeñas concentraciones estratoligadas de pirita, calcopirita y óxidos de manganeso entre los cherts y liditas; presentan cierta removilización hidrotermal a lo largo de pequeñas fracturas. En las zonas superficiales hay *gossans* de cierta importancia que han sido explotados. En el indicio denominado Pico del Aguila (nº15) existen además numerosos minerales de uranio, habiendo sido objeto de estudio intensivo por parte de E.N.U.S.A. y la J.E.N. Estas mineralizaciones estratoligadas de Cu pueden tener su origen en actividad exhalativa simultánea del depósito de la Formación de Liditas y Ampelitas Negras de esta unidad, tal vez correlacionable con la actividad ígnea bimodal, de naturaleza alcalina/peralcalina, que se reconoce en otros sectores de la zona de Ossa-Morena (Mata y Munhá, 1985).

Un segundo grupo de indicios de Cu en la hoja de Encinasola, el más numeroso, corresponde a yacimientos filonianos de pequeña entidad que se ubican tanto en la unidad Sª de La Lapa (Indicios nºs 4, 11, 14), como en la unidad de Terena (Indicios nºs 6, 7, 8, 9, 10, 13). Estos últimos se encuentran todos ellos muy próximos entre sí, definiendo una alineación, de unos 4 Km de corrida, localizada prácticamente en el núcleo del sinclinal de Terena. En todos los casos se trata de filones, generalmente siguiendo directrices hercínicas, con potencias entre 0,5 y 1,5m y longitudes hectométricas reconocibles, que dan lugar a crestones de cuarzo con óxidos de hierro en superficie; la roca de caja en las salbandas está variablemente silicificada, aunque la alteración hidrotermal nunca llega a ser importante. La paragénesis de estos filones está formada por cuarzo con calcopirita y siderita; hay proporciones variables de pirita, tetraedrita, calcita, barita, hematites y minerales de uranio. Localmente los contenidos de plata y oro pueden llegar a ser significativos. Estas

Num	Nombre	Sust.	X	Y	Morfología
1	LAS GAMAS	Mn-(Fe)	681.04	4225.04	F.150°
2	CERRO CENTENO	P	679.78	4225.84	F.160°?
3	LOS GUIJARROS	Grf	681.94	4223.62	F.145°
4	SANTA ISABEL	Cu	679.50	4223.50	F.125°
5	A° SANTA MARIA	Cu	683.60	4216.36	E.110°
6	SAN JOSE	Cu	683.26	4215.82	E.110°
7	SANTA MARIA	Cu	683.14	4215.44	F.130°
8	MINA VICTORIA	Cu	684.14	4215.18	F.70-160°
9	SIERRA STA. MARIA	Cu	683.64	4215.50	F.150°
10	SAN LUIS	Cu	685.05	4214.58	F.100°
11	SANTA TERESITA	Cu	687.20	4215.30	F.120°
12	EL MADROÑO	Fe-(cU)	681.05	4218.03	F.140°
13	POZO PASTORES	Cu	684.68	4214.20	F.90°
14	LA CALCILLA	Cu	684.68	4214.20	F.0°
15	PICO DEL AGUILA	Cu-(U)	683.32	4216.52	E.125°

Tabla 4: Relación de indicios minerales en la Hoja de Encinasola, con indicación de sustancia, coordenadas U.T.M. y morfología (F: filoniano; E: estratiforme).

mineralizaciones han sido tradicionalmente interpretadas como fruto de la removilización sintectónica hercínica de concentraciones estratiformes similares a las anteriores (Beltrán, 1976).

Las labores son, por lo general, socavones, trincheras y pozos de pequeña importancia, realizados a principios de siglo. Localmente hay pocillos, cortas y galerías romanas, fundamentalmente en las zonas de mayor alteración supergénica. La leyes citadas para estos indicios son del orden de 2, 4% Cu y 18 gr/tm Ag (Beltrán, 1976).

Mineralizaciones de hierro.

El único indicio significativo de hierro es la mina El Madroño (Indicio nº 12), en la que se ha explotado a principios de siglo, mediante cuatro pocillos y dos registros, un filón encajado en grauvacas y pizarras de la formación Terena, dentro de la zona de *melangé* tectónico que caracteriza la parte occidental de la zona de falla Sº de Herrera- Sº de Las Contiendas. Este filón, con dirección N135 E y asociado a una estructura de importancia regional, tiene una estructura brechoide y una paragénesis hidrotermal formada por siderita, cuarzo, calcopirita y óxidos de hierro y manganeso.

