



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

HOJA A ESCALA 1:50.000

940 (12-38)

CASTILBLANCO DE LOS ARROYOS

M E M O R I A

Diciembre, 1997



SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

V. GABALDÓN LÓPEZ (I.T.G.E.)

AUTORES

A. DÍEZ (*Inima*)

F. LEYVA (*Inima*)

J. MATAS (*Inima*)

J.L. MUÑOZ DEL REAL (*Inima*)

ESTUDIO DE MUESTRAS

A. DÍEZ (*Inima*)

F. LEYVA (*Inima*)

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

ÍNDICE

	<u>Págs.</u>
0.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	1
1.- <u>ESTRATIGRAFÍA</u>	6
1.1.- <u>ZONA SURPORTUGUESA</u>	7
1.1.1.- <u>ESQUISTOS NEGROS, CUARCITAS, CUARCITAS NEGRAS, MIGMATITAS</u> <u>Y METAGRAUVACAS. FM. EL RONQUILLO, LA MINILLA Y OTROS (8)</u> .	7
1.1.2.- <u>DEVÓNICO</u>	8
1.1.3.- <u>COMPLEJO VULCANO SEDIMENTARIO</u>	17
1.1.3.1.- <u>BASALTOS (10), CONGLOMERADOS (11), PIZARRAS MORADAS (12),</u> <u>PIZARRAS NEGRAS (13) Y RIOLITAS (14). C.V.S. DEL PIMPOLLAR..</u>	17
1.1.4.- <u>PÉRMICO DE LA CUENCA DEL VIAR (15,16,17,18,19,20,21,22)</u>	21
1.1.5.- <u>CUATERNARIO COLUVIAL (23), ALUVIAL (25) Y TERRAZAS (24)</u>	36
1.2.- <u>ZONA OSSA MORENA</u>	37
1.2.1.- <u>CICLO HERCÍNICO</u>	37
1.2.1.1.- <u>SERIE DETRÍTICO-CARBONATADA. MÁRMOLES, DOLOMÍAS Y CALI-</u> <u>ZAS DOLOMÍTICAS (26)</u>	42
1.2.1.2.- <u>SERIE DETRÍTICA SUPERIOR (27)</u>	45
1.2.1.3.- <u>DEPÓSITOS RELACIONADOS CON EL MARGEN PASIVO</u>	46
1.2.1.3.1.- <u>Introducción</u>	46
1.2.1.3.2.- <u>Ordovícico</u>	47
2.- <u>TECTÓNICA</u>	51
2.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	52
2.2.- <u>DEFORMACIÓN CADOMIENSE</u>	52
2.3.- <u>DEFORMACIÓN HERCÍNICA</u>	54
2.3.1.- <u>PRIMERA DEFORMACIÓN HERCÍNICA</u>	54

2.4.- FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA	59
2.5.- DEFORMACIÓN DE LA CUENCA PÉRMICA DEL VIAR	65
3.- <u>PETROLOGÍA</u>	66
3.1.- METAMORFISMO	67
3.1.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	67
3.1.2.- <u>METAMORFISMO CADOMIENSE</u>	67
3.1.3.- <u>METAMORFISMO HERCÍNICO</u>	68
3.1.3.1.- METAMORFISMO REGIONAL	68
3.1.3.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO	73
3.2.- ROCAS ÍGNEAS	74
3.2.1.- <u>ROCAS FILONIANAS</u>	74
3.2.1.1.- DIABASAS (1)	74
3.2.1.2.- PÓRFIDOS GRANÍTICOS (2).....	77
3.2.1.3.- CUARZO (3)	79
3.2.2.- <u>ROCAS PLUTÓNICAS</u>	80
3.2.2.1.- ROCAS BÁSICAS (GABROS-DIORITAS) (4)	80
3.2.2.2.- GRANITOS, MONZOGRANITOS Y GRANODIORITAS (5).....	84
3.2.2.3.- GRANITO DE GRANO MEDIO, BIOTÍTICO (6).....	89
3.2.2.4.- GRANITO DE GRANO MEDIO-GRUESO, BIOTÍTICO CON GRANATE .	91
4.- <u>GEOLOGÍA ECONÓMICA</u>	94
4.1.- MINERÍA Y CANTERAS.....	95
4.1.1.- <u>MINERÍA</u>	95
4.1.2.- <u>CANTERAS</u>	95
4.2.- HIDROGEOLOGÍA	96
4.2.1.- <u>CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS</u>	96
4.2.2.- <u>CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS</u>	97
5.- <u>BIBLIOGRAFÍA</u>	99

0.- INTRODUCCIÓN

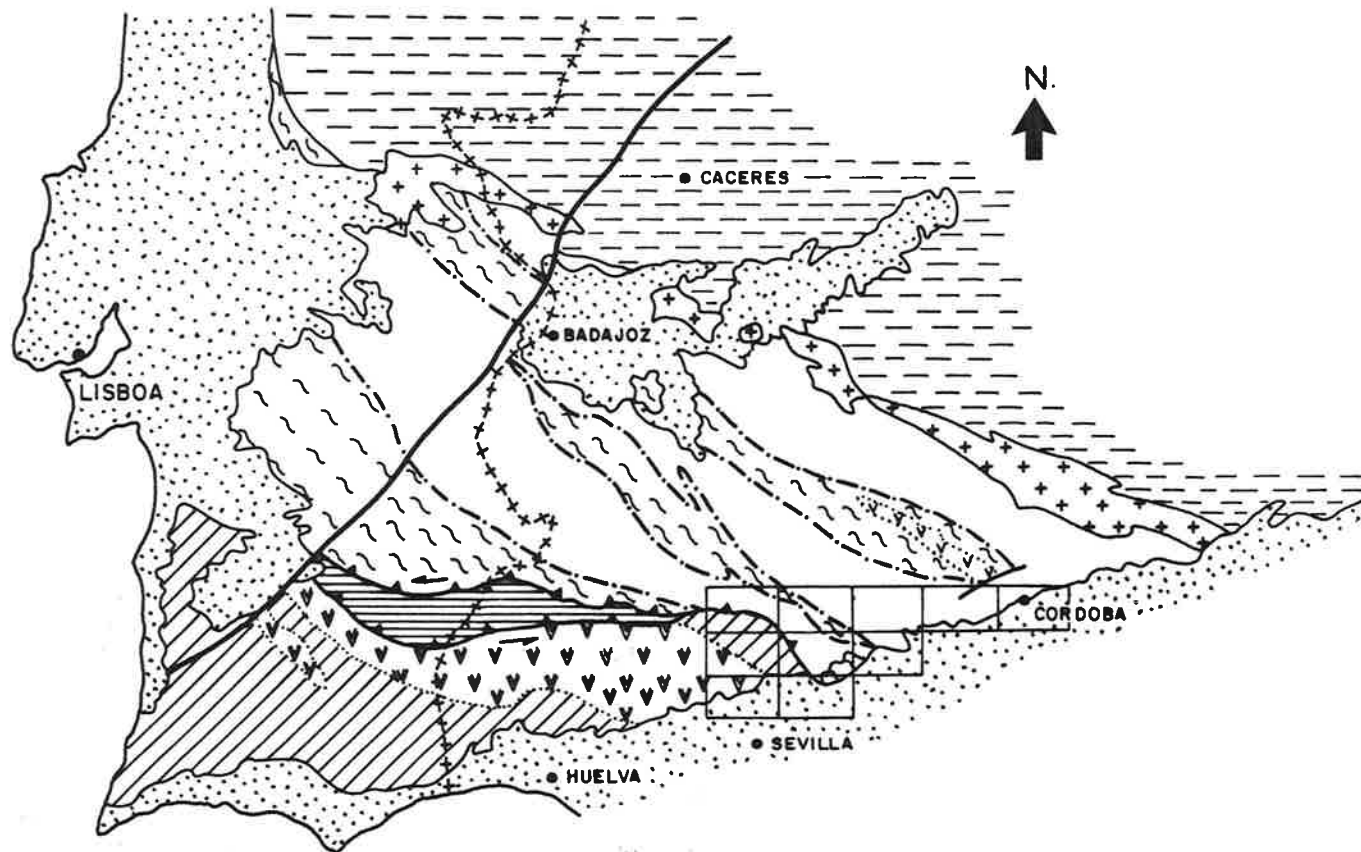
El Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.) está constituido por plutones con forma alargada y con direcciones según E-O y NO-SE, que intruyen en materiales de edad pre-Devónica (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvacas), Devónica (Grupo P.Q., constituido por una alternancia de pizarras y cuarcitas) y Carboníferos, dentro de la Zona Surportuguesa (LOTZE, 1945). En su parte Este, el batolito se encuentra recubierto por materiales pérmicos de la Cuenca del Viar y hacia el Sureste, está enmascarado por materiales terciarios de la Cuenca del Guadalquivir.

El B.S.N. se encuentra situado al Sur del accidente tectónico que separa la Zona de Ossa-Morena (Z.O.M.) y la Zona Surportuguesa (Z.S.P.) (Figura 1).

Desde un punto de vista cartográfico (Figura 1A), el B.S.N. se puede continuar a través del Macizo de Béja en Portugal (SIMANCAS, 1983; SOARES DE ANDRADE, 1983), ambos separados por el accidente tectónico mencionado anteriormente y encontrándose situados en la Z.S.P. y la Z.O.M., respectivamente.

El batolito está constituido por dos tipos de rocas principales: rocas básicas (gabros, dioritas) y granitoides, las cuales presentan una variación textural, desde subvolcánica a plutónica.

Las rocas básicas representan un gran volumen dentro del B.S.N. ($\cong 35\%$), y se encuentran formando una alineación que va desde Campofrío (Huelva) hasta Castilblanco de los Arroyos (Sevilla), con direcciones NO-SE a E-O. Estas rocas producen un metamorfismo de contacto en los metasedimentos, con formación de andalucita y cordierita, que de forma puntual llega hasta sillimanita.



0 50 Km.










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

Fig.- 1.- Area del Proyecto

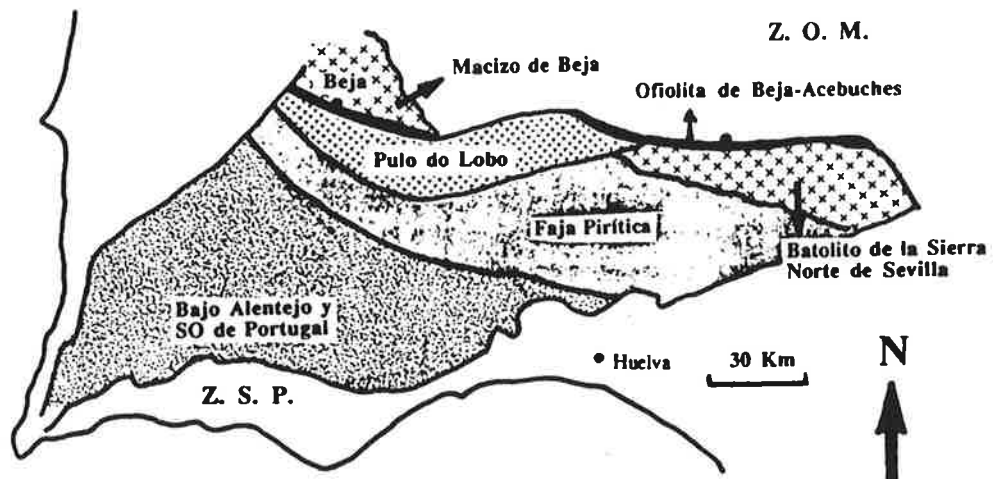


Figura 1A.- Esquema geológico de la Z.S.P. y el contacto con Z.O.M. (según DE LA ROSA, 1992).

Dentro de la alineación de rocas básicas se encuentran cuerpos de rocas acumuladas, donde la composición es muy variable, apareciendo rocas acumulables con olivino como mineral cúmulus hasta rocas donde el mineral cúmulus es la plagioclasa, aunque la composición más frecuente son granodioritas. Este tipo de rocas suelen mostrar texturas bandeadas, con laminaciones paralelas y cruzadas. Uno de estos cuerpos de rocas acumuladas más representativo se encuentra en la Hoja de Alcalá del Río (962), en el paraje conocido como Cerro Moro y loma de Algarrobito.

Los granitoides con características subvolcánicas también se disponen en cuerpos alargados y alineados según NO-SE. Poseen una gran variedad textural, como pórfidos, granófidos, granitos orbiculares, cuyos contactos suelen ser graduales, lo cual completa la cartografía de dichas facies.

En los contactos entre las rocas básicas y los granitoides subvolcánicos se desarrollan zonas de interacción simplutónica, en las cuales se reflejan procesos de mezcla de magmas. Una de estas zonas más característica se encuentra en Gerena, bajo la iglesia y en dos canteras pequeñas abandonadas al Oeste y al Norte de dicha localidad, en la Hoja de Alcalá del Río (962).

Por último, se puede diferenciar otro tipo de granitoides con granate, siendo el principal representante el macizo de El Berrocal, situado entre las Hojas de Almadén de la Plata (919) y Castilblanco de los Arroyos (940). Este granitoide intruye con posterioridad al episodio que genera los cuerpos de rocas básicas y granitoides subvolcánicos, una prueba de ello es que en dicho macizo no se encuentran diques de diabasa y de pórfidos, los cuales van íntimamente ligados a las rocas ígneas de este batolito.

1.- ESTRATIGRAFÍA

1.1.- ZONA SURPORTUGUESA

1.1.1.- ESQUISTOS NEGROS, CUARCITAS, CUARCITAS NEGRAS, MIGMATITAS Y METAGRAUVACAS. FM. EL RONQUILLO, LA MINILLA Y OTROS (8)

Estos materiales metamórficos afloran al Sur de la Hoja, en una banda de dirección E-O, la cual se continúa hacia el O por la Hoja de El Castillo de las Guardas (939) y un poco hacia el Sur por la Hoja de Alcalá del Río (962), estos materiales fueron definidos por SIMANCAS (1983), como formación El Ronquillo.

En campo suelen presentar un color oscuro a negro para aquellas zonas donde predominan las pizarras, y tonos más claros para zonas con mayor contenido en cuarcitas, así como aquellas con un alto grado metamórfico. Se trata de una secuencia pelítica muy tectonizada, que consiste en pizarras negras-grises, cuarcitas negras y lentejones de lidita. En la antigua carretera N-630, a la altura del embalse de La Minilla, se observan niveles carbonatados dolomíticos-ankeríticos.

El metamorfismo regional que afecta a estas rocas es muy variable, desde la zona de la clorita hasta la zona de la sillimanita. Sobre este metamorfismo se desarrolla otro de contacto producido por la intrusión de los granitoides pertenecientes al batolito de la Sierra Norte, (B.S.N.), desarrollándose andalucita y cordierita, principalmente.

La fábrica principal que se reconoce en los afloramientos es un bandeo tectónico (S_2), fácilmente observable a escala de afloramiento, muchas veces está marcado por cuarzos de exhudación. Esta fábrica implica una superposición de deformaciones en las que la principal, o más evidentes en el campo, se superpone sobre un

plegamiento con esquistosidad previa. El metamorfismo de contacto, mencionado anteriormente, se desarrolla sobre la S_2 y a su vez los blastos de and + cord. están afectados por una crenulación (S_3).

Los rasgos tectonosedimentarios que se observan en estos materiales, permiten atribuirlo a un sustrato predevónico, lo que debe reseñarse ya que esto es de gran interés, puesto que no se han citado en la bibliografía materiales predevónicos en la Faja Pirítica Ibérica.

Las características litológicas y las deformaciones que estructuran a estas rocas, son similares a las que presentan los materiales de la Serie Negra y afines. La correlación de estos materiales con los aflorantes en el sustrato precámbrico de la Z.O.M, teniendo en cuenta que en el contexto tectónico, la Z.S.P. se considera una placa tectónica diferente. Esta correlación debe tomarse con las mayores reservas, en razón de la escasa extensión del afloramiento que se describe.

1.1.2.- DEVÓNICO

Alternancia de pizarras y cuarcitas. Areniscas cuarcíticas masivas (s) *(Grupo P-Q)* (9)

Hacia el N de la Hoja aflora extensamente una sucesión, fundamentalmente siliciclástica, cuyas características esenciales se mantienen prácticamente iguales en todo el ámbito cuencal, de tal forma que la descripción sedimentológica de esta sucesión es muy similar en lugares que distan centenares de Km, tanto en el ámbito español como en el portugués, de donde procede la denominación formal de Grupo Pelítico-Cuarcítico (Grupo P.Q.). SCHERMERHON (1971), OLIVEIRA (1990).

Se trata de una sucesión aparentemente monótona en la que se alternan lutitas y fangolitas (pelitas) con areniscas en capas de centimétricas a bancos métricos y con tamaño desde arena muy fina a gravas y/o conglomerados (citados en otros sectores fuera del área de estudio).

Los afloramientos más completos de esta sucesión en el ámbito septentrional se encuentran a lo largo del Arroyo de los Zahurdones, en las proximidades del poblado del patrimonio forestal del Berrocal (abandonado) y a lo largo de la C-421 a partir del cruce con la carretera local de Castilblanco de los Arroyos, ambos afloramientos dentro de esta Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940). En la Hoja de Alcalá del Río (962), se encuentran los afloramientos del Puerto de la Media Fanega, donde SIMANCAS (1983) describe la Formación del mismo nombre y los de la carretera particular de la Compañía Sevillana de Electricidad, que partiendo de la Nacional 630 llega hasta la Rivera de Huelva. Ha sido en esta carretera donde ha podido levantarse la serie más continua con un espesor aproximado de 125 m.