Dentro de la misma zona de falla también existen otros indicios de menor importancia de hematites y goethita con carbonatos, ligados al reemplazamiento metasomático de las rocas subvolcánicas que se han descrito anteriormente (Capítulo 4.1.3.), o cementos de óxidos de hierro y manganeso en las areniscas de dicha formación.

Mineralizaciones de manganeso

Existe un indicio de manganeso (nº1), la mina de Las Gamas, en la que se han trabajado dos filones subparalelos de dirección N140E, de hasta 150 m de longitud y 2 m de potencia, con cuarzo, magnetita y pirolusita y cantidades accesorias de pirita, y que encajan en la Formación de Pizarras con *Didymograptus* del Ordovícico inferior. La labores se reducen a un pozo cegado y tres pequeñas trincheras de principios de siglo.

Dentro de los esquistos con intercalaciones de vulcanitas básicas de la Unidad de El Cubito hay niveles centimétricos de óxidos de manganeso, afectados por la deformación hercínica, que tal vez puedan corresponder a capas sedimentarias, similares a las concentraciones de Mn de los fondos oceánicos actuales.

Mineralizaciones de fosfatos

El indicio nº2 se encuentra en cherts y lidades intercalados en pizarras negras del Silúrico, en la unidad Sº de La Lapa. Consta de dos pequeñas cortas realizadas sobre niveles con nódulos o pátinas de variscita y sobre fracturas con cuarzo y variscita que parecen provenir de la removilización hidrotermal de los anteriores. Los contenidos son del orden del 20% en fósforo. El trabajo de Moro et al. (1992) sugiere que las concentraciones estratiformes son debidas al reemplazamiento diagenético precoz de estructuras algales por fosfatos generados por procesos exhalativos en el fondo marino

Indicios de grafito

El indicio de Los Guijarros (nº3) es un filón de cuarzo, de dirección N145 E y de longitud reconocida de unos 350 m, que se encuentra encajado en las pizarras y areniscas de la Formación Xistos Raiados, dentro de la unidad Sª de La Lapa, muy próximo a la zona de falla Juromenha-Hinojales. En él hay venillas y masas de grafito, así como trazas de pirita, siderita, calcopirita y galena. Las labores son de exploración y se reducen a dos pocillos.

7.- HIDROGEOLOGIA.

La permeabilidad de los distintos materiales que afloran en la Hoja de Encinasola es prácticamente nula, por lo que no existe en su ámbito ningún acuífero de entidad. La escasa circulación de agua subterránea tiene lugar a favor de fracturas, principalmente las del lote NE-SW y la zona de falla Sª de Herrera-Sª de Las Contiendas, en donde se ubican las pocas surgencias naturales que existen en la Hoja; todas ellas con caudales muy bajos y en muchos casos con carácter estacional.

También con carácter estacional existe circulación subterránea, muy superficial, a favor del relleno aluvionar de algunos de los cauces existentes, principalmente el que de manera discontinua tapiza la Ribera del Múrtiga, a lo largo de la cual se disponen las pocas huertas regadas de todo el ámbito de la Hoja.

Aparte de éstos, existen numerosas captaciones superficiales, mediante pozos de gran radio, con caudales escasísimos, que explotan el agua acumulada en la capa más superficial del terreno, profundamente meteorizada, utilizándose principalmente para dar de beber a la cabaña ovina y caprina que pasta en estas tierras.

8.- REFERENCIAS.

- Alía, M. (1963) - Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 20: 247-262.
- Andrade, A.A.S.; Santos, J.F.; Oliveira, J.T.; Cunha, T.; Munhá, J.; Gonçalves, F. (1991) - Magmatismo orogénico na transversal Odivelas - Sta Suzana. In: *Significado geodinámico del límite entre las zonas Ossa-Morena y Surportuguesa* (A. Crespo-Blanc, P. Fonseca, J. Munhá, J.T. Oliveira, C. Quesada; eds.) Libro guía de Excursión: XI Reun. Geol. Oeste Peninsular, p. 47-54.
- Apalategui, O.; Babiano, F.; Coullaut, J.L.; Fernández, J.; Ruiz, J.L.; Soler, M.; Quesada, C. (1984b)

- Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª serie (MAGNA) , Hoja nº 896: *Higuera La Real*. I.G.M.E.
- Apalategui, O.; Barranco, E.; Contreras, F.; Delgado, M.; Roldan, F.J.; Quesada, C. (1984a) - Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª serie (MAGNA), Hoja nº917: *Aracena*. I.G.M.E.
- Apalategui, O.; Barranco, E.; Contreras, F.; Roldán, F.J.; Quesada, C.; (1983) - Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª serie (MAGNA), Hoja nº 916 :*Aroche*, I.G.M.E..
- Apalategui, O.; Borrero, J.D.; Higuera, P. (1985) - División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geol. Min.*, 7: 73-80.
- Apalategui, O.; Contreras, F.; Eguiluz, L.; Quesada, C. (1990a) - Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª serie (MAGNA), Hoja nº 918: *Santa Olalla de Cala*, I.T.G.E.
- Apalategui, O.; Eguiluz, L.; Quesada, C. (1990b)- Structure : Ossa-Morena Zone. *In: Pre- Mesozoic Geology of Iberia*. (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García; eds.). Springer Verlag, p. 280-291.
- Apalategui, O.; Quesada, C. (1987)- Transversal Geológica Zona Ossa-Morena. *Libro Guía de Excursión*. p. 1-90.
- Araujo, A. (1989)- Estrutura de uma Geotransversal no Rio Guadiana entre Moura e Mourão. *Tesis Master*, Dept. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa, p. 1-92.
- Araujo, A.; Ribeiro, A. (en prensa)- Tangential transpressive strain regime in the Evora-Aracena Domain (Ossa-Morena Zone). *In: Contribuciones al Conocimiento Geológico del Macizo Ibérico* (C. Quesada, J.T. Oliveira, P. Fonseca, A. Castro; eds.) *Temas Geol. Min.*
- Assmann, W. (1959)- Stratigraphie und Tektonik im Norden der Provinz Huelva (Spanien). *Unveröff. Diss. Math naturwiss. Fak. Univ. Münster*, p. 1-148.
- Bard, J.P.; (1964)- Observación sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Prov. de Badajoz, España). *Not. Comun. IGME*, 76: 175-180.
- Bard, J.P. (1966)- Les unités lithostratigraphiques de la bande métamorphique d'Aracena. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 3: 105-107.
- Bard, J.P. (1969) - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sub-ibérique. *Thèse Doct.*, Univ. Montpellier, p. 1-398.
- Beltrán, F. (1976) - Geología de un sector comprendido entre Encinasola y Aroche (Huelva). *Tesis de Licenciatura*, Univ. de Granada.
- Blanpied, M.L.; Lockner, D.A.; Pyerlee, J.D. (1992)- An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults. *Nature*, 358: 574-576.
- Boogaard, M. van den (1972)- Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 1: A middle Devonian fauna from Montemor-o- Novo. *Scripta Geologica*, 13: 1-11.

- Boogaard, M. van den; Vázquez, F. (1981)- Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 5: Lower Carboniferous conodonts at Santa Olalla de Cala (Spain). *Scripta Geologica*, 61: 1-8.
- Carvalho, D.; Goinhas, J.; Oliveira, V.; Ribeiro, A. (1971). Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Est. Not. e Trab. Serviço Fomento Mineiro*, 20 (1/2): 153-199.
- Crespo Blanc, A. (1989)- Evolución geotectónica del contacto entre la zona de Ossa-Morena y la zona Surportuguesa en las sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): un contacto mayor en la cadena hercínica europea. *Tesis Doctoral*, Univ. Sevilla, 3 vols.
- Cunha, T.; Vanguetaine, M. (1988)- Acritarchs of the "Xistos com Phyllocytes" Formation, Barrancos Region, SE of Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 74: 69-77.
- Dallmeyer, R.D.; Fonseca, P.; Quesada, C.; Ribeiro, A. (1993)- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints on the tectonothermal evolution of the variscan suture in SW Iberia. *Tectonophysics*, 222:177-194.
- Dallmeyer, R.D.; García Casquero, J.L.; Quesada, C. (en prensa)- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints on the emplacement of the Burgillos del Cerro Igneous Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Lithos*.
- Dallmeyer, R.D.; Quesada, C. (1993)- 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 Jong, G.; Dalstra, H.; de Boorder, H.; Savage, J.F. (1991)- Blue amphiboles, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal. *XI Reun. Geol. Oeste Peninsular*, Prog. y Resum., p. 15.
- Delgado, J.F.N. (1905)- Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos. I- Precâmbrico e Archaico. II-Câmbrico. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 6:82-122.
- Delgado, J.F.N. (1908) - Système Silurique du Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, p. 1-245.
- Delgado, M.; Liñán, E.; Pascual, E.; Pérez Lorente, F. (1977)-Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena central. *Studia Geol. Salmant.*, 12: 75-90
- Eden, C.P. (1991)- Tectonostratigraphic analysis of the northern extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain. *Ph. D. Thesis, Univ. Southampton*, p. 1-281.
- Erdtmann, B.D.; Maletz, J.; Gutiérrez Marco, J.C. (1987) - The new Early Ordovician (Hunneberg Stage) graptolite genus *Paradelograptus* (Kinnegraptidae), its phylogeny and biostratigraphy. *Paläontol. Z.*, 61 (1-2): 109-131.
- Fabriés, J. (1963)- Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Seville (Espagne). *Sci. Terre*, 4: 1-270.

- Fonseca, P. (1990)- Estudio de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa-Pulo do Lobo. *Tese Maestrado*, Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, p. 1-97.
- Fonseca, P.; Ribeiro, A. (1992)- Ophiolite emplacement and flake tectonics: The example of Beja-Acebuches (SW Iberia Variscan Fold Belt). *29th. Int. Geol. Congr., Abstracts*, 2: 420.
- Gil Cid, M.D. (1973)- Nota preliminar sobre el contenido faunístico y edad del Cámbrico de Zafra y Alconera (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 84: 26-31.
- Gil Cid, M.D. (1981)- Los Conocoryphidae del Cámbrico medio de Zafra (Badajoz) *COL-PA*, 36: 13-39.
- Gil Cid, M.D. (1982a)- Los Solenopleurosidae del Cámbrico medio de Zafra (Badajoz). *Bol. Geol. Min.* 93: 19-25.
- Gil Cid, M.D. (1982b)- Hallazgo de *Paradoxides* (*Eccaparadoxides*) *branchyrhanchis* Linnarsson 1883, en el Cámbrico medio de Zafra (Badajoz). *Bol. Geol. Min.* 93: 470-474.
- Gil Cid, M.D. (1984)- *Jincela? sulcata* SDZUY 1967. Trilobites solenopleurido del Cámbrico medio de Zafra (Badajoz). *Mem. e Not. (Coimbra)*, 97: 1-10.
- Gonçalves, F. (1971)- Subsídios para o conhecimento geológico do nord-este alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Nova serie, 18: 1-62.
- Gutiérrez Elorza, M. (1970)- Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores (provincias de Huelva y Badajoz). *J.E.N. 224-IEN/11*, p. 1-170.
- Gutiérrez Marco, J.C. (1982)- Descubrimiento de nuevos niveles con graptolitos ordovicicos en la unidad "Pizarras con *Didymograptus*"- Schneider 1939- (Prov. Huelva, SW de España). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 68: 241-246.
- Gutiérrez Marco, J.C.: Rábano, I.; Robardet, M. (1984)-Estudio bioestratigráfico del Ordovícico en el Sinclinal del Valle (Provincia de Sevilla, S.O. de España). *Mem. e Not. (Coimbra)*, 97: 12-37.
- Hafenrichter, M. (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician -Silurian Boundary in Spain. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, 160: 138-148.
- Hernández Sampelayo, P. (1934)- El Sistema Cambriano. *Graf. Reun. Edit. Madrid*, p. 1-240.
- Hernández Sampelayo, P. (1942)- El Sistema Siluriano. *Mem. IGME*, II-1: 1-592.
- IGME (1986) -Mapa metalogenético de España a escala 1:200.000; Hoja nº 67-68: *Villafranca de los Barros-Cheles*.
- Jaeger, H.; Robardet, M. (1979)- Le Silurien et le Devónien basal dans le Nord de la province de Seville (Espagne). *Géobios*, 12: 687-714.
- Jorquera, A.; Delgado, J.; Apalategui, O.; Quesada, C. (1990)-Mapa Geológico de España, E.