Aunque en bibliografía se citan espesores entre 300 y 500 m, la complejidad estructural de la zona dificulta en gran medida poder hacer estimaciones de cierta precisión, tanto en cuanto a espesores de las megasecuencias como a su evolución lateral y vertical. Por tanto, las conclusiones que se exponen a continuación son el resultado de la observación de series parciales y de una valoración de su posición relativa en el registro sedimentario en base a observaciones de campo de índole regional.

De esta forma, puede considerarse que el Grupo P-Q está constituido por un acúmulo de secuencias elementales de orden centimétrico a métrico en la que de forma resumida pueden distinguirse cuatro tipos:

- a) Tramos métricos de pelitas grises a verdosas en las cuales se aprecian con dificultad planos de estratificación marcados por laminitas de limo y arena muy fina, en las que esporádicamente se observa morfología de "ripples" continua o aislada "linsen". Frecuentemente, por efecto diagenético estos ripples se sumergen en las pelitas inferiores dando "loads-casted", que se ven como micronódulos arenosos en la masa pelítica. Lateralmente estas láminas suelen desaparecer y ser sustituidas por niveles fangolíticos bioturbados.
- b) Secuencias centimétricas a decimétricas (5 a 20 cm) constituidas por un término inferior de arena muy fina a limo grueso (de color amarillento a crema), con laminación paralela y/o de ripples a veces con laminación "convolute", en paso poco definido a un término pelítico en laminación paralela y "linsen" de limo grisáceo que progresivamente pasan a lutitas grises con bioturbación esporádica.

Tanto el muro como el techo secuencial son planos, y es habitual encontrar bioturbaciones abundantes en la base de los términos arenosos y, mucho más escaso, en la presencia de estructuras de flujo ("flute", "grove cast", etc.). La relación arena-lutita en estas secuencias varía de 1/5 a 1/1. La constitución de estas areniscas es bastante uniforme. Se trata de areniscas de grano muy fino a limos gruesos, con homometría y redondeamiento marcado, abundante matriz (20% a 50%), predominantemente caolinítica y la fracción arena-limo constituido por cuarzo con escasos fragmentos de roca metamórfica y de chert, así como porcentajes inferiores al 2% de Feldespato.

En resumen, se trataría de cuarzoarenitas en tránsito a litarenitas muy arcillosas.

Dadas las características expuestas, estas secuencias podrían encuadrarse como turbidíticas Tb-e, T^ec y T^cc de BOUMA y, por tanto, representarían las facies D1, D2 y D3, de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

- c) Secuencias decimétricas (20 a 40 cm) constituidas por un término inferior centimétrico a decimétrico (8 a 25 cm) en areniscas de grano medio a fino con base plana a levemente erosiva, en las que se observan laminación paralela, laminación cruzada con geometría de "hummocks" y "swales" (U.C.S.) y laminación paralela y cruzada de ripples. En tránsito gradual sobre el término arenoso se encuentra un término fangolítico con "linsen" de limo en paso a lutitas grises. El conjunto del término pelítico puede estar profundamente bioturbado. Son frecuentes las bioturbaciones a muro de las capas y de forma aislada se observan estructuras de "flute", "grove cast" y "parting lineation". Las medidas realizadas dan una dirección y sentido E-O a SE-NE.

La constitución de estas areniscas es similar a las descritas con anterioridad, con la salvedad del tamaño de grano y un acentuamiento de la tendencia en la presencia de fragmentos de roca metamórfica, y el mayor porcentaje de feldespatos, tanto más, cuanto mayor es el tamaño de grano, así como una disminución de la matriz en este mismo sentido, manteniendo unas proporciones similares de caolinita y sericita-clorita. Son abundantes en algunas capas los accesorios, especialmente sulfuros y micas (moscovita, clorita y biotita).

Así pues, son litarenitas y/o subarcosas de grano medio-fino con arcilla en tránsito a cuarzoarenitas.

La relación arena/pelita varía de 1/1 a 5/1, de tal forma que en la gradación vertical, los términos arenosos llegan a amalgamarse, dando tramos métricos a decamétricos, localmente cartografiables.

La secuencia descrita es similar a la definida por WALKER, *et al.* (1983) para depósitos en plataforma dominada por tormentas, y en concreto, a las facies H.C.S. de grano fino (secuencias P.H.M.) y muy fino (P.H.F.M.) de GABALDÓN (1990).

- d) Secuencias métricas (60 a 150 cm) constituidas por bancos de arenisca de grano medio y grueso, a veces con grava dispersa en la base, aspecto masivo, granoclasificación, retoque de ola a techo y contacto muy neto con las intercapas pelíticas, si no se encuentran los bancos amalgamados. Se observan "flute" y "grove cast" en su base. Las direcciones y sentido medidas en el Poblado del Berrocal son SSO-NNE.

La petrografía de estas areniscas es algo diferente a la descrita en las secuencias anteriores. La fracción matriz varía entre 5 a 25% y es de composición sericítico-clorítica.

En el cuarzo como elemento mayoritario pueden observarse dos tipos: uno de granos muy redondeados que normalmente se alinean con su eje mayor marcando la S_0 y otro de cuarzoes angulosos a subangulosos con golfos de corrosión y aspecto volcánico.

Feldespatos en progresión variable (5 a 10%) con predominio del feldespato sódico-cálcico (posiblemente albita), poco alterada y un porcentaje minoritario de feldespato potásico de granulometría más fina y con mayor grado de alteración.

Entre los fragmentos de roca más abundantes aparecen, en primer lugar, granos de esquistos y micaesquistos bien redondeados, con estructuración previa a la de la matriz, su porcentaje se encuentra entre un (5 a 7%). En segundo lugar, los de procedencia volcánica, ácidos más que básicos y subredondeados. Como accesorios, circón, turmalina, apatito y sulfuros.

Un hecho reseñable es que estas areniscas son claramente bimodales, tanto en su tamaño de grano como en su redondeamiento, lo cual parece apuntar a un carácter policíclico del sedimento.

Las características expuestas permiten encuadrar estas secuencias dentro del grupo de los "hummocky" como facies de grano medio-grueso, si bien, en algún caso como la Cuesta de la Media Fanega, en secuencias de este tipo el aspecto es absolutamente masivo, la dificultad de observar una gradación clara y la presencia de estructuras de escape de agua, caracterizan megacapas turbidíticas del tipo de facies B₁ de MUTTI *et al.* (1975). Capas individualizadas o amalgamadas de este tipo se intercalan en cualesquiera de la facies descritas y a cualquier nivel, interpretándose como el registro sedimentario de eventos tectónicos de ámbito local (posibles paleosismos).

En el registro sedimentario del Grupo P-Q, al menos en el ámbito de estudio, las secuencias descritas se estructuran en ciclos de facies de orden decamétrico, grano y estratocrecientes, en los que de unos a otro puede variar la representación porcentual de las distintas

secuencias descritas, incluso su ausencia en algún caso, pero no su orden coincidente con el desarrollo expuesto.

Estos ciclos de facies con secuencias de afinidad turbidítica en su base y facies H.C.S. de grano medio-grueso a techo, se atribuyen a depósitos de plataforma externa dominada por tormentas, donde las facies de afinidad turbidítica representan los depósitos originados por las corrientes de retorno de las tormentas y preservados por debajo del nivel de ola y las facies arenosas del grupo "hummocky" serían los depósitos del "offshore" interno. Este sistema de depósito se corresponde con la formación de lóbulos en el "offshore" de este tipo de plataformas.

La megasecuencia conceptual del Grupo P-Q sería un ciclo de facies grano y estratocreciente que finalizaría con las facies H.C.S. de grano medio y grueso del Poblado del Berrocal y similares de espesores cartografiables.

Esta megasecuencia configura en su conjunto una situación "regresiva", BRENCHLEY & NEVALL (1982), GABALDÓN (1990), con un nivel de mar bajo y posiblemente en el contexto regional represente el "shelf marine-systems tract" de la Secuencial deposicional (SD) devono-carbonífera de la F.P.

En diversos puntos del ámbito de estudio y dentro de los afloramientos del Grupo P-Q se localizan diques de rocas básicas que en la serie realizada intruyen según la S_0 , observándose como megacapas de espesor métrico con continuidad lateral hectométrica. Petrográficamente son diabasas, pertenecientes al conjunto de diques del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.), descritos en el apartado de Petrografía.

La edad de los materiales descritos aflorantes en el sector nororiental de la Faja Pirítica es una cuestión muy debatida. SIMANCAS (1983), si bien los correlaciona con los del Grupo P-Q, encuentra en los alrededores del Cortijo del Pimpollar al Noreste de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), una serie que presupone concordante con la anterior (Tesis Doctoral F. SIMANCAS, Apartado 1.3.2.), en la que afloran los niveles de carbonatos. El inferior constituido por "grainstone" bioclásticos intercalados entre secuencias H.C.S. de grano medio del techo del Grupo P-Q y otros carbonatos ubicados como parches pararrecifales entre coladas volcánicas básicas. De la descripción del contenido faunístico de estos niveles, concluye atribuyéndoles una edad Viseense Superior y además los correlaciona con rocas carbonatadas similares aflorantes en el río Agrío (Hoja de Aznalcóllar, 961), datadas por HOFSTETTER (1979) con dicha edad.

La importancia del afloramiento del Pimpollar en el encuadre regional, motivó que en los recorridos de campo se le prestara una mayor atención. A lo largo de esta investigación no se ha podido constatar la presencia de dichos carbonatos, si bien es cierta la existencia de un C.V.S. sobre los materiales del Grupo P-Q y que se describirá a continuación.

Aún así, y sin descartar la presencia de estas masas de carbonatos que al ser pequeñas han podido ser arrasadas por las labores de acondicionamiento de fincas, actualmente muy intensas, cabe realizar una serie de consideraciones sobre esta datación.

- En primer lugar, la descripción del contenido faunístico no define qué taxones son del nivel inferior y cuáles del superior, cuándo en la columna sintética se encuentran separados por decenas de metros y son de facies carbonatadas muy diferentes.
- Segundo, el análisis de la fauna que se cita, muestra que o estaba en mal estado en su mayoría o no se precisan las especies. Son géneros en su mayor parte de amplia distribución cronológica.
- Entre las especies citadas se relata las pertenecientes al Viseense (corales) pero se obvia que *Issinella devonica* (REITLINGER), *Archaediscus*, *Kestournikovi Raucer-Chernousova*, *Faciella Kizilia* son faunas del Fameniense-Tournaisiense Inferior.
- Por otra parte, las recientes dataciones de los carbonatos del río Agrio, muestran que se trata de sedimentos de edad Devónico Superior, posiblemente Fameniense.

De todo lo anteriormente expuesto, puede inferirse que en los carbonatos del Pimpollar, puedan existir dos edades bien diferenciadas; los inferiores de edad Devónico Superior y correlacionables con uno de los niveles carbonatados que se definen dentro del Grupo P-Q en el ámbito cuencial, y los superiores que se encuadrarían en el C.V.S. de este sector, que por su ubicación tectoestratigráfica tienen características diferenciales respecto al aflorante al Sur del B.S.N.

En resumen, los datos obtenidos en esta investigación inducen a considerar estas series (Media Fanega, Areniscas del Guadiamar, Formación Arroyo Quejigo, de SIMANCAS, 1983), con características lito y cronoestratigráficas similares a las descritas en ámbitos

meridionales de la Faja Pirítica para el Grupo P-Q en el cual quedan incluidas.

1.1.3.- COMPLEJO VULCANO SEDIMENTARIO (C.V.S.)

1.1.3.1.- BASALTOS (10), CONGLOMERADOS (11), PIZARRAS MORADAS (12), PIZARRAS NEGRAS (13) Y RIOLITAS (14). C.V.S. DEL PIMPOLLAR

Sobre los sedimentos del Grupo P-Q anteriormente descritos y en aparente conformidad, se encuentra un afloramiento de tamaño reducido, ubicado en el sector Noreste de la Hoja y constituido fundamentalmente por rocas básicas sobre las que se localizan diversos retazos de materiales de naturaleza diversa y sin aparente conexión estratigráfica. El conjunto de rocas básicas y sedimentarias se encuentra intruido por un pitón riolítico.

De forma totalmente discontinua se han observado restos de pizarras negras silíceas bajo la roca básica. Este nivel, de espesor métrico, y por tanto no representado en cartografía, según SIMANCAS (1983), se correlaciona lateralmente con las calizas inferiores descritas en el capítulo anterior.

En los recorridos de campo se han encontrado y cartografiado diversos afloramientos dentro del entorno de los basaltos y posiblemente situados a distinto nivel en la serie. En el extremo noroccidental de este C.V.S., en la collada del Risco del Blanquillo, y en concordancia con las rocas basálticas, se tiene una serie de espesor métrico constituida por lutitas negras, silesitas y lutitas o margas blancas, de aspecto cinerítico. Son abundantes los restos vegetales en las lutitas negras (13).

A lo largo de la pista que con dirección Oeste-Este une el Cortijo del Pimpollar con el de la Usera y llega al Arroyo de Gargantafría, pueden observarse sobre las rocas basálticas dos afloramientos muy próximos de constitución bastante diferentes. En un caso se trata de pizarras moradas (12) en capas centimétricas marcadas por láminas de "mud-chip" de color claro y posible procedencia volcanoclástica que intercalan lentículas centi a decimétricas de oolitos ferromanganesíferos, y una pasta de sílex negro y nódulos de sílex de aspecto jasperoide con coloraciones desde el negro al rojizo.

El otro afloramiento está constituido en su mayor parte por un conglomerado (11) con trama cerrada y moda en 2 a 4 cm, cuyo espectro está dominado por cantos del Grupo P-Q, especialmente areniscas y escasos fragmentos de roca básica, suelos ferralíticos nodulizados, cantos de cantos, etc. Salvo la estratificación, observable con dificultad, no ha sido posible realizar un análisis más detallado de sus características sedimentológicas dada la mala calidad del afloramiento. Sobre este conglomerado afloran retazos de una alternancia centimétrica de areniscas muy finas y pizarras grises con restos vegetales y bioturbación en ambas litologías. Estos dos últimos afloramientos se encontrarían en la posición estratigráfica del techo del C.V.S. en El Pimpollar y tan sólo las riolitas que intruyen a todo el contexto reseñado son posteriores al depósito de estos sedimentos.

La mayor parte del C.V.S. de El Pimpollar está formado por basaltos (10), caracterizados en campo por presentar texturas ígneas como holocristalina (granuda), inequigranular de grano medio y microporfídica con fenocristales de plagioclasa. Sólo en un punto se

han observado basaltos con características subaéreas, con rocas de color oscuro y gran cantidad de vacuolas.

En general, este tipo de roca produce un metamorfismo de contacto (andalucita?) en una banda muy estrecha (≈ 2 m), y sobre una litología pelítica.

Composicionalmente, estos basaltos tienen como minerales principales a un piroxeno cálcico (augita) y plagioclasa.

El piroxeno tiene hábito subhedral, con un ligero pleocroismo de verde a incoloro. Presenta procesos de retrogradación a actinolita + clorita + epidota + prehnita + opacos (uralitización).

La plagioclasa en cristales de hábito subhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica. Su composición es, principalmente, Labradorita. Tiene procesos de alteración a sericita + calcita, epidota-zoisita-clinozoisita (saussuritización).

En la parte más oriental del C.V.S. de El Pimpollar se encuentra un pitón riolítico (14), que presenta contactos intrusivos sobre el resto de los materiales. Hacia el Este, el contacto está recubierto por materiales pérmicos.

Dichos materiales pérmicos constituyen, topográficamente, la parte más alta de Sierra Bajosa. Están formados por rocas de color claro (blancos), con una matriz felsítica y pequeños cristales de cuarzo y plagioclasa.

El cuarzo muestra cristales de hábito subhedral, con golfos de corrosión. La plagioclasa es de hábito subhedral y con macla polisintética, su composición es, principalmente, Albita-Oligoclasa.

La matriz felsítica presenta intercrecimiento de cuarzo con los feldespatos (textura granofírica).

La edad de este complejo volcano sedimentario ya se discutió en el apartado anterior. Se estima que su base tendría una edad equivalente a la de las unidades septentrionales de la F.P. (Unidad de Concepción), y que la serie descrita, aunque parcial y fraccionada, es similar a otras del C.V.S. sensu estricto en aquellas unidades donde las rocas básicas son prioritarias. Incluso la presencia de pizarras moradas y tramos siliciclásticos con conglomerados intercalados situados a techo de la serie, podrían ser equivalentes a litosomas similares descritos en las series de la F.P. en sus unidades septentrionales.

De esta forma, aunque se trata de la serie del C.V.S. más próxima al límite de la Z.O.M. con la Z.S.P., y por tanto, en un contexto tectónico teóricamente diferente a los afloramientos del Sur de B.S.N., su registro sedimentario, aunque escaso y condensado, podría correlacionarse sin mayores dificultades con series del C.V.S. de la Unidad de Concepción y Ríotinto, incluso podría apuntarse la posibilidad de que el volcanismo que intruye a esta serie con una composición ácida pero con afinidad tronhdjemítica podría equivaler al volcanismo tardío de la Hoja de Paymogo.

1.1.4.- PÉRMICO DE LA CUENCA DEL VIAR (15,16,17,18,19,20,21,22)

La Cuenca del Viar se configura como una depresión morfológica según una orientación NNO-SSE, con una extensión de más de 30 Km en su eje mayor y una amplitud máxima de 8 Km. Su borde oriental lo constituyen los materiales de la Z.O.M. y se observa como un brusco escalón morfológico sobre el suave relieve de la cuenca, en tanto que el borde occidental lo constituyen los materiales de la Z.S.P. y mostrando una morfología más atenuada y uniforme.

El registro sedimentario de esta cuenca está constituida por materiales fundamentalmente detríticos de color rojo y rocas volcánicas básicas, que aparecen en discordancia angular y erosiva sobre las rocas de la Z.S.P. y son cabalgados por las series de Z.O.M. a lo largo del escalón morfológico de su límite nororiental. Al Sur son recubiertos en discordancia por los depósitos neógenos marinos de la Depresión del Guadalquivir.

GAVALA (1927) atribuyó estos materiales al Pérmico, SIMANCAS (1983) y SIMANCAS *et al.* (1983) atribuye una edad Autuniense para las diferentes unidades litológicas que describe y BROUTIN *et al.* (1992) les ubica en su trabajo de síntesis dentro de esta misma edad.

SIMANCAS (1983) englobó bajo la denominación de "Formación Capas Rojas del Viar" a la totalidad del registro sedimentario de la Cuenca, diferenciando cinco miembros de los cuales realiza una descripción pormenorizada, así como de su evolución lateral. De muro a techo define:

- a) Miembro basáltico y detrítico rojo de Gargantafría.
- b) Miembro detrítico silíceo gris de Los Canchales.

- c) Miembro basáltico superior.
- d) Secuencia detrítica roja superior, subdividida en el sector Sur en el Miembro detrítico rojo y Miembro carbonático.

A lo largo de este Proyecto se ha realizado una cartografía de las distintas unidades litoestratigráficas estableciendo dos megasecuencias y su evolución tectoestratigráfica.

Esta cuenca aflora parcialmente en las Hojas de Almadén de la Plata (919), Castilblanco de los Arroyos (940), Ventas Quemadas (941) y Lora del Río (963).

El desarrollo de la estratigrafía parcial de estos afloramientos sería de difícil comprensión y se perdería el contexto de la evolución cuencal, por ello se describirá la totalidad del registro sedimentario de la Cuenca del Viar, adjuntando un esquema de afloramientos y situación de las Hojas (Figura 3) de manera que puedan apreciarse sin dificultad qué unidades litoestratigráficas afloran en cada Hoja sin perder la visión global de la estratigrafía de la cuenca.

Se han establecido dos megasecuencias cuyo ámbito de afloramiento corresponde de forma aproximada a los sectores septentrionales para Figura 3, la que se denomina megasecuencia inferior y a los meridionales para la superior.

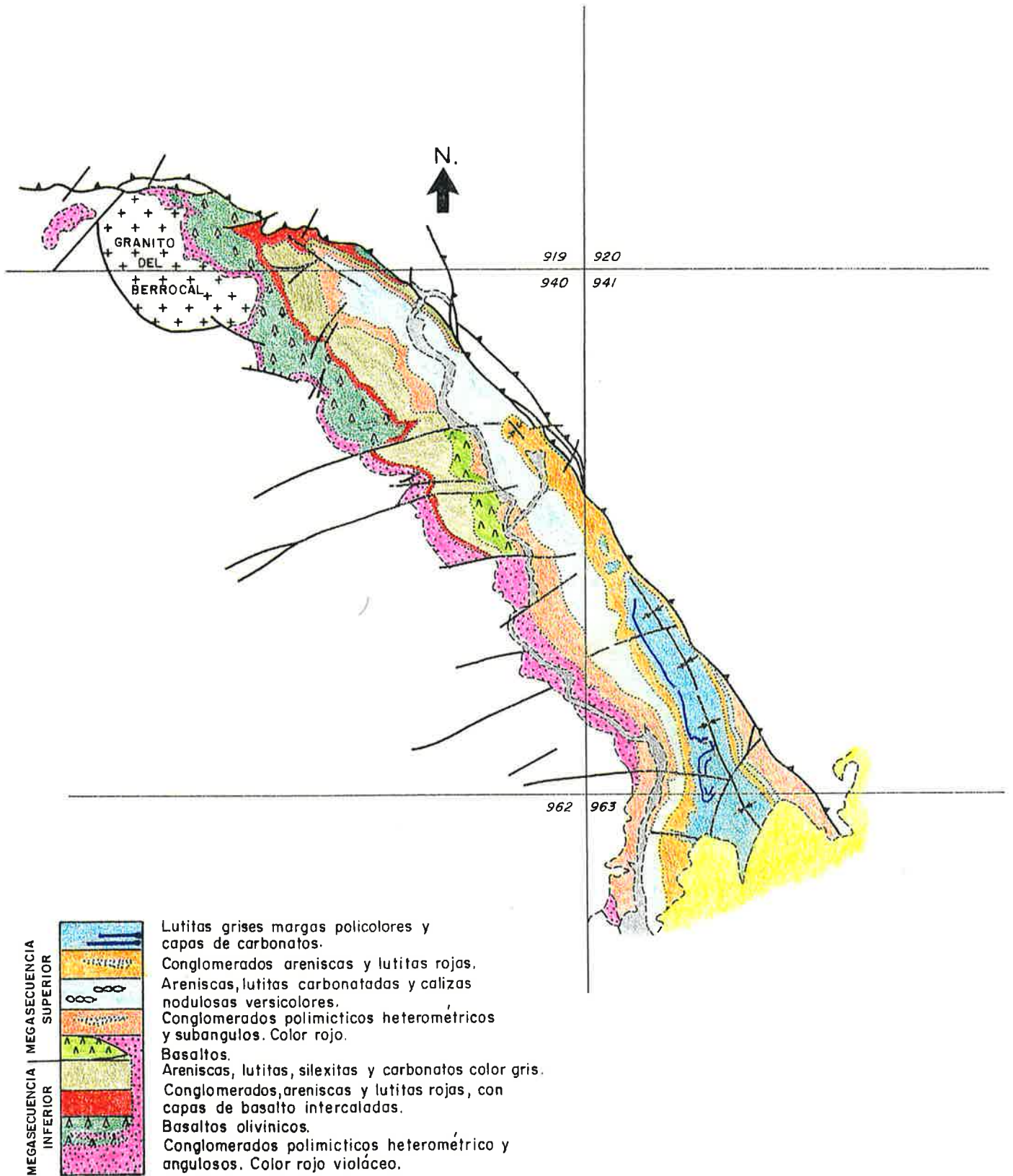
a) Megasecuencia Inferior

Los materiales más antiguos aflorantes en la Cuenca del Viar son potentes paquetes de conglomerados de color rojo vinoso discordantes sobre el sustrato de las rocas de la F.P. (número 15 según Hoja). Este tramo muestra unas capas inferiores con

abundante matriz lutítico-arenosa, una heterometría muy marcada con bloques de hasta 1 m³ en el vértice NO de la cuenca y un redondeamiento que va de anguloso para el centil a subredondeado para la primera moda.

El espectro de estos conglomerados basales es sumamente ilustrativo sobre los procesos que les generan. Es común que su composición esté directamente relacionada con el sustrato próximo aflorante y en algún caso de forma selectiva o alternante. A título de ejemplo podrían citarse los afloramientos del entorno del Berrocal, que comienzan por coladas con trama abierta, matriz arenosa y cantos centimétricos de granito subredondeados (cantos del granito sobre el que son discordantes) continúan con capas constituidas por cantos de metasedimentos derivados del Grupo P-Q subredondeados a subangulosos con fuerte heterometría (bimodales) y finalizan con capas de cantos cuarcíticos (cuarcita blanca) de tamaño decimétrico en matriz lutítica roja, y cuya procedencia son los relieves de la cuarcita del Calvario situados al Norte (Pulo do Lobo).

En su proximidad, los conglomerados que afloran en el Arroyo de Calzadilla, heterométricos, con centil en m³, heterolíticos ("debris flow") y coladas que se apoyan bien sobre el Pulo do Lobo, al Norte, bien sobre el granito, al Sur, puede observarse una gradación en la constitución del espectro de las capas y una zona de mezcla en cuerpos de relleno de canal que arrancado de los abanicos de conglomerados se interestratifican en los basaltos.



CUENCA DEL VIAR

Fig.- 2

El espectro de los conglomerados basales en el sector meridional, un buen punto de observación, se tiene en la carretera de Castilblanco de los Arroyos a El Pedroso, cuando se cruza el río Viar, en este sentido, muestra un predominio de cantos de rocas plutónicas básicas y ácidas subredondeadas en los que se identifican las facies de rocas plutónicas y filonianas (diabasas) del B.S.N. y porcentajes minoritarios de esquistos negros del predevónico de la F.P. y cantos de cuarzo a veces acumulados en capas concretas. En este sector la heterometría es mucho menor y mayor el redondeamiento.

La evolución vertical del tramo muestra una pérdida progresiva de matriz lutítica en las coladas junto a la aparición de cuerpos estratificados que en lateral pasan a facies de relleno de canal en gravas con estratificación cruzada en surco (secuencia de facies Gms-Gm-Gt) MIALL (1978). Estos materiales se interpretan como depósitos de abanicos aluviales evolucionando a medios fluviales.

Por encima y parcialmente interestratificado con estos conglomerados, se tiene el primer episodio de rocas básicas que aflora exclusivamente en el sector noreste, cuenta con magníficos afloramientos a lo largo de los Arroyos Calzadilla y Gargantafría. Son coladas de basaltos con niveles vacuolares a techo de las coladas y ausencia de niveles con "pillow-lavas". El color negro a gris verdoso. La textura predominante es la microporfídica con pequeños fenocristales de olivino y más escasos de plagioclasa rosada.

En los niveles vacuolares el relleno es básicamente de ceolitas con prehnita de color verdoso ambarino y rellenos de calcita con orlas o anillos de coloración variada. La petrografía de estas rocas

las define como basaltos olivínicos con textura microporfídica fluidal.

Tanto este episodio efusivo como el cartografiado como base de la segunda megasecuencia aflorante al Sur, muestran un quimismo similar encuadrable, SIMANCAS (1983) como toleitas continentales.

El techo de las rocas efusivas de la megasecuencia inferior está constituido por un nivel muy continuo de conglomerados y arenas en secuencia de facies Gm-Gt-St, con cemento ferruginoso-silíceo que normalmente da un resalte cartografiable a lo largo de todo el borde noroccidental, la zona de fracturas senestras que enmarcan los afloramientos del segundo episodio efusivo.

Las características petrológicas de estos conglomerados gravas y arenas, son similares a las descritas para el tramo basal, mostrándose como sedimentos más evolucionados con poca matriz y mayor redondeamiento. La secuencia de facies y las estructuras de estratificación cruzada en surco, laminación de ripples, canales ribon, etc., parece indicar que se trata de depósitos fluviales de tipo braided o abanico aluvial distal con una red de canales efímeros.

El tramo de techo de esta megasecuencia es el más característico del registro sedimentario de la Cuenca del Viar, ya que siendo el color rojo violáceo el predominante de la serie en el sector noroccidental, el denominado miembro detrítico-silíceo de los Canchales, SIMANCAS (1983) presenta un color gris verdoso y/o blanquecino (reducido).

De la serie realizada en las proximidades del cortijo Palacios y de los afloramientos de la margen izquierda del Arroyo de Gargantafría, puede reseñarse que su constitución litológica es muy diferente tanto de las series rojas infrayacentes como las de los depósitos rojos que la recubren.

La facies más representativa de este tramo son las areniscas con grava y los microconglomerados con base moderadamente erosiva y estratificación cruzada en surco, que en los cuerpos mayores llevan asociados a techo capas centimétricas de areniscas con laminación de "ripples". Hay cantos blandos en la base de los cuerpos de relleno de canal, sobre todo en los rellenos de los paleorrelieves más acentuados que configuran a su techo las coladas basálticas.

En general, la petrografía de los cuerpos detríticos del tramo gris, encuentra unas variaciones mínimas de muro a techo pasando de sublitareniscas a subarcosas, con porcentajes de matriz variable entre el 15 al 35%. Es de resaltar que las capas de arenisca de grano medio y grueso de las secuencias superiores de este tramo tienen características muy parecidas al lehm del granito del Berrocal, lo que indica en este caso su procedencia.

La otra facies mayoritaria de este tramo son lutitas, y/o lutitas carbonatadas grises, abigarradas en la secuencia inferior, por lo general con aspecto masivo, aunque no es infrecuente observar laminación paralela a veces milimétrica definida por una alternancia de colores grises y blancos o negros. En el primer caso, las láminas blancas son cenizas volcánicas y en el segundo acumulaciones de materia orgánica. Son también frecuentes las

láminas de arena muy fina blanda, constituidas por trenes de "ripples" y los "linsen" de igual litología.

Además de estas litologías mayoritarias en este tramo, se han observado otras facies minoritarias entre las que cabe destacar:

- Calizas: Son micritas y biomicritas grises a crema con porosidad fenestral muy desarrollada, nódulos de sílex de color negro con restos orgánicos en su núcleo (algas) y un contenido en fauna en el que se determinan ostrácodos, caráceas, algas y gasterópodos.

De forma minoritaria hay calizas oncolíticas y oncolitos dispersos en las lutitas carbonatadas.

- Capas de carbón: En la zona de los Canchales, a la altura del cortijo del Chaparral, hubo un pozo en el que se beneficiaron capas decimétricas de carbón, GAVALA (1927). Actualmente es difícil encontrar su ubicación y de las capas explotadas sólo en superficie afloran unas hiladas centimétricas (2 a 3 cm) sobre C.V. con un suelo de vegetación en lutitas grises bien desarrollado.

Lateralmente esta secuencia con carbón pasa a lutitas carbonatadas y a calizas oncolíticas cuya base suele ser levemente erosiva (canales rellenos de oncolitos).

- Capas decimétricas de subarcosas de grano medio, gradadas con escasa matriz y cemento silíceo. Muestran estructuras H.C.S., y en general, son secuencias PHX y HXM de WALKER

et al. (1983). Están intercaladas en lutitas grises en las secuencias intermedias y superiores del tramo gris.

- Por último, cabe reseñar que en la serie del Cortijo Palacios, el techo de la secuencia superior son dos tonstein decimétricos.

La petrografía de estos niveles de tonstein muestra que se trata de tobas piroclásticas de composición bastante ácida para el inferior, y una ceniza volcánica sin fenocristales ni fragmentos en el superior.

El espesor máximo medido para este tramo no supera los 50 m y la estructuración secuencial de estas facies es bastante compleja en cada transversal.

De forma simplista pueden considerarse dos subtramos: el inferior, en el que la secuencia de facies característica es de tipo Gt-St-FI-Fsc grano y estrato decrecientes. Las capas de carbón y sus equivalentes carbonatados se corresponderían con el techo de este subtramo.

El subtramo de techo se estructura en secuencias de facies grano y estrato crecientes del tipo Fsc (de tipo bioquímico)-Sr-Sp. En sentido Norte-Sur, el tramo en conjunto muestra una evolución en la agadación vertical con pérdida progresiva de la secuencia de facies característica del subtramo inferior, de tal forma que cuando el tramo gris se acuña, su constitución son silesitas y lutitas silíceas casi exclusivamente.

Aparte del contenido faunístico de las capas carbonatadas, es de mencionar la gran abundancia de restos vegetales descritos en el

tramo gris, que van desde los troncos silicificados o carbonizados que se encuentran en las facies detríticas gruesas, a la macroflora bien conservada de los niveles de lutitas grises silicificadas, y por último, la microflora de los niveles carbonosos y lutitas asociadas a ellos.

GAVALA (1927) cita la presencia de: Odontopteris brardi BRONGNIART; Sphenophyllum alatifolium, RENAULT; Callipteridium gigas WEIS; Asterophyllites equisetiformis, BRONGNIART, Annularia Stellata, WOOD; Walchia piniformis, W. Imbricata,; SCHIMPER, W. Hynoides BRONGNIART, etc.

BROUTIN (1981) describe la flora de las capas grises. De sus determinaciones cabe destacar: *Pecopteris, Paracalamites, Cordaites y Cardiopteroides*, y la microflora de *Calamospora*, sp., *Calamospora pedata Kosanke, Granulatisporites* sp.; *Verrucosisporites* sp.; *Crassispora plicata Peppers, Florinites* sp., *Florinites florini Imgrund, Florinites* cf. *Diversiformis Kosanke, Wilsonites* sp., *Cordaitina* sp., *Crusisaccites* sp., *Densipollenites* sp., *Potonieisporites bhardawaji Remy, Potonieisporites* sp., cf. *Scheuringipollenites barakarensis Tiwari, cf. Limitisporites* sp., *Protohaploxyppinus* sp., cf. *Vestigisporites* sp., *Striatopodocarpites* sp., *Platysaccus* sp., *Hamiapollenites* sp. *Type H. bullaeformis, Cycadopites* sp., *Gnetaceapollenites punctatus VENKATACHALA & KAR.*

Según lo descrito por este autor, el conjunto de las capas grises se le atribuye una edad Autuniense.

Dadas las características litoestratigráficas y sedimentológicas descritas, el tramo gris puede considerarse como un depósito de

lago en el que la secuencia de facies parece evidenciar una evolución desde un modelo lacustre con dominio fluvial a un lago con dominio de oleaje.

El aporte volcánico si bien continuo, es muy importante hacia techo, lo cual parece evidenciar una actividad volcánica próxima como fuente de los tonstein descritos. Posiblemente las secuencias de tempestad de este tramo podrían explicarse por eventos volcánicos próximos a la cuenca. Es de reseñar que estos tonstein tienen una composición ácida, en tanto que las rocas efusivas intercaladas en la serie, son los basaltos olivínicos que SIMANCAS (1983) encuadraba como toleitas continentales postorogénicas, dado que no encontraba rocas intermedias ligadas a este volcanismo. Estas capas podrían serlo y por tanto, las facies volcánicas del Viar serían equivalentes a otras descritas en cuencas pérmicas y datados como tardiorogénicas, (Hoja de Atienza, 433).

La disposición secuencial, su evolución lateral y las escasas medidas de corriente tomadas en los canales inferiores, así como el acuñamiento de los cuerpos gradados con H.C.S., parecen indicar que el lago era más profundo en sentido ONO-ENE, subperpendicular al eje estructural de la cuenca.

b) Megasecuencia Superior

La megasecuencia superior es compleja en su composición litológica y puede subdividirse en dos secuencias, grano y estratodecrecientes y carbonato crecientes.

Se considera como nivel basal de esta secuencia el segundo evento efusivo constituido por basaltos olivínicos de color negro y vacuolas rellenas de calcita en anillos concéntricos cuya extensión cartográfica es mucho menor que los basaltos inferiores, localizado en dos sectores nororientales de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (19). El camino que discurre paralelo al canal del Viar en su tramo comprendido entre los Arroyos de Fuentes Blancas y del Carpio, muestra buenos afloramientos de estos basaltos.

Como se observa en la Figura 3 estos basaltos tienen una dispersión cartográfica que se restringe a la banda de fracturas senexas denominadas fallas del Embalse de Cala, las cuales a su vez limitan el ámbito cartográfico del tramo de "capas grises", de tal forma que al Sur de esta banda de fracturación la megasecuencia superior se desarrolla directamente sobre un conglomerado basal que conceptualmente sería el equivalente lateral de toda la megasecuencia inferior.

De forma resumida se establecen con esta megasecuencia cuatro litosomas en los que se alternan de muro a techo tramos de conglomerados y areniscas rojas con arenas, lutitas y carbonatos de colores rojo a abigarrados.

Los tramos de conglomerados y areniscas son en general cuerpos con base erosiva, estratificación cruzada en surco, cruzada tabular con "ribs" de gravas, de cuarzo a techo y laminación de "ripples" en las areniscas.

Hay múltiples cicatrices de reactivación y acreción lateral en los cuerpos mayores, de los cuales hay ejemplos sobre todo en el

primer litosoma conglomerático, que tienen extensiones laterales hectométricas.

La morfología de estos rellenos de canal indica que la tipología fluvial era variable, ya que si bien normalmente responde a unas características de ríos con canales entrecruzados ("braided") con fuerte desarrollo de los sistemas de barras, en otros cuerpos la acreción lateral parece definir ríos de tipo meandriforme, y por último no es infrecuente la observación de canales individualizados en masas pterolíticas en las que son muy erosivos (incisiones de ángulo $> 40^\circ$).

El espectro composicional de estos detríticos gruesos no presenta variaciones sustanciales en ambos miembros. Se trata de litarenitas con un predominio de cantos de pizarras y esquistos y porcentajes menores de cantos de cuarzo, granitoides y de roca básica. Las areniscas tienen una composición similar, pudiéndose precisar que estarían más cercanas a sublitarenitas y/o subarcosas, pero siempre dependiendo de los sectores en los que estén enclavados.

En ambos tramos y con carácter general se produce una importante acreción vertical ("stacking") de los episodios canalizados, por lo que en diversas secciones pueden observarse episodios superpuestos de alta y baja sinuosidad.

Alternando con estos tramos de detríticos gruesos, se encuentran otros dos tramos de composición mixta siliciclástico-carbonatada.

En general se trata del acúmulo de una secuencia elemental positiva constituida por un término de arenisca de grano fino a

veces con grava dispersa, con laminación paralela y cruzada de "ripples" en paso a fangolitas rojas con bioturbación creciente, en las que hacia techo se intercalan nódulos carbonatados y niveles carbonatados nodulizados en el tramo inferior, en tanto que el techo de la serie aflorante en la Cuenca del Viar está caracterizada por capas de micritas y biomicritas grises a crema con porosidad fenestral muy desarrollada, de tal forma que algunas capas tienen aspecto intraclástico (brechas de cantos). Hay sílex en nódulos de color negro y gris, y capas discontinuas de sílex intercaladas en los paquetes margosos de color blanco que separan las calizas. El contenido faunístico de estas calizas es de ostrácodos y gasterópodos.

En estos tramos, la presencia de conglomerados es muy reducida, restringiéndose a pequeños canales aislados y las cuñas heterolíticas son de escasa continuidad lateral.

De esta forma, la megasecuencia superior se estructura en dos secuencias granodecrecientes con un término inferior conglomerático en el que se caracterizan depósitos de relleno de canales fluviales posiblemente de un tipo "braided" y un término superior con depósitos de desbordamiento ("crevasse-splay") y fundamentalmente de llanura de inundación donde se identifican depósitos carbonatados en charcas (ponds) y ciencias (bioturbación interna). En la secuencia superior, la lámina de agua llega a cubrir al menos los sectores centromeridionales, dando lugar a depósitos extensivos de carbonatos y geles silíceos.

El espesor promedio de la megasecuencia en las transversales del sureste puede estimarse en un mínimo de 500 m.

Las medidas de corriente tomadas en los canales muestran una gran dispersión (acorde con el modelo fluvial propuesto), pero dentro de un abanico NO a ENE.

El color uniformemente rojo violáceo, salvo en las "Capas grises", podría llevar a considerar que el modelo abanico aluvial-fluvial braided-lago propuesto se desarrollará en un clima árido o por el contrario, fueron depósitos lateríticos tropicales.

Como hechos apreciables que puedan precisar tal cuestión, merecen citarse que: los fragmentos líticos y los feldespatos no se encuentran prácticamente alterados, sólo orlados por una fina película ferruginosa, lo que excluye un proceso laterítico y por tanto, el clima tropical (s.str.). No hay evaporitas y el registro de restos fósiles o actividad orgánica es continuo en la cuenca, lo que parece excluir un clima desértico, existe un tramo gris rodeado con niveles carbonosos incompatible con medios tropicales y desérticos; no existen evaporitas, lo que excluye ambientes salobres.

Con todos estos datos, además de las características citadas con anterioridad, podría deducirse que el clima durante el Pérmico podría ser cálido-húmedo con estaciones lluviosas y secas bien diferenciadas, las cuales permitieran la liberación del hierro, su transporte y fijación como Fe^{3+} , así como ciclos de mayor disponibilidad hídrica que ocasionan el desarrollo de lagos de dimensiones variables durante el período considerado.

Aunque la datación de esta cuenca se realiza en base a los restos fósiles encontrados en las capas grises, BOUTIN (1981), encuentra otras variaciones palinológicas diferentes en capas de

la megasecuencia superior, que si bien no tienen la precisión cronológica suficiente no descarta que puedan ya pertenecer al Triásico.

A partir de la campaña de sismica que realizó GARCÍA SIÑERIZ (1944), SIMANCAS (1983), confecciona un mapa de isobatas de la base del Pérmico por el que puede determinarse que la cuenca muestra un aumento en los espesores hacia el sureste, siendo probable que, dado el encuadre cartográfico de las megasecuencias, este hecho sea un reflejo de la disposición sedimentaria original, en la que se pone de manifiesto una migración del depocentro de la primera a la segunda megasecuencia en sentido NNE-SSO.

El registro sedimentario de la Cuenca del Viar se encuentra plegado suavemente en una estructura sinclinal de dirección N160°E, en la que un flanco occidental tiene buzamientos inferiores a 20° y el oriental está subvertical a invertido (vergencia oeste) y cabalgando por los materiales del Pulo do Lobo y de la Z.O.M.

1.1.5.- CUATERNARIO COLUVIAL (23), ALUVIAL (25) Y TERRAZAS (24)

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos tienen un escaso desarrollo quedando restringido al aluvial y terrazas del Río Viar, y a coluviones de poca entidad distribuidos a lo largo de toda la Hoja, pero especialmente en los contactos de rocas plutónicas y metasedimentarias.

Los coluviones (23) desarrollados en las vertientes de los relieves fuertes de las rocas intrusivas del B.S.N. Están constituidos

esencialmente por masas heterolíticas de bloques y cantos en una matriz arenoso-pelítica.

Los aluviales (25) y terrazas (24) del Río Viar son depósitos detríticos groseros con escaso desarrollo y constituidos por materiales de la Z.O.M. y del B.S.N. junto a detríticos rojos del Pérmico del Viar.

1.2.- ZONA OSSA MORENA

1.2.1.- CICLO HERCÍNICO

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Al Sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio la Serie Detrítica Inferior tiene características propias y difícilmente correlacionables con los materiales descritos al norte de esta estructura. En este flanco meridional y en discordancia sobre la Serie Negra se encuentra una serie volcano-sedimentaria que incluye facies volcánicas y subvolcánicas (riolita, lavas riolíticas, etc.) y materiales volcanoclásticos con todas las granulometrías posibles, desde aglomerados hasta términos cineríticos en cambio lateral de facies a series epiclásticas (volcanoarenitas a lutitas). La intensa deformación confiere un aspecto textural característico, por lo que esta serie ha recibido el nombre de "Porfiroides de Bodonal-Cala", y al conjunto Complejo volcanosedimentario de Bodonal. (PRESUR-ADARO, 1988).

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

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

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

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

En la Z.O.M., la serie aflora en ambos flancos de anticlinorio de Olivenza-Monesterio, recibiendo localmente diversas denominaciones: Calizas de Alconera (GONZALO y TARÍN, 1879; MELÉNDEZ, 1941; BARD, 1964), Calizas de Sierra (SUHR, 1969), Calizas del Agua (FRICKE, 1952), Calizas de Cañuelo (SCHNEIDER, 1952), Formación Pedroche (LIÑÁN, 1974) (En ZAMARREÑO, 1983).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

- Alternancia de Cumbres
- Formación detrítica de Jerez

- Vulcanitas de la Valera
- Pizarras de Herrerías
- Pizarras laminadas con bioturbaciones

La edad y potencia de la serie varían espacialmente, de acuerdo con la posición tectosedimentaria que los materiales ocupaban dentro de la cuenca de sedimentación. Globalmente, el depósito tiene siempre un carácter litoral, correspondiente a una plataforma somera, con espesores entre 1.000 y 2.000 m, y una edad que va desde el Cámbrico Inferior (Marianiense) hasta la parte superior del Cámbrico Medio.

1.2.1.1.- SERIE DETRÍTICO-CARBONATADA. MÁRMOLES, DOLOMÍAS Y CALIZAS DOLOMÍTICAS (26)

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

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

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

Al Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio y sobre los materiales del Grupo Bodonal, aflorantes en Hojas colindantes, se tiene un horizonte carbonatado constituido por calizas esparíticas de grano grueso, dolomías amarillentas a crema, calizas dolomítizadas y micritas de color blanco a grisáceo en capas o bancos (26).

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

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

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

Las pizarras intercaladas son bastante minoritarias. Tienen tonos grises o negruzcos y se meteorizan a tonos beige y pardo marrón.

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

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

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

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

De los afloramientos situados en las proximidades de El Pedroso, unos corresponden a mármoles dolomíticos, y otros a rocas calcosilicatadas.

En el estudio microscópico estas rocas son clasificadas como corneanas diposídico-granitíferas o plagiodiopsídicas, a veces mineralizadas con paragénesis típicas de skarn (minas antes citadas). Como minerales principales tienen diópsido, plagioclasa o granates, y a veces opacos. Entre los accesorios destacan calcita, epidota, esfena y actinolita, y entre los secundarios sausurita. Las texturas son granoblásticas, finas o heterométricas, con tendencia a bandeadas.

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

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

1.2.1.2.- SERIE DETRÍTICA SUPERIOR (27)

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

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

Al Sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, sobre los depósitos de la Serie Detrítico-Carbonatada, se tiene una potente sucesión (27) de pizarras verdes con nódulos carbonatados en la base que gradualmente pasan a pizarras con láminas intercaladas de limo blanco ocasionando un finísimo bandeado verde y blanco muy característico. En estos tramos se intercalan volcanitas ácidas de las Lomas del Gallinero y Acebuche (Hoja nº 919 y 940). En la sucesión y de forma progresiva, se intercalan capas de areniscas (sublitarenitas y subarcosas) micáceas, de grano medio y color gris, a veces muy oscuro, en capas de centi a decimétricas, que localmente tienen a amalgamarse dando paquetes métricos. Se han identificado secuencias gradadas de tipo HXM y más escasas PHXM, con estructuras de flujo (“flute” y “grove”) en las capas más gruesas.

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

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

1.2.1.3.- DEPÓSITOS RELACIONADOS CON EL MARGEN PASIVO

1.2.1.3.1.- Introducción

A continuación de la fase “rifting” y posiblemente como consecuencia del evento “sárdico” de deformación, las condiciones

de uniformidad sedimentaria establecida a lo largo del Cámbrico quedaron bruscamente interrumpidas, generándose en dicho evento una reestructuración de los ámbitos cuencales de sedimentación. De esta forma se definen dos subcuencas ubicadas de nuevo al norte y sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, cuya característica lito y bioestratigráfica son diferentes. En síntesis, dentro del área de investigación y en discordancia sobre los materiales del cámbrico se tienen dos registros sedimentarios. Uno, en los sectores meridionales, que se encuadra en la sucesión estratigráfica de Barranco-Hinojales y otro aflorante en el sector septentrional del antiforme y que incluye los afloramientos del Embalse del Pintado (Sinclinal del Valle) y del Cerrón del Hornillo (SE del a Hoja de Constantina y NE de Venta-Quemadas), encuadrable en los depósitos de margen pasivo que se configura en la Z.O.M. septentrional a partir del Ordovícico inferior.

En la Hoja de Castilblanco, los afloramientos atribuidos al Ordovícico se encuadran en la sucesión de Barranco Hinojales.

1.2.1.3.2.- Ordovícico

En la Z.O.M., el registro sedimentario atribuido al Ordovícico se caracteriza por la dispersión de los afloramientos, la escasez, la poca precisión e incluso la contradicción de los datos aportados por la bibliografía lo que incide en una visión estratigráfica y paleográfica de conjunto poco precisa.

Como anteriormente se reseñaba en el área del proyecto se tienen dos sucesiones diferentes, cuyas series representativas pueden establecerse en la carretera de Almadén de la Plata al Real de la Jara, para los materiales Ordovícicos y Devónico-Carboníferos de las Pizarras de Barrancos y la Fm. Terena y en el Embalse del Pintado

desde las caleras situadas en el Km 14,5 de la carretera a Cazalla de la Sierra en sentido Sur-Norte para la sucesión Ordovícica de la Z.O.M. Estas sucesiones situadas ambas en la Hoja de Almadén de la Plata (919) serían representativas de los depósitos posteriores al Cámbrico, en las cuencas situadas al sur y norte respectivamente del anticlinorio de Olivenza-Monesterio. Los afloramientos atribuidos al Ordovícico en la Hoja de Castilblanco, están en continuidad y prolongación suroriental de la serie de las "Pizarras de Barrancos" de la serie de Almadén de la Plata.

Al Sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio y siempre en contacto mecánico con las series del Cámbrico, aflora una potente sucesión eminentemente siliciclástica denominada "Pizarras de Barrancos" (28) que intercalan cuerpos de rocas volcánicas de carácter básico y en mucha menor proporción ácida.

En las cartografías previas esta unidad se subdivide en dos. Los "Esquistos del Cubito" y las "Pizarras de Barrancos" en razón de unas características litológicas bien definidas de uno u otro tramo, si bien todos los autores consideran que se trataba de un paso gradual.

En la banda meridional y sobre las series del Cámbrico, se tiene un tramo constituido por metapelitas (filitas y esquistos) de color gris oscuro, con una esquistosidad muy penetrativa y abundantes segregaciones de cuarzo muy replegado o en cuerpos sigmoidales a veces con agregados de clorita. Esta unidad es la denominada "Esquistos del Cubito".

En lámina delgada estos materiales están constituidos por cuarzo, moscovita, clorita, biotita y plagioclasa. La textura es milonítica,

donde se observan estructuras sigmoidales, que pliegan y transponen una "schistosity" previa.

Las "Pizarras de Barrancos" son una monótona sucesión de pizarras y filitas que intercalan, de forma progresiva hacia techo, finas capas de areniscas (sublitarenitas) de grano fino liso a muy fino, gradadas y esporádicamente con laminación paralela y de ripples. Son escasos los ejemplos con estructura H.C.S. en capas centimétricas. En general el color es gris verdoso, aunque localmente adquieren tintes morados a vinosos muy oscuros.

Al microscopio son rocas constituidas por moscovita, clorita, cuarzo melanocratos, esfena, circón, etc., clasificadas como pizarras o filitas. Las areniscas varían de litarenitas a sublitarenita con cuarzo de grano fino abundante y con fragmentos de rocas en las que predominan los granos de esquistos negros y rocas ígneas muy alterados sobre todo los feldespatos. El cemento es silíceo y normalmente hay granos de apatito disperso.

En ambas litologías se intercalan cuerpos de rocas volcánicas básicas (mb), de espesores decamétricos a hectométricos y extensiones plurikilométricas.

Son rocas formadas por plagioclasa y anfíboles en una matriz microcristalina rica en plagioclasa. La textura es blastoporfídica. En el cuerpo de rocas básicas, con mayor extensión cartográfica, el grado de alteración que se detecta al microscopio es muy importante y continuo, con aparición de zoisita y moscovita, a partir de la plagioclasa y anfíbol y clorita a partir del piroxeno. Aparecen igualmente escasos cristales de olivino alterados a antigonita y hematites.

Estas rocas serían lavas de la serie espelita-queratófido con textura porfídica y matriz alotriomorfa. Químicamente son rocas subalcalinas con marcado carácter toleítico.

En zonas próximas se citan pequeñas coladas de rocas ácidas (riolitas) que no han sido detectadas en el ámbito de este proyecto.

El tránsito entre las litologías descritas para los “Esquistos del Cubito” y las “Pizarras de Barrancos” es totalmente gradual, por lo que de acuerdo con ÁBALOS (1987) y APALATEGUI (1984) se piensa que los Esquistos del Cubito no son una formación con valor cronoestratigráfico sino las milonitas y/o filonitas de una banda de cizalla de anchura hectométrica a kilométrica a partir de las “Pizarras de Barrancos”.

El espesor de este conjunto es muy difícil de establecer, aunque puede estimarse un mínimo de mil metros.

Es muy escasa la frecuencia de fauna, DELGADO (1908) en Portugal, muy próximo a Barranco, encontró restos de *Didymographus* y les atribuye una edad Ordovícico inferior.

Actualmente las series establecidas en la Hoja nº 958 (Santa Olalla de Cala) APALATEGUI *et al.* (1987), definen una posición estratigráfica similar al encontrarse en serie continua con las grauvacas de Sierra Colorada y bajo las ampelitas del Silúrico.

El registro sedimentario encuadrado como “Pizarras de Barrancos” tiene características de depósitos de cuenca y talud con pizarras que intercalan rocas básicas de afinidad toleítica y turbiditas y tempestitas de afinidad turbidítica hacia techo.

2.- TECTÓNICA

2.1.- INTRODUCCIÓN

Los rasgos tectónicos de la zona de estudio, vienen marcados por la evolución, en el tiempo, de la sutura que limita las zonas Surportuguesa y Ossa Morena. Esta sutura se interpreta como una zona de subducción, de la placa continental representada por Z.S.P., bajo la placa continental Centro-Ibérica, separada de un extremo meridional por la Z.O.M. Entre estas placas existió un suelo oceánico representado por los materiales de la Fm. Pulo do Lobo y la ofiolita de Beja-Acebuches. Esta sutura se encuentra muy bien representada en la Hoja de Almadén de la Plata (919) y dentro de esta Hoja, en la esquina NE.

Dentro de la Hoja pueden diferenciarse dos grandes episodios tectónicos, el primero de ellos atribuible a la orogenia Cadomiense, que se observa en los materiales de la Fm. El Ronquillo, y el segundo, producido por la orogenia Hercínica, observándose de forma clara en los materiales devónicos del Grupo P-Q. Por último, hay un episodio de fracturación tardihercínica.

Los principales rasgos tectónicos de la región los imprime la Orogenia Hercínica, en la cual se origina un conjunto de estructuras de todos los órdenes, con vergencia Sur y Suroeste.

2.2.- DEFORMACIÓN CADOMIENSE

Dentro de la Zona Surportuguesa nunca se han descrito sedimentos previos al Devónico, ni deformaciones previas a la Orogenia Hercínica. A partir de la realización de este trabajo, se han diferenciado una serie de afloramientos pertenecientes al Precámbrico-Paleozoico (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvas, Fm. El Ronquillo), que son semejantes a la

Serie Negra descrita en la Z.O.M. y donde se puede constatar y valorar la existencia de una deformación prehercínica.

Esta deformación ha sido bien estudiada en la Z.O.M., donde se la define como una orogenia de carácter polifásico, dando lugar a dos fases de deformación y que lleva asociado un metamorfismo regional progrado.

En esta unidad no se han observado estructuras mayores, únicamente se constata por el hecho de que en estos materiales la fábrica principal es un bandeo tectónico, fácilmente observable a escala de afloramiento, en aquellos paquetes de composición más cuarzosa, donde se observan cuarzoesquistos formando arcos poligonales. En lámina delgada es mucho más fácil, ya que se observa cómo la fábrica principal es un bandeo tectónico y dentro de los microlitones quedan restos de una esquistosidad previa, como son arcos poligonales.

Esta esquistosidad ha sido descrita para la Z.O.M. como la segunda fase de deformación cadomiense, con desarrollo de una esquistosidad de crenulación sin-metamórfica, muy penetrativa y que es la fábrica más visible en el campo.

Otra prueba de la existencia de unos materiales con esquistosidad previa en la Z.S.P., se encuentra en las secuencias métricas (80 a 150 cm) constituidas por capas de areniscas de grano medio y grueso (Grupo P-Q), donde se han observado, en lámina delgada, fragmentos líticos de esquistos y micaesquistos bien redondeados y con una estructuración previa. Estos fragmentos de rocas tendrían como posible procedencia los materiales del Precámbrico-Cámbrico (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvas), descritos en esta Hoja.

2.3.- DEFORMACIÓN HERCÍNICA

La Orogenia Hercínica es la responsable de la deformación principal que presentan las rocas de la región. Su actuación queda patente por las macro y microestructuras que se observan, las cuales pueden atribuirse a una secuencia de fases de deformación más o menos continuas en el tiempo, durante el proceso de colisión continental.

2.3.1.- PRIMERA DEFORMACIÓN HERCÍNICA

A esta fase deformativa se debe la estructuración más evidente de esta zona, a escala de afloramiento. En la Figura 4 se puede observar un esquema evolutivo de esta primera fase de deformación, con las estructuras mayores que se desarrollan.

En los materiales pertenecientes al Precámbrico-Cámbrico, las estructuras que se observan son pliegues de escala métrica con vergencia Sur y que pliegan a una esquistosidad de tipo bandeado tectónico, indicando que estos materiales proceden de un ambiente más profundo que los materiales devónicos, además de presentar un grado metamórfico mucho mayor.

Para los materiales pertenecientes al Devónico, esta primera fase da lugar a pliegues asimétricos de todas las escalas, con vergencia hacia el Sur y Suroeste. Estos pliegues llevan asociada una esquistosidad visible en las rocas.

Las estructuras siempre presentan vergencia al S. Las charnelas de estos pliegues son curvas y pueden verse a todas las escalas. La polaridad de

N

S

Plano axial



A. Desarrollo de pliegues con
convergencia S y SO.

Fracturas



B. Formación de fracturas según
los flancos cortos de los pliegues.
Materiales pertenecientes al Devónico Superior

Bandas de cizalla



C. Desarrollo de bandas de
cizallas dúctil-frágiles, con forma-
ción de esquistosidad de tipo bandea-
do tectónico.

Figura 4.- Esquema evolutivo de la primera fase deformativa hercínica.

las series puede verse directamente en las estructuras de ordenamiento interno de los estratos areniscosos o también pueden utilizarse las relaciones angulosas entre S_0 y S_1 , así como la asimetría de los micropliegues.

A partir de los trabajos de campo, y con los criterios citados se comprueba que casi todos los datos tomados corresponden a flancos inversos.

La evolución en el tiempo de este tipo de pliegues asimétricos da lugar al desarrollo de fallas inversas y cabalgamientos sobre los flancos cortos e inversos (Figura 4 A y B) de los materiales devónicos, llegando a desaparecer por completo dicho flancos. Al realizar un corte se puede observar cómo se pasa gradualmente desde una zona donde las capas no tienen deformación y presentan estructuras sedimentarias hacia zonas con una deformación importante, donde se desarrollan pliegues con ejes curvos, esquistosidad de plano axial y, por último, bandas con espesores métricos donde se observa una fábrica milonítica, de carácter bastante frágil.

La esquistosidad asociada a los pliegues de primera fase es de tipo "slaty cleavage", para las litologías más lutíticas y de tipo grosero para las litologías cuarcíticas, grauváquicas. Esta esquistosidad parece ser de plano axial. SIMANCAS (1983) realiza un estudio de esta esquistosidad y llega a observar cómo existe una ligera oblicuidad con respecto al eje.

Al final de esta primera fase se produce un período de relajamiento de esfuerzos o bien procesos extensionales a partir de los cuales intruye los granitoides pertenecientes al Batolito de la Sierra Norte, produciendo el metamorfismo de contacto, con desarrollo de blastos de andalucita y cordierita.

Con posterioridad, se desarrolla una etapa deformativa que está ligada a bandas de cizallas dúctiles, que afectan a todos los materiales, tanto a materiales ígneos como materiales metamórficos.

Dentro de la zona de estudio (Z.S.P.), las zonas donde mejor se pueden observar las texturas de esta fase deformativa es en la Hoja de Alcalá del Río (962), en su parte Sur y Oeste.

Estas bandas de cizalla dúctiles en dirección, se caracterizan por tener una anchura entre 500 m y 1 Km, pero con una gran continuidad longitudinal.

Se presentan en bandas conjugadas con direcciones NO-SE y NE-SO. Las primeras son las que tienen un mayor desarrollo e intensidad de deformación, dan lugar a movimientos de componente dextral. Las segundas actúan como conjugadas de la primera y con movimientos sinistros.

Donde mejor se observan estas bandas deformativas es en las rocas ígneas (rocas básicas y granitoides), en las que se desarrollan texturas C-S, llegando incluso a dar bandas miloníticas. Dentro de los materiales metamórficos se produce una reorientación de las estructuras, y una crenulación que muestra una dirección NO-SE, vertical y con los ejes de charnela según NO-SE/NO. Esta crenulación afecta al metamorfismo de contacto, dando lugar a una esquistosidad espaciada con planos poco continuos.

En la Hoja de Constantina (920), se observan estructuras que presentan estas mismas características, por lo que ambas estructuras podrían asociarse en un mismo episodio deformativo.

Seguidamente se desarrolla una fase de deformación, en la cual se observa, principalmente a escala cartográfica, dentro de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), y en especial, en los materiales metamórficos pertenecientes al Precámbrico-Cámbrico (8).

Esta fase deformativa corresponde a una distribución de esfuerzos en la posición del esfuerzo principal o componente de compresión máxima (Φ_1) según E-O.

Dentro de la banda de materiales metamórficos, con dirección E-O que hay al Sur de la Hoja, se observa cómo la fábrica principal que presentan estas rocas (bandeado tectónico), sufre una reorientación. Hacia la parte occidental, la fábrica principal se reorienta según NE-SO y con buzamiento al NO, mientras en la parte oriental la fábrica principal se encuentra según NO-SE y con buzamientos al NE. Esto da lugar a una estructura antiformal con plano axial según N-S.

En aquellas zonas donde existen tramos más pizarrosos y de forma esporádica, pueden encontrarse orientaciones N-S, marcados por crenulaciones.

Con posterioridad a estos episodios de deformación y de intrusión y consolidación del B.S.N., se desarrolla otro, el cual tiene poco desarrollo y principalmente da lugar a fallas con dirección E-O, desarrollándose principalmente hacia el Sur del B.S.N. Estas estructuras muestran criterios de fallas inversas cabalgantes, del bloque Norte sobre el Sur. Se desarrollan en el contacto entre materiales de distinta competencia, en especial entre rocas ígneas (gabros-dioritas) y rocas metamórficas (Grupo P-Q).

Un ejemplo de estas fracturas se encuentra en la Hoja de Alcalá del Río (962), donde se puede advertir cómo un macizo de rocas básicas se sitúa sobre materiales metamórficos del devónico, con un plano cabalgante que buza 40° al N. La deformación se concentra en los materiales metamórficos, desarrollando texturas C-S, en una banda bastante ancha, mientras en las rocas ígneas apenas ni se produce deformación alguna.

Este tipo de estructuras E-O, no tiene conexión con las estructuras descritas anteriormente, sólo se puede decir de ellas que se desarrollan con posterioridad a la intrusión y consolidación de los granitoides del B.S.N., y que están afectadas por el proceso de fracturación tardihercínica de la zona.

2.4.- FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA

Con posterioridad a los fenómenos de plegamiento, metamorfismo e intrusión de las rocas plutónicas, tiene lugar en el ámbito del Macizo Hercínico una etapa de fracturación importante, que da lugar a su actual configuración. También hay que tener en cuenta que estas fracturas han controlado y condicionado la sedimentación y tectónica alpina, incluso fenómenos tectónicos más recientes.

Esta etapa de fracturación ha sido reconocida por todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975). En relación directa con la zona de estudio, SIMANCAS (1983) realiza un estudio de la tectónica tardihercínica. El desarrollo de esta etapa de fracturación se produce cuando las rocas ígneas ya se encontraban en un estado consolidado, actuando toda la zona como un bloque rígido.

Dentro de la zona de estudio, en la Z.S.P. se pueden diferenciar dos familias de fallas, asociadas entre sí; encontrándose representadas en la Figura 5:

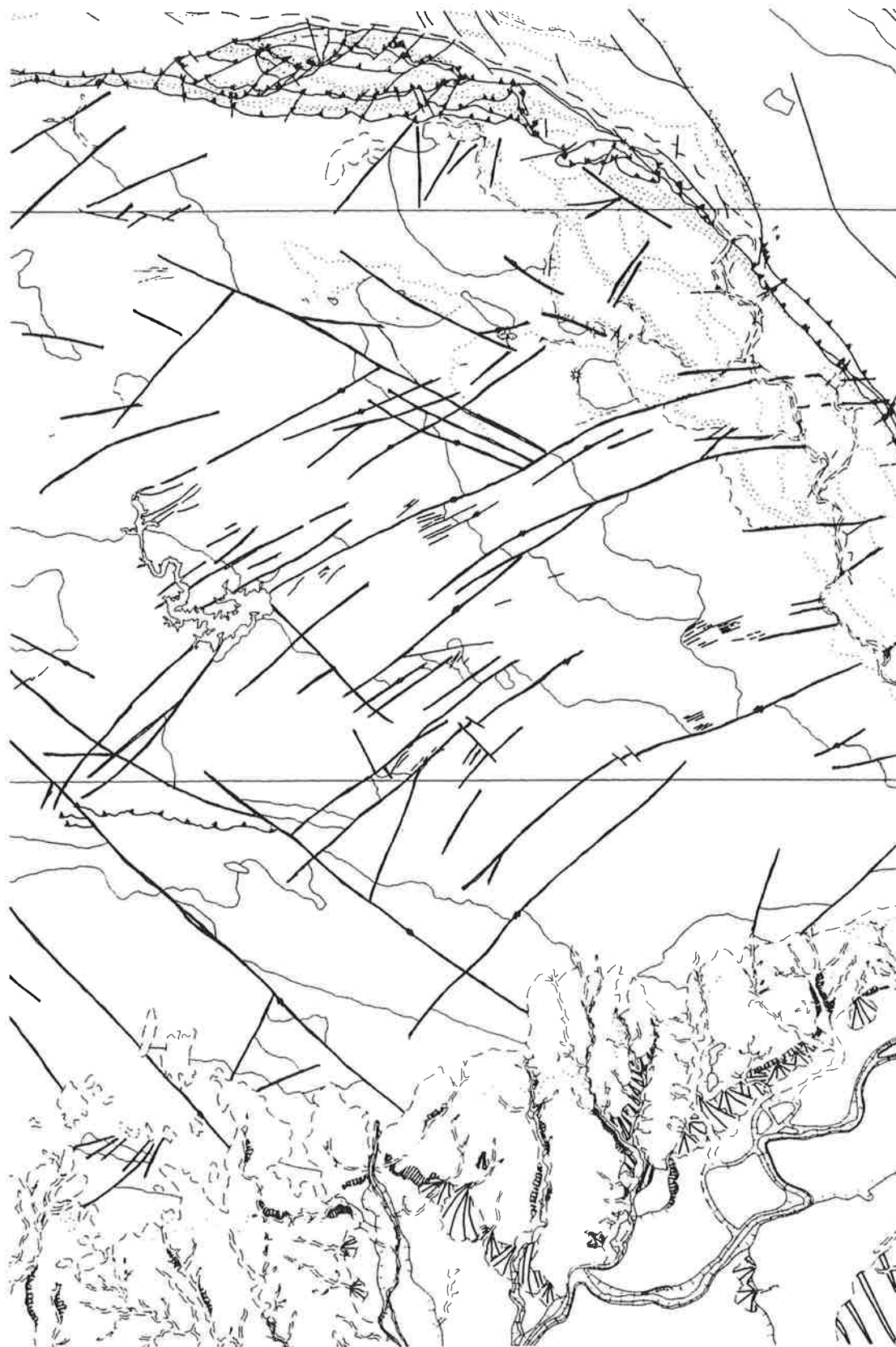


Figura 5.- Esquema de la fracturación tardihercínica en la Zona Surportuguesa

- a) Fallas NE-SO
- b) Fallas NO-SE

La familia de fallas mejor representada, y la más importante, es la de dirección NE-SO, las cuales muestran movimiento en dirección con componente sinistro.

Las fracturas con dirección NO-SE representan la familia conjugada de la anterior, tienen un movimiento en la horizontal con componente dextral.

Ambas familias de fallas, NE-SO y NO-SE, desplazan los contactos entre las distintas litologías, pero no se observan desplazamientos entre ellas, lo cual nos indica un carácter conjugado.

Se puede observar tanto a escala cartográfica como a escala de afloramiento, que las fracturas han rejugado con posterioridad a los movimientos en dirección, principalmente como fallas normales. Esto se comprueba en campo a partir de las observaciones realizadas en los planos de falla, donde se contemplan lineaciones subhorizontales cortadas por lineaciones verticales.

El salto en buzamiento, de estos últimos movimientos, puede llegar a ser muy importante, ya que pueden aparecer materiales devónicos (Grupo P-Q) sin ningún tipo de metamorfismo, al lado de materiales con un grado metamórfico medio-alto (Fm. El Ronquillo). También puede observarse como materiales del Grupo P-Q están en contacto con rocas básicas (gabrodioritas), sin que los primeros muestren evidencias de metamorfismo de contacto.

Hacia la parte oriental de la zona de estudio (Z.S.P.), en el contacto con la cuenca pérmica del Viar, se puede determinar cómo esta fracturación afecta e incluso llega a controlar la sedimentación de dichos materiales.

A partir de los datos expuestos anteriormente, se puede realizar una datación relativa o bien dar un intervalo de tiempo en el cual estas fracturas han sido muy activas. Los datos más importantes se pueden extraer de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), donde dichas fracturas afectan a materiales del C.V.S. (Viseense), a los granitoides del Batolito de la Sierra Norte (post-Tournainiense), y por último, a los materiales de la megasecuencia inferior de la Cuenca del Viar (Autuniense). De todo esto, se concluye que el inicio de la fracturación es posterior a la intrusión y consolidación de los granitoides y sigue actuando durante el Autuniense, y aún post-Autuniense. Otra parte de ello, es que los basaltos de la megasecuencia superior (Cuenca del Viar), así como el tramo de capas grises, están condicionadas y afectadas por dichas fracturas, en especial por la banda de fracturas denominadas como fallas del embalse de Cala.

Según SIMANCAS (1983), la fracturación tardihercínica de esta zona se integra en una banda de cizalla que coincide con los límites de las zonas Surportuguesa y Ossa-Morena (Figuras 6 y 7).

En resumen, todos los movimientos que han tenido las fallas se encuentran relacionados con dicha cizalla, desde su inicio hasta los últimos movimientos, los cuales llegan a afectar a los depósitos pérmicos de la Cuenca del Viar.

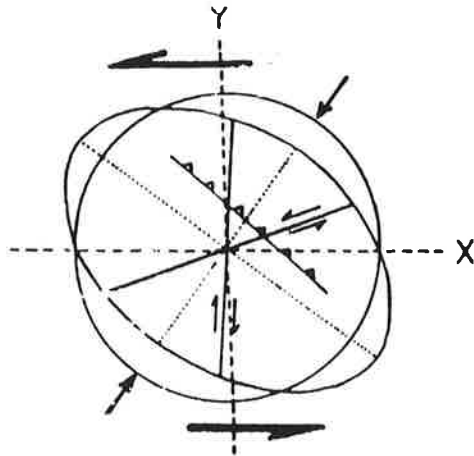


Figura 6.- Esquemas de esfuerzos de la banda de cizalla sinistra (tomada de SIMANCAS, 1983).

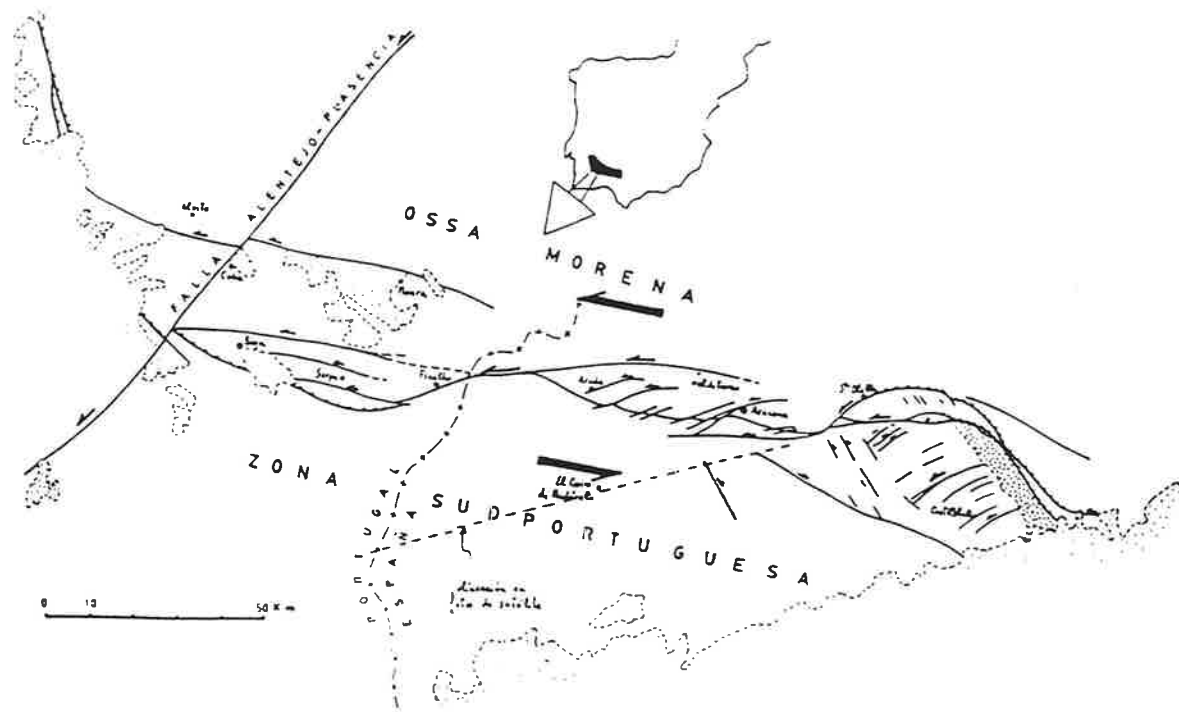


Figura 7.- Esquema de la banda de cizalla sinistra coincidente con el límite de las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena (tomada de SIMANCAS, 1983).

2.5.- DEFORMACIÓN DE LA CUENCA PÉRMICA DEL VIAR

El registro sedimentario de la Cuenca del Viar se encuentra plegado nuevamente en una estructura sinclinal, de dirección N160°E (ver figura 3), donde el flanco SO muestra buzamientos inferiores a 20°, mientras el flanco NE presenta la zona de máxima deformación con buzamientos verticales, o capas invertidas.

El borde oriental se encuentra limitado por una falla inversa, con un trazado bastante rectilíneo, que hacia su parte Norte conecta con la zona de cizalla cabalgante de Almadén de la Plata, sin que exista discontinuidad alguna. De hecho, en trabajos anteriores, ningún autor cita discontinuidad entre ambas zonas.

3.- PETROLOGÍA

3.1.- METAMORFISMO

3.1.1.- INTRODUCCIÓN

A partir de la realización de este trabajo, se pueden diferenciar dos episodios metamórficos importantes, asociados al desarrollo de dos episodios orogénicos. Los registros metamórficos de estos episodios quedan reflejados en las rocas, así el primero de ellos se encuentra asociado a la Orogenia Cadomiense y puede observarse en los materiales que constituyen la Fm. El Ronquillo (Precámbrico-Cámbrico). El segundo episodio se desarrolla durante la Orogenia Hercínica y se manifiesta principalmente en los materiales del Grupo P-Q (Devónico) y sus últimos eventos también pueden apreciarse en las rocas volcánicas e ígneas de la Z.S.P.

3.1.2.- METAMORFISMO CADOMIENSE

El metamorfismo asociado a la Orogenia Cadomiense es un metamorfismo regional progrado, que va desde grado bajo a alto. Este episodio metamórfico donde mayor representación y donde mejor ha sido estudiado, es en la Z.O.M., en la cual se han llegado a diferenciar hasta 5 zonas metamórficas.

Como ya se ha explicado en capítulos anteriores, los materiales de la Fm. El Ronquillo presentan un primer episodio metamórfico asociado a una esquistosidad que se conserva como relectas en porfiroblastos o en los microlitones de la fábrica principal. Un segundo episodio metamórfico está asociado a una segunda fase cadomiense, que es la más penetrativa y la que se observa en campo.

Las rocas que han sido estudiadas para la caracterización de este metamorfismo en la Z.S.P. son, principalmente, metapelitas, las cuales

varían desde pizarras y grauvacas en las zonas de grado bajo, a esquistos, cuarzoesquistos en las zonas de grado medio. La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, clorita, biotita, moscovita, feldespato potásico y plagioclasa.

Dentro de la zona de estudio, el mineral más característico es la biotita, la cual se encuentra marcando la fábrica principal, que es un bandeo tectónico.

3.1.3.- METAMORFISMO HERCÍNICO

3.1.3.1.- METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional presente en la Zona Surportuguesa es de grado bajo a muy bajo, y presenta una zonación a través de bandas con una dirección E-O, decreciendo el grado de metamorfismo de Norte a Sur (Figura 8). Hacia el Norte se encuentran facies de esquistos verdes, que pasando hacia el Sur por la facies de prehnita-pumpellita y, por último, la situada más al Sur, facies de zeolita.

Según MUNHÁ (1979), este metamorfismo se desarrolló durante la primera y principal fase de deformación hercínica en la Z.S.P.

El establecimiento de esta zonación metamórfica en la Z.S.P. se realiza a partir de la aparición y desaparición de los minerales índices característicos. A continuación se realiza una breve descripción de las zonas.

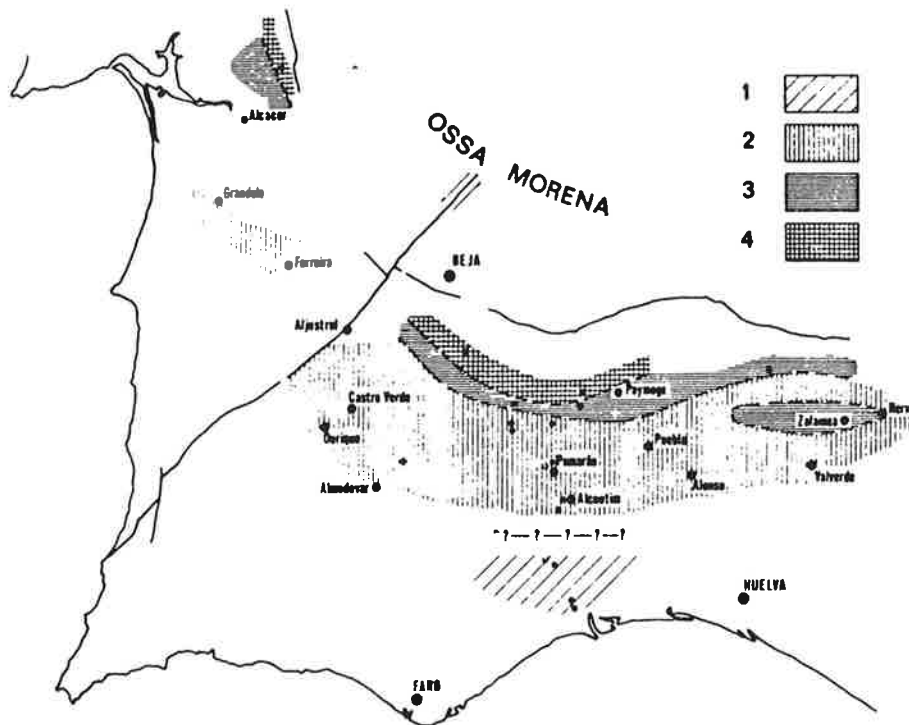


Figura 8 .- Esquema de la zonación metamórfica de la Zona Surportuguesa. 1: Facies Zeolita. 2: Facies Prehnita-Pumpellita. 3: Facies Esquistos verdes. 4: Facies Esquistos verdes de alto grado (MUNHÁ, 1990).

Para la zona 1 (Facies Zeolita), el grado metamórfico se determina a partir de la presencia de zeolita, cristalinidad de la illita y aparición de capas bandeadas de filosilicatos (clorita-illita±esmeectitas). La zona 2 es la que mayor extensión tiene y la que ocupa toda la Faja Pirítica, la asociación mineral característica es albita-pumpellyita-prehnita-clorita. La zona 3 representa una transición entre las facies de prehnita-pumpellyita y esquistos verdes. Las asociaciones minerales representativas de esta zona son: actinolita-epidota y actinolita-pumpellyita. La zona 4 (Pulo do Lobo) corresponde a la facies de esquistos verdes y las asociaciones típicas son: albita, actinolita (±hornblenda), epidota, clorita, cuarzo, esfena y moscovita-clorita-

cuarzo±albita-turmalina-óxidos, presentes en rocas metavolcánicas máficas y rocas metasedimentarias, respectivamente.

Los minerales característicos del metamorfismo de esta zona para el establecimiento de las asociaciones metamórficas son, esencialmente, prehnita, pumpellita, actinolita y clinozoisita. Estos minerales aparecen sobre todo en las rocas básicas e intermedias que afloran por la zona, aunque también pueden aparecer dentro de los granitoides. En el conjunto de la Z.S.P., las rocas que se utilizan son metavolcanitas ácidas y para las rocas sedimentarias se utiliza el grado de cristalinidad de la illita.

SIMANCAS (1983) realiza un estudio detallado del metamorfismo de esta región y para el establecimiento de las condiciones metamórficas, se estudian tres grandes grupos composicionales de rocas existentes en la Z.S.P., que se describen a continuación.

Lutitas y areniscas

Este grupo litológico se encuentra principalmente en los materiales pertenecientes al Grupo P-Q, del Devónico superior. Dentro de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), afloran al Norte.

Las asociaciones minerales presentes en las lutitas y areniscas de esta zona son las siguientes:

1. Cuarzo + clorita + mica blanca±oxiclorigita o vermiculita±ox. Fe.
2. Cuarzo + clorita + micablanca + albita ± oxiclorigita o vermiculita ± ±ox.Fe ± estilpnomelana.

Todas ellas suelen ir acompañadas de minerales opacos, y como minerales accesorios se encuentran circón, apatito y turmalina.

La asociación 1 se presenta principalmente en las lutitas, mientras la asociación 2 es más frecuente en las areniscas.

Lavas y tobas ácidas

Se pueden distinguir las siguientes asociaciones de minerales:

1. Cuarzo + feld.K + epidota + clorita + mica blanca ± albita ±
±estilpnomelana
2. Cuarzo + albita + epidota + mica blanca + clorita ± pumpellita
3. Cuarzo + albita + clinozoisita + mica blanca + clorita + vermiculita

La asociación 1 es característica de riolitas, mientras las asociaciones 2 y 3 aparecen en rocas de composición dacítica.

Rocas básicas e intermedias

Este tipo de rocas da el mayor número de asociaciones minerales, y sobre todo los de mayor interés al efecto de establecer las condiciones metamórficas.

Las asociaciones minerales que se han identificado son las siguientes:

1. Albita + clorita + calcita + epidota + leucoxeno ± mica blanca ±
±cuarzo ± óxidos

Es una asociación muy difundida pero banal.

2. Albita + clorita + epidota + actinolita + leucoxeno ± calcita ± mica blanca ± cuarzo ± óxidos de hierro
3. Clorita + prehnita ± albita ± leucoxeno ± calcita ± cuarzo ± epidota ± estilpnomelana ± actinolita
4. Prehnita + pumpellita + clorita ± albita ± cuarzo
5. Clorita + pumpellita ± albita ± leucoxeno ± cuarzo ± mica blanca ± estilpnome-lana
6. Albita + clorita + actinolita² + pumpellita ± epidota ± calcita ± leucoxeno ± cuarzo ± mica blanca
7. Albita + clorita + epidota + clinzoisita + pumpellita + actinolita² + leucoxeno + cuarzo
8. Albita + clorita + calcita + zoisita o clinzoisita ± mica blanca ± leucoxeno ± óxidos de hierro
9. Clorita + epidota + calcita + mica blanca + leucoxeno + cuarzo + anfíbol azul + anfíbol verde claro + granate

Para el estudio de las condiciones de P-T, lo esencial es prestar más atención sobre aquellos minerales índices y paragenéticos, con lo cual cabe señalar las siguientes asociaciones minerales:

1. Prehnita + clorita (+ cuarzo)
2. Prehnita + pumpellita + clorita (+ cuarzo)
3. Pumpellita + clorita (+ cuarzo)
4. Actinolita + pumpellita
5. Epidota + clinozoisita

3.1.3.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO

Todos los grupos de rocas ígneas distinguidos en la Hoja provocan un metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes, que se superpone al metamorfismo cadomiense y a parte del metamorfismo hercínico.

Los dos grupos de rocas ígneas diferenciados dan distintos grados metamórficos. Así, para los granitoides desarrollan una aureola metamórfica muy estrecha, desarrollando como mineral índice moscovita. En cambio, para las rocas básicas-intermedias, se desarrolla una aureola metamórfica importante, que puede llegar a tener 1 Km de anchura y desarrolla como minerales índices a cordierita y andalucita, la cual es bien visible en el campo como recristalizaciones corneánicas o como texturas mosqueadas. De forma puntual, este metamorfismo de contacto llega a formar sillimanita.

Con posterioridad al desarrollo de este episodio de metamorfismo, se desarrolla otro metamorfismo regional, de baja presión y baja temperatura que afecta a todos los materiales, y que ha sido descrito anteriormente. Afecta principalmente, a las rocas de composición más básica.

3.2.- ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas que afloran en esta Hoja forman parte del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.), el cual se encuentra situado al Suroeste del Macizo Ibérico y constituye el afloramiento de rocas plutónicas más externo de este sector de la Cadena Hercínica Europea.

El batolito está formado por cuerpos alargados con dirección E-O y NO-SE, de rocas básicas y ultrabásicas acumuladas y por cuerpos de granitos, monzogranitos y granodioritas, así como granitoides con características subvolcánicas. Estos intruyen de manera discordante sobre materiales pre-Devónicos (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvascas, 8) y sobre todo materiales Devónicos (Grupo P-Q, 9) de la Zona Surportuguesa.

El volumen de rocas básicas que hay en el B.S.N. es mucho mayor que en otros batolitos existentes en las zonas internas del Macizo Ibérico, siendo ésta una característica común a todo el plutonismo de esta zona.

3.2.1.- ROCAS FILONIANAS

3.2.1.1.- DIABASAS (1)

Los diques de diabasa se encuentran, principalmente, dentro de la Zona Surportuguesa. Estos diques cortan a todos los materiales excepto al granito de El Berrocal y a los materiales pérmicos.

Dentro de esta Hoja, los diques llevan una dirección muy constante según NE-SO, siempre de forma paralela a la red de fracturación, dentro de los cuerpos de rocas ígneas. Dentro de los materiales metamórficos, estos diques intruyen a favor de la fábrica principal.

El número y densidad de este tipo de diques es muy alta, llegando incluso a estar juntos unos diques con otros y presentar contactos soldados. En el Mapa Geológico sólo se han representado unos pocos.

En el campo se observan como rocas de color oscuro, generalmente, verde oscuro, que cuando se alteran dan lugar a un suelo de color rojo oscuro y la roca da lugar a los típicos bolos redondeados de tamaño decimétrico con estructura en cáscara de cebolla.

En los diques de mayor potencia es fácil observar una zonación simétrica desde el borde hacia el centro. En el borde el tamaño de grano es fino, no porfídica, mientras hacia la parte central hay un aumento del tamaño de grano llegando a presentar textura holocristalina de grano medio y con textura porfídica, marcada por fenocristales de plagioclasa (3-10 mm) idiomorfa. En general, los cristales de plagioclasa presentan texturas fluidales, con direcciones paralelas a las del propio dique.

En todos los diques se ha observado la presencia de sulfuros, principalmente pirita, con cristales idiomorfos cuya arista no llega a sobrepasar los 5 mm.

Estos diques se encuentran asociados con las rocas básicas (4) aflorantes en la zona, procediendo ambos a partir de un mismo magma.

Petrografía

Las texturas que pueden observarse en lámina delgada son holocristalina, equigranular de grano medio-fino a inequigranular de grano medio, subofítica, microporfídica.

Los minerales principales son plagioclasa y piroxeno. Como minerales secundarios hay opacos (pirita) y apatito. Los minerales secundarios son sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, calcita, actinolita, opacos, clorita.

En la plagioclasa se pueden diferenciar varios tipos o generaciones:

- a) Plagioclasa de hábito euhedral, cuyos microlitos dan lugar a la textura traquítica. Suelen presentar macla polisintética con zonación concéntrica normal, con núcleos de An_{70} y bordes de An_{20} .
- b) Plagioclasa que se encuentran en fenocristales, los cuales pueden estar de forma aislada o bien en agregados con crecimientos en sinneusis. Tiene macla polisintética con zonación concéntrica normal o bien sólo presenta una zonación concéntrica, presentando los mismos contenidos en Anortita que la plagioclasa anterior.
- c) Plagioclasa de carácter intersticial, tiene hábito anhedral, muestra macla polisintética o zonación concéntrica y su composición varía desde Oligoclasa a Andesina.

Es muy frecuente observar en lámina delgada como la plagioclasa sufre importantes procesos de alteración, enmascarando las características originales. Dicha alteración da lugar a un agregado de sericita, junto con minerales del grupo de la epidota y calcita.

El piroxeno se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, con un tamaño de grano medio y es, principalmente, Augita. Los cristales presentan procesos de retrogradación,

formándose orlas de un anfíbol actinolítico más minerales opacos (ilmenita).

En algunas muestras se ha observado anfíbol (hornblenda), tiene hábito subhedral a euhedral, de color marrón, pleocroico y se presenta en cristales aislados.

3.2.1.2.- PÓRFIDOS GRANÍTICOS (2)

Este tipo de diques afloran por toda la zona de estudio en gran cantidad, y al igual que las diabasas (1), cortan a todos los materiales excepto al granito de El Berrocal y a los materiales pérmicos. Estos diques afloran sobre todo dentro del grupo de granitoides formado por granito, monzogranito, granodiorita (5), al cual se encuentra íntimamente relacionado, ya que ambos materiales proceden a partir de un mismo magma.

Dentro del Mapa Geológico sólo se han representado unos pocos. Tienen una dirección NE-SO y E-O, siendo la misma dirección que presentan los diques de diabasa.

En campo se observan que son rocas de aspecto leucocrático, con un tamaño de grano fino y con textura porfídica, marcada por fenocristales de cuarzo y plagioclasa, de forma ocasional pueden observarse fenocristales de minerales máficos (biotita, hornblenda). En general, los fenocristales tienen un tamaño de 3-4 mm, con hábito subidiomorfo a idiomorfo. En los cristales de cuarzo se observan golfos de corrosión.

Petrografía

Las texturas que se observan son granofírica, porfídica. A veces se observa cómo la mesostasis ha recristalizado, formando agregados de grano muy fino, de los minerales principales.

Fenocristales:

Los fenocristales son, principalmente, cuarzo y plagioclasa, en menor cantidad se encuentran biotita y anfíbol.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, o bien con formas redondeadas y con golfos de corrosión. Este tipo de cuarzo es característico de cuarzos de alta temperatura. Sobre los bordes de estos fenocristales se desarrolla una textura coronítica, en la cual se pueden observar intercrecimientos micrográficos, granofíricos de cuarzo y feldespato o bien se desarrolla una textura fibroso-radial, constituida principalmente por cuarzo.

La plagioclasa tiene hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica normal, con núcleos de composición andesítica y bordes de composición albítica. Es frecuente observar que sobre estos cristales de plagioclasa se desarrollan texturas esferulítica-radial, al igual que en el cuarzo.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados pequeños, tiene hábito subhedral, de color marrón-rojizo y pleocroico. Las inclusiones son de opacos, apatito acicular y circón con halo pleocroico. Presenta procesos de cloritización bastante importante.

El anfíbol es hornblenda, se presenta en cristales de hábito subhedral, de color marrón o verde y es pleocroico. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfíbol actinolítico más minerales opacos.

Mesostasis:

La mesostasis presenta una cierta variabilidad en cuanto a la textura, observándose textura criptocristalina a holocristalina de grano fino a medio-fino con texturas de intercrecimiento micrográfico, granofírico. La composición de la mesostasis es de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Esta última muestra importantes procesos de alteración a clorita, incluso en algunas láminas delgadas, toda ella se encuentra transformada a clorita.

3.2.1.3.- CUARZO (3)

Los diques de cuarzo se encuentran asociados a las fracturas, a las cuales se encuentran sellando. Este tipo de diques son muy abundantes, pero en el Mapa Geológico sólo se han representado los más indicativos, que se encuentran en el Centro-Norte de la Hoja.

La potencia que presentan estos diques es muy variable, desde decimétrica hasta métrica. Algunos de estos diques muestran una potencia considerable y llegan a dar resaltes morfológicos, como el dique que se observa en la casa de la Cuquera (coordenadas U.T.M. X=760.800; Y=4.186.700). Las longitudes de estos diques son muy variables. El tipo de cuarzo que se observa es de color blanco, no mineralizado.

Algunos diques se encuentran tectonizados, lo cual nos indica que las fracturas han tenido reajuegos posteriores en condiciones frágiles, y es frecuente que en estas zonas existan manantiales.

3.2.2.- ROCAS PLUTÓNICAS

3.2.2.1.- ROCAS BÁSICAS (GABROS-DIORITAS) (4)

Dentro de la Hoja se han cartografiado tres grandes cuerpos de rocas básicas. El de mayor extensión se encuentra al Sur de la Hoja, tiene una dirección E-O y puede continuarse por la Hoja contigua de Alcalá del Río (962). Este afloramiento hacia una parte oriental, ha sido cartografiado a lo largo del tiempo de distintas maneras. Las observaciones que se han realizado en campo son que hacia una parte más oriental hay una gran abundancia de diques, a veces soldados entre sí que intruyen en rocas metamórficas de la Fm. El Ronquillo. Hacia el Oeste de esta zona, estos diques intruyen sobre un granitoide. Cartográficamente se ha dado como roca básica, dada la gran densidad de rocas básicas (gabros-dioritas), y las cuales muestran las mismas características que las rocas básicas aflorantes en la parte occidental.

El segundo cuerpo en extensión se encuentra al NE de Castilblanco de los Arroyos, tiene una dirección NO-SE, y el tercer cuerpo se encuentra al Oeste de la Hoja, continuándose por la Hoja contigua de El Castillo de las Guardas (939). Los tres cuerpos intruyen en materiales metamórficos pre-Devónicos, Fm. El Ronquillo, de SIMANCAS (1983), dando lugar a un metamorfismo de contacto de andalucita-cordierita, principalmente. En el segundo cuerpo, su contacto NE es con el grupo de granitoides constituido por granitos-monzogranitos-granodioritas (5), observándose afloramientos donde hay mezcla e hibridación de magmas ácido-básico.

A escala de afloramiento los tres cuerpos muestran las mismas particularidades. Tienen una textura hipidiomorfa, con un tamaño de grano medio, aunque esta característica es muy variable, apareciendo

afloramientos con un tamaño de grano medio-fino hasta muy grueso, siendo los contactos graduales o netos. En muestra de cuarzo, se observa que la roca está compuesta por plagioclasa más anfíbol, ambos con hábito hipidiomorfo. La roca en fresco muestra un color gris-azulado, y cuando se altera da lugar a la formación de un suelo de color rojo.

Si la roca muestra un tamaño de grano medio-fino, ésta tiene textura porfídica, debido a cristales de plagioclasa idiomorfos, con un tamaño de 5-10 mm.

Petrografía

Las texturas que se observan son holocristalinas, inequigranular de grano medio-fino a muy grueso, hipidiomorfa y subofítica. Dentro de los afloramientos de grano grueso a muy grueso la textura es ofítica. Cuando la roca tiene un tamaño de grano medio-fino se observa una textura microporfídica, marcada por la presencia de fenocristales de plagioclasa.

Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita. Dentro de los minerales accesorios se encuentran opacos (magnetita, ilmenita, pirita), apatito acicular, cuarzo, epidota-zoisita. Como minerales secundarios hay anfíbol actinolítico, clorita, sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, esfena, calcita.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica. La composición suele ser en la parte central de labradorita y hacia los bordes de oligoclasa. En general, suelen tener bordes anhedral de composición más albítica.

En aquellas muestras en las que se puede observar mejor el proceso de retrometamorfismo, la composición de la plagioclasa es más albítica, formándose como subproducto de dicho proceso minerales del grupo de la epidota (epidota, zoisita-clinozoisita), las cuales tienen hábito anhedral a subhedral.

El anfíbol primario es hornblenda. Tiene hábito anhedral a euhedral, con un pleocronismo que varía de marrón a verde hacia amarillo claro a incoloro. En su interior puede observarse restos de clinopiroxeno. Engloba a cristales de plagioclasa, desarrollando la textura ofítica-subofítica.

El piroxeno es diópsido-augita. Muestra hábito subhedral-euhedral, no muestra pleocroismo. Puede observarse en cristales aislados o bien como restos dentro del anfíbol hornblenda. Muestra procesos de alteración (uralitización) hacia un anfíbol fibroso, perteneciente al grupo actinolita-tremolita más minerales opacos, que desarrollan una textura espinifex; situándose los cristales según los planos de exfoliación del anfíbol.

La biotita se presenta sólo en aquellas rocas de composición más tonalítica, muestra hábito subhedral, con pleocroismo que varía de marrón-rojizo a pardo amarillento.

Como minerales accesorios más característicos, se encuentran aquellos que pertenecen al grupo de la epidota (epidota, zoisita, clinozoisita), tienen hábito subhedral.

Rocas Ultrabásicas

Dentro de los cuerpos de rocas básicas se encuentran afloramientos de rocas ultrabásicas acumuladas, que suelen tener dimensiones métricas,

no cartografiables y otras veces con dimensiones un poco mayores que sí tienen representación cartográfica. En el ámbito de esta Hoja, los afloramientos que se han podido observar se encuentran al Sur del Embalse de Cala, en la carretera que va al cierre de la presa. En láminas delgadas estas rocas muestran cierta variación composicional y dentro del diagrama triangular de STRECKEISSEN (1976), estas rocas están formadas, principalmente, por gabronoritas olivínicas, leuco-gabronoritas y gabronoritas anfibólicas. También se ha observado alguna muestra que está compuesta casi exclusivamente por plagioclasa, clasificándose como anortositas.

Petrografía

La textura es holocristalina, ortoacumulada, ofítica. Los minerales cúmulus son olivino, plagioclasa y espinela verde. Los minerales intercúmulus son clinopiroxeno y clinoanfíbol. Como minerales accesorios hay opacos, esfena, crisotilo, epidota-zoisita. Los minerales secundarios son serpentina, magnetita, sericita, zoisita-clinozoisita y anfíbol actinolítico.

El olivino se encuentra en cristales de hábito anhedral a subhedral, con formas redondeadas. En general, se encuentra incluido en piroxeno y anfíbol. Presenta procesos de alteración a serpentina más opacos (magnetita), que se disponen a lo largo de microfracturas por todo el cristal.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica, o bien sólo con zonación concéntrica. Su composición es muy anortítica (bytownita-anortita). Presenta procesos de alteración de saussuritización.

La espinela verde se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, de tamaño pequeño. Tiene un ligero pleocroismo de verde claro a verde oscuro y se suele encontrar como inclusión en el piroxeno y en el anfíbol.

El clinopiroxeno es diópsido y augita, puede encontrarse en cristales pequeños de hábito subhedral a euhedral o bien en grandes cristales poiquilíticos desarrollando la textura ofítica, incluyendo a los minerales cúmulus. El piroxeno puede ser incoloro o bien con ligero pleocroismo verde. Muestra procesos de uralitización, desarrollando orlas sobre los cristales de un anfíbol fibroso actinolítico, más minerales opacos.

El clinoanfíbol es hornblenda, es de color verde-marrón, pleocroico y tiene las mismas características que el piroxeno, como fase intercúmulus. También muestra procesos de alteración a un anfíbol fibroso (actinolita).

3.2.2.2.- GRANITOS, MONZOGRANITOS Y GRANODIORITAS (5)

Estos granitoides afloran en una banda de dirección NO-SE, que cruza toda la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), continuándose por las hojas contiguas. Esta alineación se encuentra afectada por una fractura de dirección N60°E y de componente sinistra, que desplaza los contactos, formando dos bloques.

Dentro del bloque Sur se puede observar como su contacto NE se encuentra recubierto por materiales pérmicos pertenecientes a la cuenca del río Viar. En el contacto SO se observa como intruye sobre materiales de la Fm. El Ronquillo o bien muestra contactos intrusivos con rocas básicas, donde es frecuente observar relaciones de mezcla e hibridación entre ambas rocas.

En el bloque Norte, el contacto Norte es intrusivo sobre materiales metamórficos, formados por una alternancia de pizarras y cuarcitas (Grupo P-Q). El contacto Sur también muestra relaciones de intrusión sobre materiales Precámbrico-Paleozoico (8), (Formación El Ronquillo).

Hacia el centro-norte de la Hoja se observan tres "stocks", que forman una alineación E-O. Sobre estos tres grupos existe una variación gradual de las texturas, desde ígneas en el cuerpo situado más al Oeste hacia subvolcánicas para el cuerpo más oriental. Esto indica la estrecha relación que hay entre estos granitoides y el volcanismo perteneciente al Complejo volcano-sedimentario, el cual aflora al Sur de estos cuerpos ígneos en Sierra Bajosa, dentro de la Dehesa El Pimpollar, donde aflora un pitón riolítico.

Dentro de este grupo de granitoides se aprecia una variabilidad a escala de afloramiento, la cual viene marcada principalmente por el tamaño de grano, el cual varía desde medio-fino muy grueso, aunque este tipo de roca plutónica está representada principalmente por un granitoide de grano medio, con biotita y anfíbol, y con fenocristales de cuarzo. Muestra una textura hipidiomorfa. Dentro de la mesostasis el cuarzo tiene un tamaño de grano de 2 a 5 mm, subidiomorfo a redondeados, con golfos de corrosión. Los feldespatos se muestran con hábitos subidiomorfos. Dentro de los máficos, tanto la biotita como el anfíbol, se encuentra en agregados, donde los cristales muestran secciones subidiomorfos hexagonales y son finos. Los fenocristales de cuarzo suelen tener un tamaño de 10 mm de diámetro tienen hábito subidiomorfo a redondeado, con golfos de corrosión. Estos cristales de gran tamaño muestran una orla (\cong 2 mm) de feldespato, donde se desarrolla la textura micrográfica o granofrítica. Esta facies de granitoide, con cuarzos de gran tamaño donde mejor se puede observar en la parte Oeste de la Hoja, al Norte de la urbanización Sierra Clara, y en especial, en la rivera de Cala.

Petrografía

Las texturas que se observan son holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso (microporfídico). La textura microporfídica viene marcada por la presencia de microfenocristales de cuarzo y de plagioclasa. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y feldespato potásico. Este último mineral, en algunas láminas delgadas puede llegar a ser accesorio. Entre los minerales accesorios se encuentran opacos (ilmenita, magnetita), apatito acicular, circón, allanita, esfena. Como minerales secundarios se encuentran clorita, esfena, sericita, epidota-zoisita-clinozoisita, carbonatos, prehnita, minerales opacos (ilmenita).

Al microscopio se han observado láminas delgadas que no tienen feldespato potásico, por lo que se clasificarían como una tonalita dentro del triángulo QAP de STRECKEISSEN (1976).

Dentro de la mesostasis que forman estas rocas suelen observarse texturas afaníticas recristalizadas o bien texturas granofíricas de grano fino, formadas por intercrecimientos de cuarzo y plagioclasa albítica, de forma ocasional puede participar feldespato potásico.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral, principalmente, aunque puede variar desde anhedral a euhedral. Los cristales suelen ser monocristalinos con extinción normal o bien presentan extinción ondulante con tendencia a formar subgranos. En general, tiene inclusiones de apatito acicular. Los fenocristales de cuarzo tienen hábito subhedral a subredondeado, con tamaños que pueden superar los 10 mm. Estos fenocristales de cuarzo suelen tener coronas de intercrecimientos micrográfico-granofíricos. En general, tienen una textura muy característica al incluir a cristales de plagioclasa euhedrales, y de forma ocasional a biotita.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con un tamaño de grano medio. Tiene macla polisintética con zonación concéntrica, los núcleos tienen un contenido en anortita entre An_{60-40} y suelen estar muy alterados, y en los bordes, el contenido en Anortita oscila entre An_{20-10} . Los fenocristales de plagioclasa muestran hábito subhedral, con tamaños de 10-12 mm, tienen macla polisintética con zonación concéntrica.

El feldespató potásico es de carácter intersticial, con hábito anhedral y puede presentar pertitas de tipo "film", también se observan cristales intersticiales, con macla de microclina no pertíticos.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados, con tamaño de grano fino a medio. Tiene hábito anhedral a subhedral, con un pleocroismo que varía desde marrón a pardo amarillento. Tiene inclusiones de minerales opacos, apatito acicular y de circón, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

El anfíbol primario es hornblenda, se encuentra, principalmente, en agregados con hábito anhedral a subhedral. Presenta un pleocroismo de verde oscuro a verde amarillento, aunque hay secciones que presentan un pleocroismo que varía de castaño rojo a castaño pálido. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfíbol actinolítico más biotita, creando orlas alrededor de los cristales de hornblenda.

Entre los minerales accesorios, el más característico es la allanita, se presenta en cristales de hábito subhedral, con zonación concéntrica y muestra procesos de alteración en los bordes hacia minerales del grupo de la epidota.

El apatito siempre se presenta con hábito acicular e incluido en los minerales principales.

El circón tiene hábito subhedral y suele estar incluido en los minerales ferromagnesianos (biotita y anfíbol).

Los procesos de alteración de las paragénesis ígneas primarias de estos granitoides son, en general, muy importantes y consisten, principalmente, en la degradación de la plagioclasa, que se transforma a tipos albíticos, con neoformación de epidota-zoisita-clinozoisita, prehnita y carbonatos. La biotita se transforma a clorita, dando como subproducto a prehnita, esfena, epidota y opacos, los cuales tienden a disponerse entre los planos de exfoliación (001). El anfíbol hornbléndico se degrada a un anfíbol actinolítico más biotita, generándose como subproductos clorita, esfena, epidota, clinozoisita, sericita, moscovita y opacos, estos últimos dan lugar a una textura muy particular, al disponerse entre los planos de exfoliación del anfíbol.

Estos minerales secundarios pueden llegar a pseudomorfizar a los minerales primarios, o bien se encuentran dentro de la mesostasis.

En relación gradual o compleja con este granitoide, se encuentran variedades de aspecto más plutónico y corresponden a granitoides heterogranulares de grano fino a medio, cuya composición puede oscilar desde formas más ácidas a más básicas, así para los granitoides de composición más ácida, la mineralogía principal consta de cuarzo y plagioclasa ácida y para las variedades más básicas la composición de los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Dentro de estos granitoides se observa una textura microporfídica, debida a la presencia de microfenocristales de cristales de cuarzo de alta temperatura con hábito euhedral y plagioclasa. Menos frecuentes son los microfenocristales de biotita y anfíbol. En general, en estos granitoides la mesostasis tiene textura hipidiomorfa, y para las variedades de grano fino es frecuente observar texturas

granofíricas de intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa. Este tipo de granitoide puede observarse hacia el NO de la Hoja.

3.2.2.3.- GRANITO DE GRANO MEDIO, BIOTÍTICO (6)

La única masa cartografiada de este granitoide se encuentra formando un macizo pequeño, situado al NO de Castilblanco de los Arroyos. En su mayoría presenta contactos intrusivos sobre los metasedimentos de la Fm. El Ronquillo (8), y hacia el Sur presenta contacto de intrusión sobre las rocas básicas, aunque dentro del macizo es frecuente observar masas de rocas básicas y una gran abundancia de diques de composición básica y con características simplutónicas, lo cual hace pensar que la intrusión de este granitoide y las rocas básicas (4) puedan ser simultáneas.

El mejor punto de observación se encuentra en la cantera abandonada de Navahonda, donde se han tomado las siguientes observaciones: Este macizo está constituido por un granitoide de aspecto leucocrático, con un tamaño de grano medio y biotítico. Su composición modal varía desde granito a monzogranito, y se caracteriza por tener granate (< 3%) y cordierita. Esta variación en la composición queda reflejada en el campo por la presencia de un monzogranito leucocrático y un granito biotítico, los cuales muestran contactos marcados por "schlieren" biotíticos, con un trazado muy irregular.

Dentro de la facies más biotítica se observan enclaves microgranudos y, sobre todo, enclaves de corneanas biotíticas. Estos últimos presentan secciones poligonales, tienen un tamaño que varía entre 2 y 10 cm. El límite de los enclaves se encuentra enriquecido en biotita, y se encuentran alineados según estructuras de flujo. Los diques que se observan son principalmente diabasas y llevan una dirección NE-SO,

concordante con la dirección que llevan los diques de diabasas en la zona de estudio.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón, granate, cordierita y moscovita, y los minerales secundarios son clorita, sericita-moscovita, epidota, pinnita.

Las texturas que se observan son holocristalina, hipidiomorfa, con un tamaño de grano medio.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral, con formas redondeadas, monocristalinas y pueden tener golfos de corrosión. Se puede diferenciar otro tipo de cuarzo intersticial, con hábito anhedral.

La plagioclasa forma cristales de hábito subhedral, con macla polisintética y zonado concéntrico normal, con núcleos de Oligoclasa y bordes de Albita. También se observan cristales de plagioclasa con macla polisintética sin zonar y con una composición de Oligoclasa.

El feldespato potásico es de hábito anhedral, con macla de microclina y es pertítico. Puede presentar carácter intersticial o bien en cristales que incluyen a cuarzo, plagioclasa y biotita. Presenta procesos de alteración a sericita-moscovita.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados, tiene hábito anhedral a subhedral y un pleocroismo que varía desde marrón rojizo a castaño pálido. Tiene inclusiones de opacos y de circón, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

El granate se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, o con formas redondeadas con un tamaño de grano medio. Puede presentar intercrecimientos con cuarzo o bien se encuentra incluido en el feldespató potásico o asociado a cristales de biotita.

La cordierita es de hábito subhedral, con un tamaño de grano medio y siempre se encuentra alterada a pinnita.

La moscovita se encuentra asociada al feldespató potásico, y posiblemente sea un producto de reacción subsólidos.

3.2.2.4.- GRANITO DE GRANO MEDIO-GRUESO, BIOTÍTICO CON GRANATE (GRANITO DE EL BERROCAL) (7)

Este macizo tiene una forma cartográfica elíptica y está constituido por un granito-monzogranito biotítico, con un tamaño de grano medio-grueso. Este granitoide aflora en el Norte de la Hoja, constituyendo la mitad Sur de este cuerpo, continuándose hacia el Norte por la Hoja contigua de Almadén de la Plata (919).

En su parte Sur y Oeste, el granitoide intruye en materiales Devónicos del Grupo P-Q, dando lugar a un débil metamorfismo de contacto. Hacia su parte E, el macizo se encuentra cubierto por materiales del Pérmico, conglomerados y basaltos principalmente.

A escala de afloramiento se pueden observar, principalmente, tres facies, no cartografiadas. Hacia el Oeste se encuentra la facies común y está formada por un granitoide de grano medio-grueso a grueso, biotítico, con textura hipidiomorfa, siendo los fenocristales de feldespató potásico muy escasos y se encuentran aislados. Es hacia esta parte del macizo donde el granate es más abundante. Hacia el E, el granitoide presenta carácter porfídico, debido a la presencia de

fenocristales de feldespato potásico. Por último, hacia la parte central se observan masas aisladas de un leucogranito de grano medio, poco biotítico, y que se destaca por tener una gran abundancia de cavidades microlíticas. Las dos primeras facies afloran en bolos de tamaño métrico, redondeadas, que dan lugar a berrocales, de donde toma el nombre la finca en la cual se encuentra dicho granitoide. El contacto entre ambas facies es muy gradual, siendo la única diferencia, el aumento en fenocristales de feldespato potásico. En cambio, la facie leucocrática muestra afloramientos tableados sobre ambas facies, dando lugar a bolos pequeños, con formas angulosas.

Petrografía

A continuación se describen las características petrográficas de las dos facies principales, ya que son las mismas, siendo la única diferencia el contenido en fenocristales de feldespato potásico.

Las texturas que presentan son holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso, hipidiomorfa, porfídica.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón, granate, turmalina, cordierita. Los minerales secundarios son sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, clorita, esfena, feldespato potásico.

El cuarzo tiene hábito anhedral a subhedral, estos últimos muestran golfos de corrosión, así como texturas micrográficas con el feldespato potásico. En general, los cristales son monocristalinos con extinción ondulante y tendencia a formar subgranos.

La plagioclasa muestra hábito subhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica normal. Algunos cristales muestran un tamaño de 1 mm, con hábito subhedral-prismática, que da junto con el feldespato potásico, el carácter microporfídico a la roca. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita. En general, la plagioclasa presenta procesos de alteración en la parte central de los cristales, a un agregado de sericita más minerales del grupo de la epidota.

El feldespato potásico muestra hábito anhedral a subhedral con macla de microclina y con pertitas. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa, las cuales tienen hábito subhedral a euhedral.

La biotita muestra hábito subhedral, y tiende a presentarse en agregados de varios cristales. Tiene un pleocroismo que varía de marrón rojizo a amarillo-pardo. Las inclusiones son de minerales opacos, apatito acicular y circón, el cual desarrolla halos metamórficos y pleocroicos. En algunas biotitas se observan granates, dispuestos paralelamente a las líneas de exfoliación (001).

El granate muestra hábito anhedral a subhedral, con un tamaño que puede alcanzar los 5 mm y con textura poiquilítica, incluyendo a cuarzo y biotita.

La turmalina es más fácil observarla a escala de afloramiento que en lámina delgada. Tiene hábito subhedral y un pleocroismo fuerte.

El apatito muestra hábito acicular y siempre se encuentra como inclusión en los minerales principales.

4.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

4.1.- MINERÍA Y CANTERAS

4.1.1.- MINERÍA

Dentro de esta Hoja, en la actualidad, no existen explotaciones mineras, aunque existen cinco indicios mineros de escasa importancia, cuatro de ellos de tipo filoniano y el quinto de carácter estratiforme.

Los indicios de tipo filoniano corresponden a sustancia de plano, y se encuentran en dos zonas. La primera de ellas y la más importante se sitúa en la esquina SO de la Hoja, donde existen dos minas abandonadas, mina del Rosario y mina de los Cuatro Amigos, donde pueden observarse los pozos con alguna labor minera.

Estos indicios mineros se encuentran sobre materiales metamórficos pertenecientes a la Fm. El Ronquillo. Los diques muestran una dirección SO-NE, y se encuentran asociados con la fractura del embalse de Cala.

Al Norte de la Sierra Bajosa se encuentran los otros dos indicios de tipo filoniano, también asociados a fracturas, pero con dirección NNO-SSE, y se encuentran en materiales del Grupo P-Q, perteneciendo al Devónico.

El indicio de tipo estratiforme se encuentra en los sedimentos pérmicos de la cuenca del río Viar, en la zona de El Chaparral. Se trata de un horizonte carbonoso (lignito) con capas de argilitas y areniscas, el cual se explota de forma artesanal y para uso local.

4.1.2.- CANTERAS

Las únicas canteras que se observan en esta Hoja se encuentran dentro de los afloramientos de rocas graníticas y están prácticamente abandonadas.

En el cruce de las carreteras N-630 y C-421, Oeste de la Hoja, se encuentran unas canteras pequeñas que se han utilizado para firme de carreteras y que ya están abandonadas.

Al NE de la urbanización Sierra Clara, zona Oeste de la Hoja, existen unas canteras pequeñas, que se explotan de forma intermitente, sobre un granitoide de grano medio-grueso, biotítico, para la formación de adoquines.

Por último, al NO de Castilblanco de los Arroyos, hay una cantera abandonada, sobre un granitoide de grano medio, que se explotó para sillería y mampostería de uso local.

4.2.- HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de Castilblanco de los Arroyos pertenece hidrográficamente a la Cuenca del Guadalquivir. La región en sí, no tiene ni numerosas ni significativos cursos de agua, tan sólo son de destacar la Rivera de Cala, la Rivera de Huelva, el Arroyo de los Siete Arroyos y el río Viar.

No obstante, sus posibilidades hidrogeológicas no son de destacar en cuanto a la explotación se refiere, ya que según las líneas de fracturación existentes, ciertamente abundantes, deben de fluir a no demasiada profundidad, no muy importantes acuíferos.

4.2.1.- CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS

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

El régimen de precipitaciones es muy irregular en su distribución espacial y temporal, llegando a alcanzar una pluviometría que oscila entre 600 y 800 mm/año, motivo por el cual la gran mayoría de los cauces quedan secos gran parte del año, funcionando en su mayoría en épocas de precipitaciones persistentes.

La red de drenaje principal se distribuye de Este a Oeste a través de la Rivera de Cala, la Rivera de Huelva, el Arroyo de Siete Arroyos y el río Viar.

La calidad química de las aguas subterráneas según facies, se puede clasificar como bicarbonatadas cálcico-magnésicas aptas para el abastecimiento y consumo al igual que para el baño, aunque en algunos casos, como por ejemplo la Rivera de Cala en el Embalse de Cala, no reúnan las condiciones necesarias para soportar una vida piscícola.

4.2.2.- CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS

La Hoja de Castilblanco de los Arroyos, hidrogeológicamente hablando, se enmarca dentro de la Subzona 12 denominada "Sierra Norte de Sevilla", abarcando tres subcuencas:

- Subcuenca de la Rivera de Huelva
- Subcuenca del Viar en la Rivera de Huelva
- Subcuenca del Viar

Los materiales que contiene esta Hoja son rocas ígneas, principalmente granitoides ácidos y básicos; rocas metamórficas, donde abundan los esquistos y las cuarcitas y el Paleozoico con profusión de pizarras y cuarcitas, todas ellas impermeables. Las terrazas y, en especial los aluviales de los ríos, sobre todo las concernientes al río Viar, compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas, se consideran

permeables, estando su nivel piezométrico íntimamente relacionado con el nivel que en cada momento alcanzan los ríos.

La alimentación de estos pequeños acuíferos se debe, fundamentalmente, a la infiltración directa del agua de lluvia caída en los afloramientos y a la escorrentía superficial procedente de los terrenos impermeables circundantes.

El drenaje se lleva a cabo por pequeñas surgencias con un régimen de evacuación estacionalmente variable. Durante la época de lluvias e inmediatamente después, puntualmente, los caudales de las surgencias son importantes, llegando a superar los 10 l/s. Además de estas salidas definidas, existen otras esporádicas, rezumes, etc.

Con respecto a las rocas impermeables hay que significar que como consecuencia de la elevada escorrentía superficial, la erosión remontante es muy enérgica, a pesar de la dureza de las rocas, fenómeno éste que afecta al perfil de alteración existente en determinadas zonas, el cual llega a alcanzar espesores que a veces superan los 2 m.

5.- BIBLIOGRAFÍA

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Eguíluz, L., Apraiz, A., Abalos, B. y Martínez-Torres, L. M. (1995): Evolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au cours du Proterozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain. *Géol.France* nº 3: 35-47.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Mata, J. y Munhá, J. (1986). Geochemistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Córdoba Elvas Domain (Ossa-Morena Zone). *Maleo* v 2, nº 13: 27.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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