- 1:50.000, 2ª serie (MAGNA), hoja nº 874: *Oliva de la Frontera*, ITGE.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A.; Conde, L.N. (1974)-Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000. *IGME*, p. 1-101.
- Kalthoff, H. (1964)- Stratigraphie und Tektonik im Südwesten der Provinz Badajoz (Spanien). *Unveröff. Diss. math. naturwiss. Fak. Univ. Münster*, p. 1-157.
- Liñán, E.; Quesada, C. (1990)- Ossa-Morena Zone Stratigraphy: Rift Phase (Cambrian). In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García; eds), Springer Verlag, p. 259-266.
- Locutura, J.; Tornos, F.; Florido, P.; Baeza, L. (1990)- Ossa-Morena Zone: Metallogeny. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Dallmeyer, R.D. y Martínez, E., eds), Springer Verlag. pp. 321-333.
- Lotze, F. (1945)- Zür Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6: 78-92
- Mata, J.; Munhá, J. (1985)- Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz Region (South Central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 71: 175-185.
- Mata, J.; Munhá, J. (1986)- Geochemistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Córdoba-Elvas domain. *Maleo*, 2(13):28.
- Mette, W. (1989)- Acritarchs from Lower Paleozoic rocks of the western Sierra Morena, SW-Spain and biostratigraphic results. *Geologica et Palaeontologica*, 23: 1-19.
- Moro, M.C.; Gil, M.; Cembranos, M.L.; Pérez del Villar, L.; Montero, J.M.; Fernández, A.; Hernandez, E. (1992)-Aluminifosfatitas silúricas de la Península Ibérica: Síntesis preliminar. *Actas III Congr. Geol. Esp.*, 3: 212-217.
- Munhá, J.; Oliveira, J.T.; Ribeiro, A.; Oliveira, V.; Quesada, C.; Kerrich, R. (1986)- Beja-Acebuches Ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo*, 2(13):31.
- Odriozola, J.M.; Peón, A.; Vargas, I.; Quesada, C.; Cueto, L.A. (1983)- Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª serie (MAGNA), Hoja nº 854: *Zafra*, IGME.
- Oliveira, V. (1984)- Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Est. Not. Trab. Serviço Fomento Mineiro*, 26: 103-131.
- Paris, F.; Robardet, M. (1977)- Paléogéographie et relations ibéroarmoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, 19: 1121-1126.
- Perdigão, J.C. (1967)- Estudos geológicos na pedreira do Mestre André (Barrancos). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 52:1-26.
- Perdigão, J.C.; Oliveira, J.T.; Ribeiro, A. (1982)- Carta Geológica de Portugal, e. 1:50.000, Folha 44-B: Barrancos. *Serviços Geol. Portugal*, p. 1-52.
- Pfefferkorn, H.W. (1968)- Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). *Münster Forsch. Geol. Palänt.*, 9: 1-143.

- Piçarra, J.M.(en prensa)- Descoberta de Graptólitos silúricos em lidos da Formação dos “Xistos de Moura”, Maciço de Évora-Beja: Implicações tectono-estratigráficas. *In: Contribuciones al Conocimiento Geológico del Macizo Ibérico*, (C. Quesada, J.T. Oliveira, P. Fonseca, A. Castro; eds). *Temas Geol. Min.*
- Pruvost, P. (1914)- Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 10:1-21.
- Quesada, C. (1983)-El Carbonífero de Sierra Morena: *In: Carbonífero y Pérmico de España* (C. Martínez, ed.). IGME, p. 243-278.
- Quesada, C. (1987)- Lower Paleozoic rifting and subsequent miogeocline development in SW Iberia. *Int. Conf. on West African Orogens*, Nouakchott (Mauritania), (abstract).
- Quesada, C. (1991)- Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- Quesada, C. (1992)- Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). *In: Paleozoico inferior de Ibero-América*, (J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra, I. Rábano; eds.), Univ. Extremadura, p. 173-190.
- Quesada, C.; Bellido, F.; Dallmeyer, R.D.; Gil Ibarguchi, I.; Oliveira, J.T.; Pérez Estaún, A.; Ribeiro, A.; Robardet, M.; Silva, J.B. (1991)- Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African Sequences. *In: The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations*, (R.D. Dallmeyer, J.P. Lécorché; eds.), Springer Verlag, p. 267-294.
- Quesada, C. Dallmeyer, R.D. (1994)- Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Zone (SW Iberia): characteristics and mineral age constraints $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Tectonophysics*, 231: 195-213.
- Quesada, C.; Florido, P.; Gumiel, P.; Osborne, J. (1987). Mapa Geológico-Minero de Extremadura. *Junta de Extremadura*, p.1-131.
- Quesada, C.; Fonseca, P.; Munhá, J.; Oliveira, J.T.; Ribeiro, A. (en prensa) - The Beja-Acebuches Ophiolite (southern Iberia Variscan Foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min.*
- Quesada, C.; Munhá, J. (1990)- Ossa-Morena Zone: Metamorphism. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García; eds.), Springer Verlag, p. 314-320.
- Quesada, C.; Robardet, M.; Gabaldón, V. (1990)- Ossa-Morena Zone Stratigraphy: Synorogenic Phase (Upper Devonian-Carboniferous- Lower Permian). *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García; eds.) Springer Verlag, p.273-279.
- Racheboeuf, P.R.; Robardet, M. (1986)- Le Pridoli et le Dévonien inférieur de la zone d'Ossa-Morena (sud-ouest de la Péninsule Ibérique). Etude des brachiopodes. *Geologica et Paleontologica*, 20: 11-37.

- Ribeiro, A. (1983)- Relações entre formações do Devónico superior e o Maciço de Evora na região de Cabrela (Vendas Novas). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69: 267-269.
- Ribeiro, A.; Quesada, C.; Dallmeyer, R.D. (1990)- Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García; eds.) Springer Verlag, p. 399-409.
- Ribeiro, A.; Quesada, C.; Dallmeyer, R.D. (1991)- Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Foldbelt. *Conf. "Deformation and Plate Tectonics"* Tectonophysics, 191: 438-439.
- Robardet, M. (1976) L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Seville (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, D 283: 999-1002.
- Robardet, M.; Gutiérrez Marco, J.C. (1990)- Ossa-Morena Zone Stratigraphy: Passive Margin Phase (Ordovician, Silurian, Devonian). *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García, eds.), Springer Verlag, p. 267-272.
- Robardet, M.; Weyant, M.; Laveine, J.P.; Racheboeuf, P.R. (1988)- Le Carbonifère inférieur du synclinal du Cerrón del Hornillo (province de Seville, Espagne). *Rev. Paléobiol.*, 5: 267-272.
- Sánchez Carretero, R.; Eguiluz, L.; Pascual, E.; Carracedo, M. (1990)- Ossa-Morena Zone: Igneous Rocks. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García, eds.), Springer Verlag, p. 292-313.
- Santisteban, J. I.; Alonso, G.; Dabrio, C.J. (1990)- Sedimentación de plataforma durante el Carbonífero Inferior (Formación Terena) en el área de Santa Olalla del Cala (Huelva, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 85: 83-100.
- Santos, J.F.; Mata, J.; Gonçalves, F.; Munhá, J. (1988)- Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: O Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73: 29-48.
- Schermerhorn, L.J.G. (1971)- An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.*, 82: 239-296.
- Schneider, H. (1939)- Altpaläozoikum bei Cala in der Westlichen Sierra Morena. *Diss. Math naturwiss. Fak. Univ. Berlin*, p. 1-72.
- Simancas, J.F. (1983)- Geología de la extremidad oriental de la Zona Sur-Portuguesa. *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, P. 1-447.
- Simon, W. (1951)- Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges.*, 485: 31-62.
- Teixeira, C. (1953)- Notas sobre a geologia de Portugal. O sistema Cámbrico. *Ed. Autor*, p. 1-22.
- Vauchez, A. (1974)- Tectoniques tangéantielles superposées dans la région d'Alconchel-Fregenal

de la Sierra (Badajoz). *Bol. Geol. Min.* 86: 573-580.

Vauchez, A. (1976)- Les structures hercyniennes dans la région de Fregenal-Oliva de la Frontera (Badajoz-Espagne). Un exemple de tectoniques tangéantielles superposées. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 60: 261-265.

Vegas, R.; Moreno, F. (1975)- Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), hoja nº 852: *Villanueva del Fresno*. I.G.M.E.

Walter, R. (1977)- Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 42: 1-55.

Winkler, G.F.H. (1976).- *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer Verlag, p. 1-334.



SECRETARÍA GENERAL DE LA ENERGÍA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA