



**IGME**

938  
10-38

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

## NERVA

Segunda serie - Primera edición

916 AROCHE 9-37	917 ARANCENA 10-37	918 SANTA OLALLA DEL CALA 11-37
937 EL CERRO DE ANDEVALO 9-38		939 EL CASTILLO DE LAS GUARDAS 11-38
959 CALANAS 9-39	960 VALVERDE DEL CAMINO 10-39	961 AZNAUCCOLAR 11-39

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**NERVA**

**Segunda serie - Primera edición**

**SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A. con normas, dirección y supervisión del IGME. Han intervenido los siguientes autores:

*Memoria:* David Navarro Vázquez, Licenciado en Ciencias Geológicas.  
Jesús Ramírez Copeiro del Villar, Dr. Ingeniero de Minas.

*Petrología:* Teresa Nodal Ramos, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Han colaborado:

*Macropaleontología:* Hermenegildo Mansilla, Dr. Ingeniero de Minas.

*Técnicas Metalogénicas:* Ricardo Castroviejo, Dr. Ingeniero de Minas.

También se ha contado con la asesoría del Ingeniero de Minas, D. José M.ª Zapardiel.

En el trabajo de campo: Fabián Mena Romero.

## INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe, para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-25291-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid- 21 (Villaverde)

## **1. INTRODUCCION**

El área que abarca la Hoja de Nerva se halla situada en la parte centro-oriental de la provincia de Huelva, en las estribaciones meridionales de Sierra de Aracena.

Su morfología es variada según las rocas aflorantes; así las plutónicas y volcánicas generalmente dan paisajes más suaves y alomados que las pizarrosas, que forman a veces relieves muy abruptos y escarpados. Por otra parte los núcleos sincloriales de pizarras del Culm ocupan zonas muy deprimidas, y en general aunque hay algunas sierras constituidas por volcánicas ácidas que sobresalen del nivel altimétrico medio, se puede considerar la Hoja como una penillanura inclinada hacia el sur con altitudes que oscilan entre 600-650 m. en la parte norte a 300-350 m. en la sur. La cota máxima corresponde al vértice de Padre Caro con 701 m. en la Sierra de San Cristóbal.

La red hidrográfica muy encajada y sin apenas depósitos, pertenece en su mayor parte a la cuenca del río Odiel, quedando el ángulo SE en la del Tinto.

La pluviometría muy irregular, es de unos 600 mm. anuales teniendo lugar principalmente entre los meses de Noviembre y Marzo, permaneciendo el resto del año muy seca toda la zona.

La actividad económica fundamental es la minería y es en la proximidad de los centros mineros actuales donde se concentra la población; así los principales núcleos urbanos Nerva, Zalamea la Real, Riotinto, El Campillo, Campofrío, dependen total o parcialmente del grupo minero de Riotinto Minera y Los Silos de Calañas del grupo minero de La Zarza. Existen también una serie de aldeas de escasa población como El Villar, Traslasierra, Monte Sorromero, La Dehesa, Patrás, Ventas de Arriba y caseríos mineros como Concepción y Cueva de la Mora; otros están abandonados al cesar la actividad, como San Platón, Soloviejo, San Miguel, Esperanza, Poderosa, Los Ermitaños, Peña de Hierro, La Majada y Ventas de Abajo.

Las principales vías de comunicación son la carretera nacional nº 435 de San Juan del Puerto a Cáceres, las comarcales de Ayamonte-Aracena, Zalamea-Aracena, Riotinto-Nerva y las locales Zalamea-Calañas, Campofrío-La Granada de Riotinto, Campofrío-Ventas de Arriba, Nerva-El Madroño y Nerva-El Castillo de las Guardas.

Geológicamente la Hoja está situada en el extremo oriental de la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa, área paleogeográfica que desde el Bajo Alentejo se prolonga con dirección NO-SE en Portugal y O-E en España hasta la provincia de Sevilla, donde se introduce bajo el Terciario de la depresión del Guadalquivir. Los materiales en ella aflorantes pertenecen al Devónico Superior y al Carbonífero Inferior; entre ellos se intercala una serie volcánico-sedimentaria, formada por rocas volcánicas ácidas y básicas con intercalaciones detríticas que contienen numerosos yacimientos de pirita y manganeso, constituyendo la mayor provincia metálogénica de Europa. Esta serie es la llamada Complejo Volcánico Sedimentario (C.V.S.).

En la orogenia Hercínica los materiales fueron intensamente plegados. Una primera fase dió lugar a una serie de estructuras (anticlinales y sinclinales) en general muy apretados, de dirección ONO-ESE y vergencia sur, con una esquistosidad ( $S_1$ ) de plano axial asociada muy penetrativa y un metamorfismo regional de bajo grado (facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita). Fases posteriores de la misma orogenia desarrollaron una serie de estructuras menos penetrativas (pliegues y esquistosidades de 2<sup>a</sup> y 3<sup>a</sup> fase) y un cortejo de fallas, quedando así la cadena montañosa prácticamente configurada y actuando como bloque rígido durante el resto de la historia geológica.

No existen datos sobre la orogenia Alpina, pero posiblemente al ser «país rígido» tuvieron lugar roturas y basculamientos que favorecieron determinadas transgresiones durante el Mesozoico (área al sur de la Hoja de La Palma) y la transgresión miocena que depositó sedimentos terciarios al sur de esta Hoja.

Sobre el conocimiento geológico regional, hay que destacar, entre otros, los trabajos de FEBREL (1965, 1966, 1967), SCHERMERHORN (1971), LE-COLLE (1971), STRAUSS y MADEL (1974) y CARVALHO (1977), y refiriéndonos concretamente al área de la Hoja, el de ARMENGOT (1970), LE-COLLE, ROGER, AYE y MOLIERE (1977), GARCIA PALOMERO (1974, 1975, 1977, 1980), RAMBAUD (1963, 1969), SOLER (1980) y los realizados por la Empresa Nacional Adaro (1975) para el IGME a escala 1:10.000, Zona de Cobullos-Mina del Soldado y Zona de Nerva-Mina Peña de Hierro, efectuados por J. Ramírez Copeiro del Villar.

## 2. ESTRATIGRAFIA

Además de pequeños retazos terciarios y cuaternarios, en esta Hoja afloran exclusivamente materiales paleozoicos pertenecientes al Devónico, Devó-

nico Superior y Carbonífero Inferior, pudiéndose distinguir tres grandes conjuntos litoestratigráficos: Devónico, Devónico Superior-Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseiense Medio) y Viseiense Superior, separados por una potente secuencia de rocas volcánico-sedimentarias (Complejo Volcánico Sedimentario) de variado carácter y composición, con abundantes yacimientos ligados a ellas que hacen del área una zona de elevado interés geológico-minero.

## 2.1. FORMACION «PULO DO LOBO». DEVONICO (D)

Aflora en una estrecha banda al NO de la Hoja, reconociéndose muy bien en la carretera nacional nº 435 de San Juan del Puerto a Cáceres en su extremo norte, y en los parajes La Tronconosa y Rozas Viejas en el camino de Almonaster La Real a San Miguel.

Esta formación está constituida por una serie monótona de filitas y pizarras arenosas, limolíticas y filitosas, intensamente deformadas. La esquistosidad principal observable es de 2<sup>a</sup> fase ( $S_2$ ) que pliega y crenula a una primera de flujo ( $S_1$ ), que más al sur en la Faja Píritica es la principal. A pesar de esta deformación el metamorfismo es de bajo grado.

Un hecho muy frecuente y característico de esta formación es la existencia de numerosas venas de cuarzo de exudación muy replegadas.

Existen también entre las filitas, nivelillos de cuarcitas micáceas de poco espesor (aunque en la carretera de Valdelamusa a Gil Márquez son más abundantes, llegando a alcanzar de 8 a 10 cm. de potencia) y tabletillas de grauvacas, a veces próximas a pizarras arenosas.

No obstante el litotipo característico y predominante de la formación son las filitas de color ceniciente-azulado muy brillantes, con lentejones de cuarcitas de grano fino y numerosas venas de cuarzo blanco muy replegadas.

Localmente está afectado por las intrusiones graníticas, con áreas donde existen andalucitas de hasta 5 cm. producidas por el metamorfismo de contacto.

En cuanto a su edad, existe un tránsito gradual de la formación «Pulo do Lobo» a la suprayacente «Ribeira de Limas» datada como Devónico Superior-Carbonífero Inferior (Carvalho, 1976), por tanto su parte más alta sería Devónico Superior pudiendo abarcar todo el Devónico e incluso edades inferiores.

Su potencia es difícil de calcular debido al intenso replegamiento sufrido, pero en cualquier caso debe ser superior a los 1.000 m.

## 2.2. FORMACION SANTA EULALIA. DEVONICO SUPERIOR-

-CARBONIFERO INFERIOR (D<sub>3</sub>-Hg <sup>A-A</sup><sub>11-12</sub>, T)

Incluimos en esta formación los sedimentos que se extienden de este a oeste por la parte norte de la Hoja, exentos de fósiles y sin una relación clara

con el Complejo Volcánico-Sedimentario que describiremos más tarde. Su extremo oriental está entre rocas intrusivas y el occidental está cabalgado por la formación «Pulo do Lobo» en su contacto norte y fallado con la Formación Manganesífera en su contacto sur. Estos materiales son posteriores a las calizas cámbricas de Zufre (VAZQUEZ GUZMAN, F., 1970; BOOGAARD, M. y VAZQUEZ GUZMAN, F., 1981), y la presencia de intercalaciones volcánicas (lavas y tobas ácidas e intermedias) hace que su edad sea por lo menos superior al Devónico Superior. No se incluye en ninguno de los diferentes episodios volcánicos, pues litológicamente son facies de transición entre la formación «Pulo do Lobo» y el C.V.S. Se podría asimilar a la formación «Ribeira de Limas» descrita en Portugal (Carvalho, 1976).

Esta formación está constituida por una alternancia de pizarras y grauvacas metamorfizadas con intercalaciones de horizontes tobáceos esquistosos, grises y verdosos de pequeña potencia. En la mayor parte de los materiales se observa la acción del metamorfismo de contacto del intrusivo ácido (pizarras mosqueadas, corneanas cuarzomicáceas y corneanas andalucíticas), al que se le superpone acciones pneumatolíticas tardías, acompañadas de neoformaciones de mica blanca sobre las grauvacas y pizarras, que les dan un aspecto brillante y plateado.

Las pizarras son grises, rara vez negras o con irisaciones azuladas, abundando las pizarras pelíticas, pizarras cuarzoarenosas porfídicas en niveles de 20 cm. de potencia, pizarras limolíticas y cuarzo-limolíticas en tabletas de 3 cm., y en menor proporción pizarras filíticas. Las matagrauvacas muy abundantes son también grises, en bancos de hasta 2 m. de potencia, feldespáticas o a veces próximas a pizarras arenosas. Las tobas son de composición ácida e intermedia, porfídicas y esquistosas.

En la parte occidental existe una clara diferencia entre la formación «Pulo do Lobo» y ésta ahora descrita, ya que el «Pulo do Lobo» posee unas facies muy típicas; no obstante en la mitad oriental, a partir del meridiano de Sta. Eulalia, parte de la formación dada como «Sta. Eulalia» podría ser «Pulo do Lobo», pues debido al metamorfismo sufrido las facies son dudosas. Así pues la parte norte de la corrida podría corresponder a la mencionada formación.

La potencia es difícil de calcular y en este caso más, pudiendo dar una aproximada del orden de 300-400 m.

### 2.3. FORMACION ZALAMEA-LA TALLISCA. DEVONICO SUPERIOR-CARBONIFERO INFERIOR (D<sub>3</sub>-H<sub>11-12</sub>, c)

Constituye dos grandes anticlinorios separados por el sinclinal carbonífero de Riotinto. El anticlinorio de Zalamea al sur de la Hoja y el anticlinorio de La Tallisca-S<sup>a</sup> de la Picota al norte, cuyo extremo oriental está afectado por la intrusión de Campofrío que lo recorta, dejando numerosos afloramientos aislados entre sí. No aflora el muro de esta formación y su techo se pone

en contacto con el Complejo Volcánico Sedimentario. Este contacto posee características peculiares, pues aunque en la cartografía se ha considerado concordante, existen ciertos rasgos que indican si no una discordancia espectacular (entre otras razones por estar difuminada por la tectónica posterior), si al menos la existencia de movimientos previos a la salida del volcanismo y que regionalmente (presencia de conglomerados, «slumping», etc.) pueden considerarse como indicativos de la Fase Bretónica. Al norte de El Villar los niveles cuarcíticos y calizos y el núcleo del anticlinorio poseen una dirección N 80°-90° E, mientras que el volcánico del flanco sur que le rodea posee una dirección N 120° E.

En general la formación está constituida por una potente sucesión de pizarras, cuarcitas y grauvacas (cuarzovacas) ( $D_3-H_{11-12}^{A-A'}$ ) con algún lentejón calcáreo en su parte más alta.

Las rocas más abundantes son las pizarras grises arcillosas, de grano fino, con bandeados de estratificación de algunos milímetros de espesor debido a las diferencias de grano, frecuentemente enmascarado por una esquistosidad muy penetrativa. Alternan con pizarras limolíticas, cuarzoso-limolíticas y limolíticas, en tabletillas de 3 a 10 cm. de potencia con cristalitos brillantes de mica, que presentan a veces estructuras sedimentarias como ripples, laminación paralela, laminación cruzada, etc., pizarras arenosas, pizarras cloríticas y pizarras negras con pirita. Los tres tipos principales, pizarras pelíticas, limolíticas y arenosas presentan a veces variedades grafíticas y ferríferas. En ocasiones presentan colores pardo rojizos, amarillentos o blancuzcos de alteración y oxidación, destacando a veces la presencia de lentejones de pirita sinsedimentaria en forma de nódulos y capillas de 2 a 7 cm., interestratificadas con las pizarras, en las que producen oxidaciones y «gossans» (pizarras gossinizadas) sobre las que efectuaron pequeñas labores mineras.

Existen también rellenos de cuarzo de exudación en forma de venas, de 10 cm. de espesor, introducidos a favor de la esquistosidad, deformados y plegados y rellenando fracturas.

Dentro de la serie pizarrosa aparecen niveles de cuarzovacas (término utilizado para designar a grauvacas con clastos de cuarzo bien diferenciados), esquistosas, porfídicas, de 3 cm. a 2 m. de potencia (predominando los de 7 a 80 cm.), de gran extensión lateral, de color gris verdoso, a veces satinadas y caracterizadas por tener una matriz más abundante que las grauvacas del Viseiense Superior, lo que provoca una acentuación de la esquistosidad. Son grauvacas feldespático-volcánicas de grano fino a medio, con clastos de cuarzo y albita relativamente abundantes (fragmentos cristalinos) que destacan rodeados por una abundante matriz (compuesta por sericitia y clorita fuertemente orientadas) en la que se pueden diferenciar los fragmentos líticos (pizarras, cuarcitas y volcánicos). Aunque la composición de la unidad fragmentaria es similar a la de las grauvacas del Viseiense Superior, las de esta formación presentan una matriz más abundante, están más orientadas y en consecuencia se encuentran más evolucionadas metamórficamente.

En algunas grauvacas se aprecia bandeados de estratificación y laminación cruzada.

Las cuarcitas son grises y rosadas, en niveles de 2 cm. a 1,40 m. de potencia (predominando los de 2 a 30 cm. y llegando incluso a 7 m., como puede observarse una pequeña pedrera situada a 700 metros al norte de Zalamea), con ripples, laminación cruzada y cubitos de pirita. Se trata de cuarcitas micáceas, cuarcitas ferríferas y cuarcitas cloríticas, feldespáticas, a veces recristalizadas, generalmente impuras y en tránsito a pizarras limolíticas y pizarras cuarzoso-limolíticas.

Existe naturalmente toda una serie gradual de tránsito, incluso milimétrico, de pizarras a cuarcitas. La pirita aparece en forma cúbica como elemento casi constante en todos los tipos descritos.

En zonas de finas alternancias de cuarcitas y pizarras, se observan a menudo fenómenos de transposición, debido a la mayor competencia de las cuarcitas que en zonas intensamente tectonizadas se rompen al plegarse, dando a veces un aspecto falsamente conglomerático. En la transposición se producen niveles cuarcíticos de forma lentejonar de rápida acuñación lateral, de 7 a 50 cm. de potencia.

También en las partes altas de la serie (cercanías de Trasla Sierra) son frecuentes los cantos de cuarcita (ruditas y brechas intraformacionales) y otros de pizarra («cantos blandos») en una matriz pizarrosa, como consecuencia de períodos importantes de inestabilidad en la cuenca que dieron lugar a fenómenos de «slumping». Esta inestabilidad debió proceder a la apertura de grandes fracturas por las que posteriormente se emitiría el volcánismo. Los cantos de cuarcita gris recristalizada, llegan a tener dimensiones de hasta 2 m. de largo por 50 cm. de ancho, predominando los de 15x5 cm.

Hacia el techo de esta formación aparecen tanto al SE de Nerva (km. 29 de la carretera Nerva-El Madroño) como al este y oeste de la aldea de El Villar (paraje denominado Las Caleras) y entre las pizarras, afloramientos discontinuos en forma lentejonar de calizas y calcoesquitos (c) ferruginosos, de 1 a 30 cm. de potencia, de pátina rugosa, gris o amarillenta con numerosas vetas de calcita. Se trata de calcarenitas y dolomícratas arcillosas de grano fino a medio con tallos de crinoideos, de color gris oscuro o marrón.

Meseguer Pardo (1945) halló en las calizas del SE de Nerva una fauna compuesta por *Glyphyoceras Crenistria*, *Clymenia sp.* y tallos de *Poteriocrinus* probando su edad Fameniense. Recientemente BOOGAARD y SCHERMERHORN (1981) y la Cátedra de Paleontología de la Universidad de Oviedo, merced a una microfauna de conodontos han datado estas calizas de Nerva como pertenecientes al Fameniense Superior. Las especies determinadas fueron las siguientes:

*Apatognathus* sp.

*Bispatherodus aculeatus aculeatus* (BRANSON & MEHL, 1934)

*Bisp. aculeatus anteposicornis* (SCOTT).

*Bisp. bispatherodus* ZIEGLER, SANDBERG & AUSTIN.

*Bisp. costatus* morfotipo 1 (E.R. BRANSON, 1934)

- Bisp. costatus* morfotipo 2 (E.R. BRANSON).  
*Bisp. jugosus* (BRANSON & MEHL).  
*Bisp. spinulicostatus* (E.R. BRANSON).  
*Bisp. stabilis* morfotipo 1 (BRANSON & MEHL, 1934).  
*Bisp. ultimus* (BISCHOFF, 1957).  
*Bisp. ziegleri* (RHODES, AUSTIN & DRUCE, 1969).  
*Bisp. sp.*  
*Euprioniodina* sp.  
*Hindeodella iberensis* BISCHOFF.  
*Hindeodella* sp.  
*Ozarkodina* sp.  
*Palmatolepis (Tripodellus) gracilis* BRANSON & MEHL, 1934.  
*Palmatolepis (Tripodellus) sigmoidalis* ZIEGLER, 1962.  
*Palmatolepis gracilis gonioclymeniae* MÜLLER.  
*Palmatolepis* sp.  
*Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL, 1934.  
*Polygnathus* sp.  
*Polygnathus inornatus* BRANSON, 1934.  
*Pseudopolygnathus nodomarginatus* (BRANSON, 1934).  
*Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus* ZIEGLER, 1962.  
*Pseudopolygnathus* sp.  
*Spathognathodus inornatus* (BRANSON & MEHL, 1934).  
*Spathognathodus strigosus* (BRANSON & MEHL, 1934).  
*Spathognathodus supremus* ZIEGLER, 1962.  
*Spathognathodus* sp.

Estos conodontos pertenecen a la parte media de la *zona costatus*, de edad Fameniense Superior. Boogaard (1981) asume que estas calizas fueron depositadas en zonas de plataforma continental y talud, y la fauna descrita idéntica a la encontrada en Cabezas del Pasto y Pomarão (BOOGAARD, 1975, 1963).

En los afloramientos calizos de El Villar, no se han realizado estudios de conodontos, pero no dudamos en atribuirles la misma edad que a los de Nerva. Las del Villar han sido explotadas casi en su totalidad para la fabricación de cal en hornos rudimentarios situados en sus proximidades.

En la parte superior de la formación se encuentran entre las pizarras, pequeños lentejones de tobas ácidas esquistosas de 1 a 5 m. de potencia no cartografiables. Los restantes niveles volcánicos cartografiados en esta formación se han considerado como pertenecientes al volcanismo primero o inicial e interpretado como las primeras manifestaciones ácidas del Complejo Volcánico Sedimentario.

En las proximidades de las rocas intrusivas, principalmente en los asomos pizarrosos, dentro del intrusivo y en los contactos con «sills» básicos, se observa la acción del metamorfismo de contacto.

En cuanto a la edad de la formación Zalamea-La Tallasca, vemos que su techo está datado por los conodontos de la facies carbonatada como Devó-

nico Superior, pudiendo llegar incluso sus partes más altas (donde comienzan los lentejones tobáceos) al Tournaisiense-Viseiense Medio, y su muro, aunque desconocido abarca al Devónico Superior (aún cuando son posibles materiales más antiguos en los núcleos de los anticlinales, no hay criterio paleontológico, ni cambios litológicos que sugieran la presencia de tales materiales), por lo que le asignamos una edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior.

## 2.4. COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)

El C.V.S. de la Faja Pirítica está constituido por rocas volcánicas ácidas (las más abundantes), intermedias y básicas, submarinas, con niveles detriticos intercalados y plegados con las formaciones de muro y techo. Esta secuencia varía rápidamente de potencia y posee frecuentes cambios de facies (laterales y verticales) en la proporción de rocas volcánicas y sedimentarias. Tanto los yacimientos de sulfuros complejos, como los yacimientos de manganeso (ambos admitidos como de origen signético), se hallan contenidos en este C.V.S.

Las rocas volcánicas son realmente efusivas tal y como lo demuestran las estructuras y texturas de flujo observadas, la falta de acciones metamórficas de contacto con la roca de caja y las intercalaciones sedimentarias. Dichas intercalaciones, que indican la existencia de diferentes coladas volcánicas, la presencia ocasional de pillow-lavas en las rocas básicas y de radiolarios en los jaspes y en las pizarras moradas, prueban el carácter submarino de las emisiones lávicas.

Estas intercalaciones sedimentarias de la misma edad que sus volcánicas acompañantes y perfectamente concordantes, son más abundantes a medida que nos vamos alejando de los centros efusivos, pués al disminuir la potencia de las coladas se produce un cambio de facies a pizarras.

A pesar de la dificultad en establecer un orden de sucesión de coladas, debido a que el volcanismo no ha tenido en toda la zona la misma intensidad, a la existencia de numerosos focos volcánicos que yacen muy próximos, a la pequeña extensión de las erupciones, originándose intercalaciones entre unas coladas y otras, y a la existencia de frecuentes cambios de facies al surgir las lavas a través de numerosas fracturas submarinas, se ha comprobado que a lo largo de todo el área investigada, se puede dar un orden de deposición, habiéndose diferenciado cuatro formaciones o unidades en los materiales que constituyen el C.V.S., que de antiguas a modernas son:

- Volcanismo ácido e intermedio inicial.
- Volcanismo básico.
- Formación Manganesífera.
- Volvanismo ácido final.

Como desde el punto de vista estratigráfico, el C.V.S. varía extremadamente de unas zonas a otras en la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa, es imposible dar una secuencia válida para toda ella, existiendo diversos tipos de

sucesiones. La dada anteriormente es pués, la secuencia válida para la Hoja de Nerva. El establecer columnas estratigráficas correctas es casi imposible, debido a la variación de la intensidad del volcanismo de unos lugares a otros, a los cambios laterales y verticales de facies, al intenso plegamiento que enmascara la verdadera potencia y a la discontinuidad de ésta en los diferentes tramos de la serie. Por ello se han establecido varias columnas esquemáticas en aquellos sitios donde la serie es continua.

Es difícil con exactitud situar cronológicamente este C.V.S. considerado siempre como perteneciente a la transición Devónico-Carbonífero. Teniendo en cuenta que las rocas volcánicas son estratigráficamente superiores a los materiales portadores de los lentejones calcáreos, con fauna datada de Devónico Superior (MESEGUR PARDO, 1945; BOOGAARD, 1975, 1981), que se sitúan concordantemente bajo las pizarras y grauvacas del Viseiense Superior; que los recientes estudios que SCHERMERHORN (1971) menciona sobre determinación de edades por métodos radiométricos en las rocas ácidas de la base de este C.V.S., dieron una edad Tournaisiense, llegando a la conclusión que la base del C.V.S. coincide con la base del Carbonífero y asignando al C.V.S. una edad que abarca el Tournaisiense y el Viseiense Inferior y Medio, y ante el hecho de no haber encontrado nuevos yacimientos fosilíferos que hubieran permitido un mejor grado de separación, se debe encajar toda esta formación volcánico-sedimentaria en el Carbonífero Inferior, parte media o baja (Tournaisiense-Viseiense Inferior y Medio).

Las rocas volcánicas están constituidas por lavas ácidas, intermedias y básicas con sus piroclásticas correspondientes. El material sedimentario intercalado está constituido por pizarras arcillosas, pizarras filíticas, pizarras silíceas, pizarras grafitosas, pizarras ferríferas y radiolaritas (cherts).

#### **2.4.1. Volcanismo ácido inicial (H v1 )**

A-A  
11-12

Tiene gran extensión y potencia y es el portador de los principales yacimientos de sulfuros en la Hoja. Está constituido por rocas volcánicas de composición ácida e intermedia (rocas piroclásticas casi en igual proporción que rocas lávicas) e intercalaciones sedimentarias, aunque no muy abundantes. Este volcanismo inicial es principalmente de carácter ácido (riolítico) y predomina sobre los demás episodios volcánicos, caracterizándose además por la casi ausencia de niveles sedimentarios.

Las manifestaciones volcánicas empiezan por emisiones importantes de rocas piroclásticas de granulometría variada, en proporciones que varían de un sitio a otro, aglomerados, brechas, tobas esquistosas grises, rosadas y verdosas groseras, medianas y finas apizarradas (tufitas). Es entre las tobas de este volcanismo inicial y a techo de las mismas donde se sitúan los yacimientos de sulfuros.

En las proximidades de los centros efusivos volcánicos, predomina la granulometría mayor (aglomerados), pero a medida que nos alejamos de los mismos, la estructura porfídica de las rocas piroclásticas desaparece, dismi-

nuyendo el tamaño de los fragmentos y grano, pasando lateralmente a tobas medianas y finas que alternan con materiales sedimentarios.

Las rocas piroclásticas son de todo tamaño y constituidas por aglomerados, brechas y tobas. Los aglomerados y brechas están formados por cantos lávicos heterométricos de 10 a 40 cm., generalmente angulosos, otros redondeados, a veces fusiformes, orientados la mayoría de las veces paralelamente al plano de esquistosidad. Los clastos son de composición más ácida que la matriz tobácea que los engloba, que posee material fragmentario más fino.

En este episodio predominan las rocas de composición ácida, lavas (riolitas principalmente y escasamente cuarzoqueratófidos y dacitas) y tobas (cuarzoqueratofídicas y localmente riolíticas y dacíticas, o tobas poligénicas con fragmentos metamórficos); mientras que la presencia de lavas y tobas de composición intermedia (queratófidos y andesitas) es de carácter puntual.

Las lavas ácidas son de colores claros, blancos, rosados o verde azulado, de textura porfídica generalmente, en ocasiones vítreas, masivas, con un diaclasamiento más o menos intenso u ovoideas. A veces se observa un bandeadío de color que obedece a coladas de distinta composición depositadas sucesivamente. Generalmente los bordes de las zonas masivas o lávicas son más esquistosos.

En el flanco norte del sinclinorio carbonífero de Riotinto las tobas ácidas esquistosas predominan sobre las lavas ácidas. Las lavas ácidas son de composición generalmente riolítica y ocupan las zonas más altas, constituyendo crestones (S.º de San Cristóbal, S.º de Cecimbre, S.º del Capacho, etc.), de pátina amarillenta o blanquecina, de color rosado o gris verdoso, grano fino o porfídicas, masivas y diaclasadas o con disyunción ovoidea y a veces autobrechadas. Algunas con disyunción prismática y otras con disseminación de pirita.

En el flanco sur del sinclinorio carbonífero de Riotinto, las lavas ácidas predominan sobre las tobas ácidas esquistosas. Las lavas ácidas son de composición generalmente riolítica, ocupan también las zonas altas constituyendo crestones (S.º del Madroñal, S.º del Sacristán, etc.), y poseen las mismas características que las del flanco norte.

Generalmente este volcanismo es más masivo que su equivalente en otras zonas del sur de la «Faja», ocupando en ocasiones toda la columna estratigráfica entre la formación Zalamea-La Tallasca, descrita anteriormente y el Culm, como es el caso por ejemplo, del flanco sur del sinclinorio de Riotinto.

Las tobas son de carácter ácido (tobas cuarzoqueratofídicas), con un tamaño de grano variable entre 4 milímetros y menos de 0,25 milímetros (tufitas), y debido a su carácter fragmentario, poseen una esquistosidad más neta que las lavas, pero en ocasiones son tan masivas como las mismas lavas, siendo difícil su distinción. En ocasiones se observa en ellas un bandeadío de estratificación. A veces poseen pátina amarillenta y colores blanquecinos de alteración y suelen presentar disseminación de pirita a veces tan abundante que llegan a ser tobas «gossinizadas».

Los niveles sedimentarios que acompañan a las rocas volcánicas no son abundantes, correspondiendo a pizarras grises pelíticas principalmente, pizarras silíceas y pizarras negras.

La potencia de esta formación oscila entre 400 y 1.000 m.

#### 2.4.2. Volcanismo básico (H VB<sup>A-A</sup>, Ps, Tvv) 11-12

En general está menos desarrollado que en la zona sur de la Faja Pirítica, con pequeños afloramientos locales de forma lentejonar, excepto en la parte sur de la Hoja (zona del Campillo y Zalamea), donde alcanza mayor desarrollo formando coladas de gran extensión y potencia.

Normalmente aparece sobre el volcanismo inicial, pero cuando falta éste, queda directamente en contacto sobre las pizarras y cuarcitas devono-carboníferas, como sucede en la mitad oriental del anticlinorio de Zalamea y en todo su flanco sur, mientras que la parte occidental de su flanco norte está ocupada por el volcanismo ácido inicial, que va adelgazando progresivamente hacia el este hasta desaparecer y el básico que ocupa una intercalación en la parte central, pasa a ocupar la parte inferior.

Está constituido por lavas (espilitas) de grano fino a medio, de elevada cristalinidad y generalmente poco porfídicas, a veces autobrechadas, de aspecto ovoide, poco esquistosas, algunas con disyunción prismática, de color verde oscuro o azul verdoso si frescas, y pardo rojizas si meteorizadas, en cuyo caso presentan disyunción en bolas. Se reconocen frecuentes estructuras almohadilladas («pillow-lavas») de tamaño decimétrico (hasta 80 x 60 cm.), verdosas y de grano fino, lo que prueba el carácter submarino de este volcanismo. A veces constituyen crestones, pero en general forman depresiones ocupadas por suelos arcillosos rojizos muy aptos para cultivos.

En algunos puntos se encuentran incluidas rocas pertenecientes al básico intrusivo, siendo prácticamente imposible separarlas, por tener características similares y cuya existencia viene confirmada por la presencia de mosqueo en las pizarras encajantes.

En el centro del anticlinal de Riotinto aparece un núcleo de rocas básicas muy alteradas e intensamente cloritizadas, silicificadas y piritizadas, debido a la presencia de la mineralización y con gran cantidad de núcleos esféricos de cuarzo secundario. También en otros puntos, las lavas básicas suelen presentar amígdalas o vacuolas elipsoidales o redondeadas, llenas de carbonatos (calcita), clorita, cuarzo o epidota.

Menos frecuentes son las rocas piroclásticas, brechas, aglomerados y tobas básicas, que predominan en el ángulo SO. de la Hoja (carretera Nerva- El Madroño). Los aglomerados y brechas son verdosos, de pátina amarillenta, con clastos de hasta 90 x 60 cm., heterométricos, angulosos, a veces fusiformes, generalmente paralelos al plano de esquistosidad y de composición más ácida que la matriz tobácea verde esquistosa que les engloba. Las tobas básicas con esquistosas, verdosas, finas, medianas y gruesas y no alcan-

zan representación cartográfica. Tanto en las lavas como en las tobas se observan manchas verdes oscuras por la presencia de la clorita. En ocasiones tienen diseminación de pirita.

Estrechamente asociadas a las rocas volcánicas básicas existen, en la zona sur de la Hoja, unas rocas de color verde y violeta (TvV), esquistosas, porfídicas, de carácter piroclástico y de composición básica. A veces se encuentran gruesos cristales de cuarzo que destacan macroscópicamente de la matriz verde-violeta, y su presencia parece ser debida a un proceso de silificación selectiva del feldespato que forma parte de los fenoclastos.

El mineral ferrífero produce la coloración violeta y la abundante clorita la verde. Según AYE (1974), estas rocas son el resultado de una alteración y recristalización de lavas básicas, correspondiendo sus distintas facies a la variación en los contenidos de hematites y clorita y al grado de recristalización.

Aunque siempre aparecen junto a las rocas básicas, sus relaciones geométricas varían de unos puntos a otros, pudiéndose encontrar encima o en cambio lateral de las mismas. Cerca del vértice del Zumajo, al sur del Dique del mismo nombre, presentan un aspecto brechoide, estando constituidas por clastos de lavas ácidas, englobados en una matriz tobácea verde-violeta.

Interestratificadas con las lavas y tobas básicas, aparecen estrechos horizontes de 1 a 15 m. de pizarras grises e incluso a techo del volcanismo básico, aparece un nivel bastante continuo constituido también por pizarras grises arcillosas, carbonosas y otras más silíceas (Ps) de 5 a 50 m. de potencia.

Se estima para el conjunto de la formación una potencia aproximada de 400-500 m.

#### 2.4.3. Formación Manganesífera (H V2<sup>A-A</sup>, H T-P<sup>A-A</sup>, Pm, J, H Pm<sup>A-A</sup>) 11-12 11-12 11-12

Es la portadora de los yacimientos de manganeso que se presentan al exterior, asociados generalmente a jaspes. Está constituida principalmente (H T-P<sup>A-A</sup>) por una alternancia de pizarras grises arcillosas, tobas ácidas esquistosas medianas, tobas finas apizarradas (tufitas), algunas tobas de composición intermedia, pizarras moradas y/o verdes, con intercalaciones de lentejones y estrechos horizontes de jaspes rojo y cherts. Predominan las tobas ácidas cuarzoqueratofídicas grises, moradas o verdes sobre las intermedias y no se descarta la posibilidad de que parte de las pizarras tengan procedencia piroclástica o mixta.

Existen grandes variaciones laterales y verticales de estas rocas, tanto en granulometría, como en color y en composición, existiendo tramos con predominio de tobas, otros con predominio de pizarras y zonas con ausencia en general de pizarras (sinclinal de Cuchillares, al este del Dique de Campofrío). En general esta formación está mucho menos desarrollada que en la zona sur de la Faja Pirítica.

La formación tiene a su base o empieza con un volcanismo segundo ácido, pero al subir en la formación la granulometría de las tobas decrece y

aumenta la proporción de pizarra, apareciendo a techo un nivel muy continuo de pizarras moradas o cineritas, al que se le puede considerar como un importante nivel guía para todo el C.V.S.

El volcanismo segundo ( $H V2^{A-A}_{11-12}$ ) está poco desarrollado y es de carácter local y cuando aparece lo hace generalmente sobre el volcanismo básico. Tiene un carácter marcadamente ácido y piroclástico, estando constituido por tobas ácidas que son las que predominan, esquistosas y porfídicas, existiendo también algunas lavas ácidas masivas, porfídicas y diaclasadas. Tanto las tobas como las lavas poseen pátina blanquecino-amarillenta y un color gris o rosado cuando están frescas.

Los afloramientos de jaspes (J) son muy numerosos en esta formación, sobre todo al norte del sinclinalio carbonífero de Riotinto (Cobullos, Soloviejo, Romerita-Pimpollar, etc.), y muy característicos por su color rojo y su gran dureza que los hace destacar en el relieve formando crestones. No poseen corridas largas (aunque algunos como Soloviejo, lleguen a casi 3.500 m.) y su potencia varía de varios centímetros a 50 m. (aunque algunos como Cobullos alcance los 200 m.), con una potencia media de 1 a 20 m. Localmente poseen colores oscuros al estar mineralizados por óxidos y peróxidos de manganeso y óxidos de hierro, que fueron trabajados intensamente en el pasado, y algunos presentan diseminaciones de pirita y calcopirita (Pepito). Arman entre pizarras de composición pelítica, tobas y tufitas y constituyen resaltes en las laderas y cimas montañosas al sobresalir entre las pizarras y lavas. Los colores más corrientes en los jaspes son los rojos, grises y rosados. Existen también niveles de chert de color rojo y gris de 10 cm. a 15 m. de potencia.

A techo de la Formación Manganesífera aparecen las pizarras moradas ( $H Pm^{A-A}_{11-12}$ ), que constituyen un nivel, que aunque de potencia variable y en general escasa (1 a 120 m.), presenta gran continuidad lateral sobre todo en la parte oriental de la Hoja, mientras que en la occidental es discontinuo faltando generalmente. Cuando está presente, constituye el techo del C.V.S. al estar prácticamente ausente el volcanismo final. Presentan un elevado contenido en óxidos de hierro diseminados e impregnando los componentes micáceos y en ocasiones se observa en ellas un punteado rojizo, debido a la presencia de radiolarios. Existen también lentejones y estrechos niveles de otras pizarras moradas (Pm) de 1 a 30 m. de potencia, entre las pizarras y tobas de esta formación.

En conjunto, la potencia total de la Formación Manganesífera oscila entre 50 y 300 m.

#### 2.4.4. Volcanismo ácido tercero o final ( $H V3^{A-A}_{11-12}$ )

A techo del nivel de pizarras moradas ( $H Pm^{A-A}_{11-12}$ ) y concordante con él, se deposita en algunas zonas, la última fase efusiva de carácter ácido-intermedio que constituye el techo del C.V.S.

Este volcanismo está prácticamente ausente, salvo en el cierre pericinal occidental del anticlinal de Riotinto y en el ángulo SO. de la Hoja. Está constituido principalmente por tobas finas y tufitas de color gris claro, a veces con bandeados con potencia de 20 a 50 m. A lo largo del flanco sur del anticlinorio carbonífero de Riotinto, se aprecian desde el oeste del Campillo al este de Nerva, espesores de 1 a 5 m. de esta formación, no representables cartográficamente.

En la parte occidental del anticlinal de Riotinto (confluencia de la Rivera del Torno con el Arroyo Rejoncillo y zonas próximas), aparecen tobas ácidas (cuarzoqueratofídicas) esquistosas, grises, de grano medio, textura porfídica y a veces de aspecto nacarado con alguna intercalación pizarrosa y tuffítica, pertenecientes a este volcanismo tercero o final.

## 2.5. VISEIENSE SUPERIOR (H<sub>12</sub>)<sup>A3</sup>

Aflora en la mitad sur de la Hoja en una larga banda en dirección ONO-ESE, constituyendo un sinclinalio y depositado concordantemente sobre el C.V.S. Ocupa aproximadamente el 30 por 100 de la superficie estudiada.

Está constituida por una monótona serie turbidítica de pizarras grises arcillosas y grauvacas, formando una serie alternante tipo flysch. Las pizarras grises arcillosas alternan con pizarras limolíticas de 1 a 3 cm., pizarras arenosas, pizarras ferriferas, pizarras grafitosas y con tabletas o niveles de 1 a 20 cm., a bancos de dos metros de potencia, con corridas laterales de varias decenas de metros, de una grauvaca más gruesa, a veces conglomerática, gris verdosa a gris azulada y en ocasiones algo rojiza. Se trata de grauvacas feldespático-volcánicas de grano fino a grueso, poco seleccionadas y constituidas por granos angulosos y subangulosos de fragmentos de roca y cristalinos. Los fragmentos líticos están constituidos por pizarras, cuarcitas y rocas volcánicas ácidas y básicas; los fragmentos cristalinos por cuarzo, albita y micas, principalmente.

El material detrítico posee pues fragmentos de rocas volcánicas procedentes del geoanticlinal de Aracena-Beja e incluso del mismo C.V.S., lo que implica una erosión parcial de estos materiales. Los tonos oscuros de las grauvacas son ocasionados por estos fragmentos de rocas (pizarras ferriferas, grafitosas y volcánicas básicas con abundante clorita) que en extensión muy amplia llegan en ocasiones a ocupar más del 70 por 100 de la roca.

Existe toda una serie gradual de tránsito, incluso milimétrico, desde las grauvacas a las pizarras, abundando ambos términos y los pasos intermedios de pizarras limolíticas y grauvacas de grano fino. Por disminución del material detrítico y aumento del intergranular, pasan a pizarras arenosas y a pizarras arcillosas puras. Algunas pizarras de esta formación son altamente grafitosas y con elevada cantidad de material detrítico, fundamentalmente cuarzo, albita y mica blanca.

En la zona oriental existen tabletas de grauvaca de 1 a 10 cm., alternando con pizarras, a veces de forma esporádica, pero hacia el flanco norte del

sinclinorio estos niveles son más abundantes, predominando los de 3 a 20 cm., e incluso bancos de hasta 45 cm. de potencia.

En la zona occidental abundan grauvacas más potentes y en ellas es posible observar parte de las estructuras sedimentarias descritas en la vecina Hoja de Valverde, que muestran todas las características clásicas de las turbiditas, como estructuras de erosión de corrientes o pre-depósito («flute casts»); otras de depósito como estratificación graduada o grano-selección («graded bedding»), laminación y estratificación cruzada («cross bedding»), laminaciones a techo y muro, ondulaciones («ripple marks»); y otras de deformación o estructuras post-depósito como huellas de carga o de presión («load casts»), laminaciones retorcidas («slumping») y («convolute lamination»). También se observa en las grauvacas la presencia de cantes blandos de pizarra, redondeados, ovalados o angulosos de tamaño variable de hasta 2 x 7 cm., dando un aspecto conglomerático.

No se pueden identificar las turbiditas por una única característica sino por la suma total de muchas estructuras sedimentarias. La disminución del tamaño de grano en la vertical (existe granoselección casi en cada capa) y la superficie erosionada de la base de las grauvacas, indican que estas capas se depositaron por acción de corrientes de velocidad decreciente (corrientes de turbidez).

Desde un punto de vista sedimentológico hay tramos que presentan características de turbiditas proximales con ritmos de Bouma (BOUMA, 1962) predominantemente del tipo Ta-c y otros distales con ritmos del tipo Tb-e y Tc-e. Aunque la secuencia o ciclo de Bouma Ta-e está presente, no está a menudo completa y al predominar los ritmos del primer tipo podemos decir en general, que se trata de turbiditas proximales en las que la relación grauaca/pizarra es mayor que uno.

Estas secuencias Ta-e se interpretan como turbiditas sedimentadas a partir de suspensiones de sedimentos transportados por corrientes de velocidad decreciente. Esto conduce a interpretar el Viseiense como una secuencia turbídica depositada en aguas profundas y con fuerte subsidencia.

La potencia mínima de esta formación se estima en unos 1.000 m.

Los yacimientos fosilíferos localizados en numerosos puntos de esta formación, dieron una fauna constituida por Moluscos (Lamelibranquios y Cefalópodos) y restos de tallos de plantas, de los que se han determinado las siguientes especies:

Lamelibranquios: *Posidonomya sp.*; *Posidonomya becheri*; BRONG.

Cefalópodos: *Goniatites sp.*; *Goniatites orientalis*, LIBR.; *Goniatites crenistria*, PHILL.

Tallos vegetales: *Archaeocolamites sp.*

La distribución estratigráfica de las especies determinadas permite datar esta formación como perteneciente al Viseiense Superior-Namuriense basal. En cuanto a la edad cronoestratigráfica el fósil guía para esta formación Viseiense es la *Posidonomya becheri* que se presenta en valvas separadas, en

posición convexa y a menudo agrupadas en la superficie de las pizarras. Las especies de Goniatites se han localizado en el flanco sur del sinclinalio y preferentemente en las cercanías de Nerva, y se presentan en nódulos de hasta 10 cm. frecuentemente limonitzados.

Las pizarras presentan también nódulos negros margosos contenidos en la matriz arcillosa, normalmente de 10 cm. de longitud, pudiendo llegar hasta 25 cm. de largo por 5 cm. de ancho, generalmente con pirita y en ocasiones con fósiles.

## 2.6. TERCARIO ( $T_1^{Bc}$ )

En el Alto de la Mesa de Riotinto, en algunos puntos al oeste de Nerva y al SE de La Zarza, aparece un gossan depositado de forma discordante sobre las pizarras carboníferas principalmente («gossan transportado»).

El afloramiento del Alto de la Mesa se extiende horizontalmente de forma alargada con unas dimensiones de 1.500 m. de longitud, 300 m. de anchura y 1 a 15 m. de potencia. Está constituido por una masa de óxidos e hidróxidos de hierro compactos (limonita, hematites y goetita), que se presentan en bandas superpuestas englobando diversos fragmentos de unos 3 cm. de cuarzo poco rodado y pizarra.

En antiguas explotaciones que se realizaron para obtener mineral de hierro se encontraron impresiones de plantas (PHILLIPS, 1881) tales como *Querqus ilex*, *Pinus pinea*, *Equisetum cruentum* y *Erica*, que indican su carácter sedimentario y una edad reciente posiblemente Mioceno Superior.

Estas monteras transportadas fueron interpretadas por Gonzalo y Tarín (1886) como una formación sedimentaria producida por aguas ferruginosas originadas por la disolución de las masas de pirita adyacentes. Parte importante de la capa ha sido erosionada y transportada por los ríos Tinto y Tintillo a otros lugares.

## 2.7. CUATERNARIO

Dentro del Cuaternario se han diferenciado:

- Terrazas ( $Q_1 T$ ).
- Aluvial ( $Q_2 Al$ ).
- Sedimentos antrópicos ( $Q_2 Sa$ ).

### 2.7.1. Terrazas ( $Q_1 T$ )

En el ángulo SO de la Hoja y a una altura de 8 a 10 m. sobre el cauce actual de los ríos Olivargas y Odiel, existen pequeños retazos de terrazas fluviales que son testigos de un episodio erosivo anterior al actual. Están constituidas por cantos de hasta 20-30 cm., predominando los de 8-10 cm., poligénicos y en general bien redondeados, englobados en una matriz limoso-arenosa.

### 2.7.2. Aluvial ( $Q_2 Al$ )

Aunque la Hoja está atravesada por ríos importantes (Odiel, Olivargas,

St<sup>a</sup> Eulalia), pocos sedimentos han acumulado en su recorrido, estando sus cauces prácticamente limpios o con grandes bloques de los materiales adyacentes. En determinados lugares se observan constras ferruginosas y pequeños depósitos de limos, gravas y arenas subredondeadas y heterométricas de cuarzo, cuarcitas y rocas volcánicas.

### 2.7.3. Sedimentos antrópicos (Q<sub>2</sub> Sa)

Constituidos por las escombreras de algunas minas, los regaderos de pirita o lavaderos de mineral, productos de fundición, y los «morrongos» que son acumulaciones de residuos (cenizas) procedentes de la tostación al aire libre de las piritas durante el siglo pasado.

## 3. TECTONICA

La zona estudiada, perteneciente al extremo oriental del cinturón pirítico hispano-portugués, ha sido afectada por la orogenia Hercínica de dirección ONO-ESE en España y NNO-SSE en Portugal. Dicha orogenia muestra a lo largo de la Faja Pirítica, en dependencia con la competencia y nivel estructural de los materiales, deformaciones varias, cuya intensidad y extensión varián de unos lugares a otros e incluso algunas de éstas pueden ser consideradas como diferentes estadios dentro de una misma fase de plegamiento.

Además de las deformaciones producidas por esfuerzos de tipo tangencial existe, en el tránsito Devónico-Carbonífero, con anterioridad a las emisiones volcánicas, un levantamiento de la cuenca de tipo epirogénico, que produce fenómenos de «slumping», brechas y conglomerados intraformacionales, y un ligero plegamiento de los materiales infracarboníferos. Este hecho da lugar a una discordancia que aunque difícil de apreciar al haber sido difuminada por las fases tectónicas posteriores, conserva una serie de rasgos que confirman su existencia; así, aparte de otros de carácter regional como la presencia de conglomerados, «slumping», etc., existe en el marco de la Hoja, al norte de El Villar un rasgo significativo y es el hecho de que el núcleo anticlinorio devónico y los bancos cuarcíticos posean una dirección N 80°-90° E mientras que el volcánico del flanco sur que le rodea tiene una dirección regional N 120° E.

No obstante, las estructuras que condicionan la disposición actual de los materiales son el resultado de la superposición de tres fases tangenciales, existiendo un metamorfismo regional de bajo grado sincinematíco con la primera fase.

El plegamiento es muy intenso habiendo afectado a todas las formaciones y originando pliegues con geometría variable (de laxos a isoclinales) dependiendo de la competencia y potencia de los diferentes niveles.

La estructura más prominente es una esquistosidad de flujo (S<sub>1</sub>) que afecta a todo el área, muy desarrollada en las formaciones sedimentarias y piroclásticas finas y en menor grado en las volcánicas masivas; posee una dirección que varía de N 90°-120° E con 70°-90° N de buzamiento. En conse-

cuencia, las estructuras poseen vergencia sur y están frecuentemente volcadas.

### 3.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LA HOJA

Es difícil establecer la estructura detallada de la Hoja, debido tanto a la ausencia de niveles guía como a los bruscos cambios laterales y verticales de las rocas volcánicas.

En la cartografía destacan en primer lugar dos grandes anticlinales o anticlinorios con núcleo devónico-carbonífero separados por el sinclinorio carbonífero de Riotinto; en la parte N y NE existen numerosas intrusiones ácidas, intermedias y básicas, que aunque post-tectónicas siguen las directrices hercínicas; y en el N y NO un amplio afloramiento de filitas, cuarcitas y grauvacas de la formación «Pulo do Lobo» intensamente plegadas a escala meso y microscópica.

Se distinguen de norte a sur las siguientes estructuras:

— Anticlinorio de «La Tallasca-Sierra de la Picota» constituido por una serie de pequeñas estructuras (anticlinales, sinclinales y fallas inversas) que se integran en una mayor y más compleja. Su flanco sur está fallado como se observa en las proximidades de Cueva de la Mora y deja numerosos sinclinales volcánicos entre la serie devónica más antigua. El cierre periclinal de la parte occidental se desdobra en dos estructuras más pequeñas y su zona oriental está afectada por la intrusión granítica de Campofrío que lo recorta, dejando numerosos afloramientos aislados estre si.

En el flanco sur de este anticlinorio constituido fundamentalmente por rocas del volcanismo inicial, existen numerosos repliegues de radio menor como son: Sinclinal de Cueva de la Mora cuyo núcleo está constituido por pizarras del Viseiense Superior, que se prolonga hacia el este hasta la zona de los Algares; anticlinal de Berbellina-Monte Romero-Los Casares; sinclinal de los Enjambres; sinclinal de Cobullos; sinclinal de Cuchillares y anticlinal al sur de Angostura.

— Sinclinorio carbonífero de Riotinto que cruza la Hoja de este a oeste con una dirección aproximada de N 100°-110° E. Posee un plegamiento suave y numerosos repliegues, constituyendo uno de ellos el anticlinal volcánico de Riotinto con sus mineralizaciones asociadas.

— Anticlinorio de Zalamea con núcleo devónico-carbonífero, que desde el límite de la Hoja por el este se prolonga hasta Vega de la Cabra por el oeste. En su flanco norte está la zona anticlinal de El Cerrajón-Sierra de la Muela y en la zona de la Zarza existen numerosos repliegues, uno de ellos en anticlinal con la masa pirítica del mismo nombre. En su flanco SO existen varios anticlinales y sinclinales con núcleos de rocas básicas y Culm respectivamente.

Aunque todos estos pliegues y la estructura general es la producida por una fase de plegamiento (fase 1<sup>a</sup>), existen otras posteriores (2<sup>a</sup> y 3<sup>a</sup>) que dan lugar en determinadas áreas a un replegamiento de la primitiva.

Destacan también en la cartografía la existencia de importantes fallas inversas, algunas de las cuales pueden considerarse verdaderos cabalgamientos, como la que pone en contacto la formación «Pulo do Lobo» con el Devónico-Carbonífero de la formación «Santa Eulalia», con un desplazamiento importante, pues el «Pulo do Lobo» posee un desarrollo tectónico como veremos a continuación e incluso metamórfico más intenso que el resto de las formaciones (Sta. Eulalia y C.V.S.), como puede observarse tanto en la carretera nacional nº 435 de San Juan del Puerto a Cáceres, como en el camino de San Miguel a Almonaster la Real.

Otra falla inversa importante es la que pone en contacto el flanco sur del anticlinorio devónico de «La Tallisca» con la formación manganesífera, como se observa en la carretera de Ayamonte-Aracena en las proximidades del dique del Toril.

Por otra parte, existe una numerosa red de fracturas y fallas de desgarre agrupadas en dos juegos NNE-SSO y NNO-SSE rellenas muchas de ellas con filones de cuarzo y que representan los últimos estadios de la orogenia. Aunque las hay muy espectaculares (falla Eduardo en Riotinto, Romanita, etc.) producen tan sólo ligeros desplazamientos.

### 3.2. FASES DE LA DEFORMACION HERCINICA

Como ya se ha indicado existen en el área tres fases de deformación tangenciales con importancia decreciente de la primera a la última.

#### 3.2.1. Primera fase ( $F_1$ )

Da lugar a pliegues de dirección N 90°-120° E, vergentes al sur o suroeste y a una esquistosidad longitudinal ( $S_1$ ) de plano axial a ellos asociada. Los ejes  $L_1 = B_{S_0}^{S_1}$  no siempre son rectilíneos, presentando a veces ligeras inflexiones. La intersección de  $S_1$  con  $S_0$  origina una fina estriación sobre la última. Se han observado también estructuras «mullions» cuya lineación coincide con  $L_1$ .

La esquistosidad  $S_1$  de flujo, síncrona con el metamorfismo regional epizonal, está uniformemente representada en todo el área y con frecuencia enmascara a la estratificación  $S_0$ . Posee una dirección N 90°-120° E con un buzamiento 70°-90° generalmente al norte y se desarrolla perpendicularmente a la dirección de compresión mayor. A veces es subparalela a  $S_0$ .

A escala microscópica se manifiesta por una orientación preferente de minerales micáceos y cuarzo. Se encuentra mucho más desarrollada en los materiales pizarrosos y piroclásticos finos, donde prácticamente es la única anisotropía de la roca, que en rocas competentes, como lavas, grauvacas y cuarcitas en los que se refracta, dando lugar a una esquistosidad de fractura sigmoidal.

Análogamente a la esquistosidad, el tipo de pliegues resultantes varía según la competencia de los distintos materiales, desde aquellos con flancos paralelos y charnelas engrosadas de tipo similar a concéntricos en materiales

competentes, predominando los pliegues volcados al sur, de flancos normales largos y volcados cortos que nos dan la tónica del plegamiento. Escala variable de milimétrica a métrica.

En el Devónico-Carbonífero, en zonas de finas alternancias cuarcíticas con pizarras, se observan muy a menudo fenómenos de transposición, así como cantos y brechas intraformacionales alargados según la dirección de máxima pendiente de  $S_0$ .

En los aglomerados del volcanismo inicial los clastos están aplanados y alargados según la dirección de máxima elongación (eje b =  $L_1$ ).

### 3.2.2. Segunda fase ( $F_2$ )

Existe gran diferencia en el desarrollo que esta fase adquiere en la formación «Pulo do Lobo» que en las restantes unidades. Así, mientras que esta segunda fase produce en el «Pulo do Lobo» una crenulación muy intensa de la  $S_1$  dando lugar a una esquistosidad  $S_2$  que es la principal de la formación, en las demás formaciones esta segunda fase es menos intensa y desarrollada que la primera fase, plegando a la esquistosidad de flujo ( $S_1$ ) localmente, de manera discontinua, con intensidad y forma variable, según direcciones homoxiales con la primera fase ( $F_1$ ).

A ella se debe la esquistosidad longitudinal de fractura  $S_2$ , espaciada, de buzamiento generalmente sur y coincidente con el plano axial de los pliegues de esta segunda fase. Los promedios de las medidas efectuadas son para  $S_2$ : N 100° E con 60° S de buzamiento y para  $L_2 = B_{S_1}^{S_2}$  (ejes de pliegues en V de  $S_1$ ): 30° N 90°-115° E.

A escala mesoscópica son rizos y ondulaciones de pequeña amplitud de escala milimétrica a métrica (pliegues en V o Kink folds) de  $S_1$ , coaxiales con la primera deformación. Esta segunda fase produjo también una crenulación en las pizarras, a veces intensa y desarrollada coincidente con los ejes de pliegues de  $S_1$  y producida por un plano  $S_2$ .

Esta fase no afecta uniformemente todo el área como la primera, sino que es más selectiva y parece desarrollarse a favor de ciertas bandas longitudinales E-O. Estas bandas aparecen muy plegadas, fracturadas y trituradas, con rellenos de cuarzo de exudación de hasta 10 cm. de potencia, introducidos a favor de la esquistosidad  $S_1$ , más o menos sincrónos con ella, plegados y afectados por la  $S_2$ . También se observan rellenos de cuarzo introducidos a favor de los planos axiales de los pliegues en V.

### 3.2.3. Tercera fase ( $F_3$ )

Origina una esquistosidad transversa de fractura ( $S_3$ ) de dirección norteada, muy espaciada, poco penetrativa y difícil de reconocer en el campo, pero su presencia está confirmada por la existencia de una crenulación local, suave y poco penetrativa en la  $S_1$ , perpendicular a  $L_1$  y que debe estar asociada a esta fase, y en los diagramas, por la dispersión lateral de los polos de  $S_0$ .

respecto a su círculo máximo y por el cabecero de los ejes de la primera fase ( $L_1$ ) y segunda fase ( $L_2$ ) hacia el este y el oeste, interpretándose como un doblamiento de las  $L_1$  y  $L_2$  por una fase posterior y sensiblemente ortogonal a ellas.

A escala de afloramiento, los pliegues son poco frecuentes y se presentan en forma de suaves ondulaciones o pliegues abiertos de dirección NNE-SSO o N-S, ortogonales a los de la primera y segunda fase y motivados por esfuerzos que actuaron en dirección ESE-ONO. Las direcciones de estas  $S_3$  (plano axial de los pliegues de esta tercera fase) fueron N  $10^\circ$ - $15^\circ$  E con  $65^\circ$ - $85^\circ$  de buzamiento.

En cuanto a la cronología relativa entre las estructuras de las fases 2<sup>a</sup> y 3<sup>a</sup> es difícil de determinar, pues en ningún caso se han observado interferencias mutuas. Algunos autores han intercambiado el orden aquí descrito, designando como segunda fase la N-S y como tercera la E-O que produce la esquistosidad de fractura. En la presente Hoja se ha seguido el criterio teniendo en cuenta la magnitud y el desarrollo alcanzado por las deformaciones, de modo que las estructuras E-O, más penetrativas y con pliegues importantes, pensamos que son anteriores a las N-S, cuya deformación (suaves ondulaciones) es mínima.

### 3.3. SINTESIS DE LA GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos impulsos coaxiales y uno posterior ortogonal (tectónica de ejes cruzados). En resumen, la fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense Superior, corresponde a la orogenia Hercínica probablemente en su fase Astúrica (SCHERMERHORN, 1971, fija la edad de esta fase en el Westfaliense Medio), originando una intensa deformación con una serie de anticnales y sinclinales apretados de vergencia sur y dirección ONO-ESE o E-O, generalmente volcados. La segunda fase origina pliegues coaxiales con los anteriores y la tercera fase pliegues abiertos de dirección NNE-SSO o N-S ortogonales a los anteriores (cross folding). De lo dicho se deduce que el plegamiento de la zona no es ciliindrico. Contemporáneamente a la orogenia se desarrolló un metamorfismo regional de bajo grado, facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita y se produjeron fallas longitudinales a menudo inversas de buzamiento norte, que determinan la superposición de formaciones más antiguas sobre otras más modernas, fallas transversales y dos grupos de fallas conjugadas (NNE-SSO y NNO-SSE) asociadas a otras con rumbos ortogonales a las anteriores.

## 4. HISTORIA GEOLOGICA

La evolución paleogeográfica y tectónica de esta zona es difícil de establecer a partir de los datos de la misma, por aflorar tan sólo materiales pertenecientes al Devónico y al Carbonífero Inferior, faltando toda la serie estratigráfica predevónica y la postcarbonífera inferior, lo que unido a la intensa

deformación hercínica y a la escasez de fósiles representativos, dificulta la reconstrucción del ambiente y medio de depósito de estos materiales. No obstante a partir de datos que conocemos de otras zonas de la Faja Pirítica y de los aportados por otros autores intentaremos su reconstrucción.

Existen en el marco de la Hoja tres grandes conjuntos litológicos paleozoicos: una formación inferior pizarroso-cuarcítica con escasos y discontinuos niveles calcáreos, una potente formación esencialmente volcánica con niveles sedimentarios, y una serie pizarrosa y pizarrosa-grauváquica superior. La primera ha sido datada gracias a los niveles calcáreos como Fameniense Superior y la última con Lamelibranquios y Cefalópodos como Viseiense Superior, por lo que todo el paquete volcánico debe corresponder al Tournaisiense y Viseiense Inferior-Medio.

Regionalmente los materiales de la Faja Pirítica están situados al sur del geoanticlinal de Aracena-Beja donde afloran materiales que van desde el Precámbrico al Paleozoico Superior, considerados como área fuente de los depositados en este geosinclinal Devónico-Carbonífero correspondiente al cinturón pirítico.

Existen grandes diferencias entre el Devónico calizo y fosilífero depositado en un medio somero en otras zonas de la Península y éste de la Faja Pirítica fundamentalmente detrítico y azoico (salvo los pequeños lentejones calcáreos), y aún cuando no hay unanimidad entre los diferentes autores sobre el tipo de medio sedimentario, los sedimentos pelíticos y arenosos devónicos debieron depositarse en una cuenca somera con una subsidencia lenta y continuada.

En el paso Devónico-Carbonífero se produjo un levantamiento de la cuenca con formación de «slumping», brechas y conglomerados intraformacionales (movimientos epirogénicos), al que siguió una etapa de debilidad cortical originándose numerosas fracturas profundas que dieron lugar a la salida de potentes emisiones de lavas ácidas y básicas con sus correspondientes piroclásticas.

Se ha polemizado sobre el carácter de este volcanismo y aunque en principio la mayor parte es submarino (existencia de pillow-lavas y niveles pizarrosos entre coladas), podrían existir áreas con volcanismo aéreo (ciertos autores citan ignimbritas). En resumen, debe tratarse de una cuenca muy somera en la que las emisiones de los distintos focos se superponen unas con otras quedando en algún momento ciertas áreas localmente emergidas.

El volcanismo por supuesto, no es uniforme ni en el espacio ni en el tiempo y aunque en líneas generales existe un primero ácido, posteriormente un básico, luego otro ácido de la formación manganesífera y finalmente en algunos lugares otro ácido tercero, existen zonas donde falta el primero, comenzando la serie por el básico (flanco sur del anticlinorio devónico de Zalamea, etc.), en otros falta el básico o está escasamente representado (mitad norte de la Hoja) y lo mismo sucede con la formación manganesífera menos desarrollada en la zona oriental que en la occidental y con el volcanismo ácido final en general poco desarrollado, y faltanto la mayoría de las veces.

Las formaciones piroclásticas representan fases explosivas de los volcanismos ácidos (en el volcanismo básico debido a su menor viscosidad predominan las coladas) y al final de ellas tiene lugar una intensa actividad fumarólica que aporta a la cuenca el azufre, elementos metálicos y sílice que en determinadas condiciones físico-químicas dan lugar a la formación de las masas de sulfuros y posteriormente y/o más alejados de los focos a los jaspes con manganeso.

En las últimas etapas tiene lugar la emisión de un gran volumen de cenizas volcánicas que dan lugar al nivel más continuo en la región, el de las pizarras moradas (polvo de hematites), y de un último episodio piroclástico con tobas de carácter ácido e intermedio. Estos dos niveles muy representados en áreas más meridionales se van acuñando progresivamente hacia el norte haciéndose discontinuos o faltando en esta parte de la zona.

El Viseiense se inicia con un hundimiento progresivo de la región y la deposición durante el Viseiense Superior de una serie pizarrosa basal, seguida de una potente serie turbidítica de grauvacas y pizarras arcillosas de facies Culm. Estos movimientos epirogénicos que hunden la cuenca pueden a su vez originar el levantamiento del geoanticinal de Aracena-Beja y de ciertas áreas del C.V.S. que actúan como área madre de las grauvacas antes citadas.

Posteriormente al depósito de la facies Culm tienen lugar los principales movimientos orogénicos hercínicos de la región y que configuran prácticamente su estructura actual. La fase orogénica principal de edad posterior al Viseiense Superior, probablemente la fase Astúrica, ha originado una intensa deformación, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de dirección E-O ó ONO-ESE, vergencia sur y una esquistosidad longitudinal S<sub>1</sub>, que generalmente buza al norte, subparalela al plano axial de los pliegues.

En una etapa posterior o durante una etapa final de la fase principal se originan pliegues coaxiales con los de la primera deformación, dando pliegues en V o «Kink folds» y alguno más amplio, con una esquistosidad de fractura (S<sub>2</sub>) buzando hacia el sur. Esta etapa no afecta uniformemente a todo el área como la primera, sino que es más selectiva y parece desarrollarse a favor de bandas longitudinales E-O.

Finalmente se originaron pliegues transversales de dirección N-S ó NNE-SSO, ortogonales a los anteriores, en forma de pliegues abiertos muy escasos y una esquistosidad de fractura (S<sub>3</sub>) poco penetrativa. Por último se produjo un sistema de fracturas que afectó a toda la región.

Como consecuencia de las últimas fases se origina un levantamiento de la cordillera quedando emergida y sometida a erosión durante el Mesozoico y parte del Terciario, hasta reducirla al estado de penillanura.

No existen datos del Mioceno Superior; más al sur (Hoja de Valverde) sí llegó la transgresión tortoniense dando lugar a depósitos detríticos de conglomerados, arenas y limos, que si bien a la zona que nos ocupa no llegaron probablemente estas facies, si es posible que al elevarse el nivel de base se

formaran zonas pantanosas donde se depositaron óxidos de hierro procedentes de la disolución de masas píriticas adyacentes (gossan transportado de la Mesa de Los Pinos).

Al final del Terciario comienza de nuevo una lenta elevación epirogénica quedando gran parte del área emergida con la consiguiente erosión, y ya en el Cuaternario se produce el encajamiento de la red fluvial en dos etapas, la primera da lugar a valles más amplios de los que se conserva algún resto de terraza y la segunda (Holoceno) produce una nuevo encajamiento y la fisiografía actual.

## 5. PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

### 5.1. ROCAS INTRUSIVAS ( $\gamma^{2-3}$ , $\gamma\eta^{2-3}$ , $\eta q_{h-b}^{2-3}$ , $\Theta h^{2-3}$ )

Incluimos en este apartado las rocas plutónicas y las subvolcánicas.

Las rocas plutónicas de esta zona abarcan un amplio espectro composicional, desde gabros a granitos con distintos términos intermedios, aunque no todos igualmente representados.

Esta variabilidad litológica, así como las peculiares características petrográficas (que veremos a continuación) reflejan la existencia de procesos de enriquecimiento en cuarzo, alcalinización, etc., que afectan esencialmente a los términos más básicos. Estos pueden quedar justificados por la sucesión de dos momentos intrusivos, uno primero básico (gabroideo) seguido de uno segundo ácido (granítico).

Estas rocas de quimismo tan diferente, se ponen en varios puntos en contacto brusco sin ninguna transición gradual, mediante fracturas de la orogenia hercínica reactivadas por la intrusión y que han actuado de manera irregular. Por otro lado se observa que cuando el contacto entre estas rocas límite (gabros y granitos) no viene influenciado por las fracturas mencionadas anteriormente, aparecen unidas entre sí por una serie de rocas de transición.

#### 5.1.1. Rocas básicas e «intermedias»

Como hemos indicado, las rocas plutónicas básicas gábroideas han sufrido una serie de transformaciones como consecuencia de la intrusión granítica posterior. Esta produce en su encajante plutónico básico, fenómenos de diversa índole, esencialmente enriquecimiento en cuarzo, con alcalinización, anfibolitización, biotización, potasificación, etc.

Los ferromagnesianos evolucionan de piroxenos a anfíboles y de estos a biotitas, al mismo tiempo que la plagioclasa se alcaliniza (gabrodioritas, meladioritas y dioritas), el cuarzo aumenta notablemente (cuarzdioritas y tonalitas), al igual que el feldespato potásico; pudiendo alcanzarse puntualmente términos cuarzomonzoníticos.

Los *gabros* en general presentan disyunción ovoide o bolar típica, son de grano fino a medio y de color verde oscuro. Algunos presentan diseminación de pirita y calcopirita.

El tipo gáboroideo predominante es el gabro anfibólico, aunque algunos son piroxénico-anfibólicos, otros piroxénico-anfibólico-biotíticos y otros anfibólicos-biotíticos exclusivamente. Texturalmente son rocas de grano fino, a menudo heterogranulares e incluso porfídicas con carácter ofítico, gábroide y subofítico local.

Los constituyentes principales comunes son plagioclasa y anfíbol. Los cristales de plagioclasa son idio y subidiomórficos y su composición en general es bastante ácida (gabrodioritas y dioritas) o básica (gabros). Suele estar maclada y raramente presenta zonaciones. Constituye los fenocristales cuando la textura es porfidica. Normalmente aparece alterada a sericitita y minerales cárnicos: mineral de epidota (zoisita y clinozoisita) y prehnita.

El anfíbol es hornblenda, en cristales prismáticos maclados o en xenocris tales poiquilíticos englobando plagioclasa euherdral. Es de pleocroismo variable, de incoloro-amarillo-verdoso a verde aceituna intenso o a veces pardo. Presenta frecuentes inclusiones de mineral opaco. Localmente puede estar sustituido por un anfíbol fibroso seudomórfico o no.

El piroxeno sólo se conserva fresco en contadas ocasiones, lo encontramos en general de forma metaestable en los núcleos del anfíbol. Su composición es augítica, de coloración pardo-rosada e incluye tablillas de plagioclasa.

Los componentes presentes en cantidades variables, que pueden aparecer o no, son: cuarzo, feldespato potásico y biotita. El cuarzo se encuentra en la mayoría de las rocas; ocupa posiciones intersticiales, pudiendo corroer a las fases minerales preexistentes y especialmente a la plagioclasa. El feldespato potásico es poco común; se sitúa en intersticios o potasificando los cristales de plagioclasa con distinta intensidad, desde escasamente pequeños parches, hasta sustituir, en casos muy aislados, el cristal por entero, su presencia es mayor en las rocas con biotita. La biotita, también poco común, aparece en cristales de escaso tamaño, de coloración pardo-rojiza e incluyendo opacos. Se forma a expensas del anfíbol, englobando y bordeando cristales de plagioclasa o en láminas independientes. A menudo está cloritizada parcialmente con exfoliaciones de esfena y mineral de epidota.

Además de abundante opaco alterado en bordes a esfena, se encuentran como componentes accesorios esfena y apatito acicular y prismático y accidentales carbonatos y mineral de hierro. Epidota, prehnita, cuarzo y feldespato potásico pueden hallarse además en vetas.

In sensiblemente y esencialmente por incremento del contenido en cuarzo, se pasa de los tipos gábroideos a los términos cuarzodioríticos y tonalíticos.

Las *cuarzodioritas* y *tonalitas*, poseen un carácter textural en buena parte heredado, hipidiomórfico y alotriomórfico de grano medio o intergranular, ofítico y poiquilítico puntual aunque bastante frecuente.

Los componentes fundamentales son plagioclasa, hornblenda y cuarzo. La proporción de ferromagnesianos es variable por zonas e incluso dentro de una misma lámina delgada, resultando inversamente proporcional a la de cuarzo. Son muchas las variedades melanocráticas y muy pocas las de tendencia trondjemítica.

La plagioclasa es idio y subeuhedral, presenta zonaciones y alteraciones análogas a las de los gabros. Se puede encontrar aislada, englobada y corroída por el cuarzo, en pequeñas tablas incluidas en el anfíbol o mayormente, en acumulados junto con la hornblenda.

La hornblenda es de características análogas a la de los gabros, conservando también en algunos casos núcleos piroxénicos.

El cuarzo es un componente xenomórfico tardío, de abundancia y distribución irregular; en las zonas más cuarzosas los contornos de los cristales de plagioclasa aparecen corroídos, reemplazados y penetrados por él.

La presencia de biotita como tal es muy rara, sólo aparecen seudomorfos con clorita y exfolciones de esfena que parecen sustituirla; puede encontrarse asociada al anfíbol e incluso proceder de él.

Como accesorios se encuentran feldespato potásico esporádico e intersticial, mineral opaco, esfena y apatito comunes y allanita accidental.

Localmente en el afloramiento situado al NO de la Hoja, aparecen tonalitas cataclásicas e incluso miloníticas, afectadas por un fuerte fenómeno de deformación. Este efecto se pone de manifiesto por una intensa fracturación, distorsión de los planos de macla, trituración y a veces orientación. En estas rocas el ferromagnesiano está cloritizado, la plagioclasa albitizada y resulta abundante la epidota en fracturas.

Las facies porfídicas presentan fenocristales de plagioclasa y pueden desarrollar grandes cristales de cuarzo.

### 5.1.2. Rocas ácidas

Dentro de las rocas intrusivas ácidas de esta zona, las principales diferencias existentes son de índole mineralógica y textural. En cuanto a su composición, la diversidad viene marcada por la naturaleza y abundancia de las fases ferromagnesianas y por el grado de alcalinidad. Por otra parte, las características texturales indican que la consolidación de una buena parte de estas rocas ha tenido lugar a poca profundidad y con un enfriamiento rápido. En general, las rocas no se aprecian deformadas, presentando sólo localmente ligeros fenómenos cataclásticos.

En función de estos parámetros composicionales-texturales podemos hablar de leucogranitos, granitos biotíticos, granitos porfídicos, microgranitos, granitos granofídicos y granodioritas.

Los *granitos* y *leucogranitos* presentan textura hipidiomórfica media o más comúnmente alotriomórfica, algunos tipos son muy finogranulares (*microgranitos*).

Los componentes fundamentales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. En proporciones accesorias pueden aparecer clorita, mineral de epidota (pistacita-clinozoisita y allanita), opaco, esfena, apatito, circón y carbonatos fisurales.

La plagioclasa es alcalina, varía de idio y subidiomórfica en unas rocas a xenomórfica en otras; está maclada, raramente zonada. Normalmente se en-

cuentra ligeramente sericitizada, enturbiada por caolín y con escaso mineral de epidota micro o criptocristalino.

El cuarzo se presenta en xenocristales o es subidiomórfico con extinciones ondulantes suaves. Los cristales de feldespato potásico son anhedrales, muestran pertitas en string fino y algunas veces están maclados según Carlsbad o con la macla en enrejado de la microlina.

La biotita aparece en láminas de tamaño mucho más inferior que sus acompañantes leucocráticos, en una cantidad que oscila sobre el 5 por 100 de la roca o es incluso menor (leucogranitos). Puede estar fresca o cloritzada en distinto grado e incluyendo mineral opaco, esfena e incluso pistacita; entre los constituyentes accesorios esporádicos destacan vistosos cristales de allanita zonada.

Localmente, pueden observarse fenómenos de albitización o de potasificación. La albitización afecta tanto a la plagioclasa como al feldespato potásico. La sustitución de la plagioclasa por feldespato potásico puede ser en parches o bien comienza por los bordes hasta invadir el cristal por completo.

Los *granitos granofídicos* y *porfídicos* que constituyen las facies marginales, son de características mineralógicas similares a los descritos siendo su diferencia puramente textural. En los granitos granofídicos destacan los intercrecimientos gráficos de k-feldespato-cuarzo o de albita-cuarzo ocasionales; estos intercrecimientos a menudo se forman en torno a los cristales de plagioclasa o en esferulitos. Las facies porfídicas presentan como fenocristal la plagioclasa, sericitizada, maclada y a veces en acumulados.

En algunos puntos se han podido observar xenolitos de roca gabroidea que han sufrido procesos de biotización y cuarcización pero que conservan la textura, la plagioclasa y reliquias de piroxeno primario.

Las *granodioritas* tienen textura hipidiomórfica de grano fino a medio y a menudo son heterogranulares. Su composición mineralógica es la misma que la de los granitos, con una variación, la presencia de hornblenda. La plagioclasa es idiomórfica, está zonada y alterada preferencialmente en los núcleos a sausurita, con mineral de epidota y sericita visibles; puede estar potasificada en parches. El feldespato potásico micropertítico y el cuarzo, son alotriomórficos y en ocasiones poiquiliticos, englobando plagioclasa y minerales ferromagnesianos.

Los componentes melanocráticos son biotita y hornblenda. Aparecen en pequeños cristales aislados o en acumulados a veces cloritzados. La biotita predomina siempre en cantidad sobre el anfibol, es fuertemente pleocroica y contiene numerosas inclusiones de mineral opaco y raras de círcón. La hornblenda es subidiomórfica, de pleocroismo suave que va de amarillo-verdoso a verde intenso y contiene pequeñas inclusiones opacas.

Se han cartografiado conjuntamente granitos y granodioritas, al ser estas últimas menos abundantes; sin embargo en la zona de la Ermita de St<sup>a</sup> Eulalia se ha distinguido una *granodiorita hornbléndica* de color rosado, textura

porfídica, disyunción ovoidea o masiva y diaclasada. Las muestras en general se hallan en avanzado estado de alteración, la plagioclasa a sericitita, prenhita y mineral de epidota y el constituyente ferromagnesiano a clorita y carbonatos. En estas rocas el cuarzo y el feldespato potásico resultan menos abundantes y especialmente este último que aparece corroído por el cuarzo (tendencias a tipos tonalíticos); esta cuarcización afecta también a la plagioclasa. Se conservan reliquias de hornblenda y seudomorfos de biotita.

### 5.1.3. Sills básicos de diabasas albíticas y gabro-diabasas ( $\theta_{\epsilon^2}$ )

Se han cartografiado pequeños y estrechos «sills» básicos intrusivos, situados bien en la serie pizarroso cuarcítica devono-carbonífera, en el volcanismo primero o inicial e incluso llegan a afectar a la Formación Manganesífera, produciendo en las rocas encajantes un metamorfismo de contacto. Son por tanto posteriores al volcanismo y anteriores a la primera fase de deformación hercínica, ya que se encuentran plegados por ella, como se observa en la vecina Hoja de Valverde.

La potencia de los «sills» no supera los 200 m. siendo la medida de 10 a 50 m. y su corrida no sobrepasa los 2.000 m. Sus características de afloramiento son similares a las del volcanismo básico, por lo que cuando intruyen en él, es prácticamente imposible diferenciarlos, así ocurre al SE de Nerva. Son de color verdoso, con disyunción ovoidea, textura ofítica y poiquilofítica de grano fino a medio, a veces esquistosos. Se trata de diabasas albíticas que en los bordes suelen tener grano fino y cuando la intrusión adquiere mayor potencia, adquieren una textura gabroide. Algunos tienen diseminación de pirita.

Su grado de alteración es distinto de unas muestras a otras hasta aparecer verdaderas metabasitas. Las placas de clinopiroxeno pueden estar transformadas a hornblenda parda, en los bordes a anfíbol fibroso incoloro y la plagioclasa sausuritizada. Se pueden encontrar facies porfídicas con matriz intergranular o intersertal.

## 5.2. ROCAS EXTRUSIVAS

Las rocas volcánicas del sector, encuadradas dentro del volcanismo del Cinturón píritico, corresponden en sentido amplio a albítoides en cuanto a que el feldespato principal presente es de naturaleza albítica, sin embargo por sus caracteres texturales y composicionales pueden distinguirse tipos muy diferentes.

Según su grado de acidez o basicidad, la actividad extrusiva de la zona se incluye dentro de tres grupos de composiciones: uno primero de carácter marcadamente ácido, con escasa representación de fases minerales melanocráticas y con abundante o variable contenido en cuarzo primario (riolitas, dacitas y cuarzoqueratoides); un segundo tipo de características opuestas al

primero, con ausencia de cuarzo modal primario y elevada proporción en componentes ferromagnesianos (basaltos y espilitas) y por último, una facies composicionalmente intermedia, con escaso cuarzo o sin él y con relativamente bajos contenidos en minerales fémicos (andesitas y queratófidos).

Vamos a agruparlas según su posición dentro de la columna estratigráfica.

### 5.2.1. Volcanismo ácido inicial

Es un episodio fundamentalmente ácido con algunos términos de composición intermedia muy aislados. Ambos con representantes lávicos y piroclásticos.

#### a) Lavas ácidas

Teniendo en cuenta su composición y carácter textural, encontramos los siguientes tipos: riolitas, cuarzoqueratófidos y dacitas.

Las *riolitas* resultan el tipo dominante en las coladas. Sus rocas porfídicas con matriz microcristalina, raramente esferulítica radial y a veces débilmente esquistosa. Menos frecuentemente son afíricas. Los fenocristales son escasos y normalmente de gran tamaño. Son de plagioclasa, cuarzo y más raros de feldespato potásico. La plagioclasa es albita idiomórfica, maclada y está en estado fresco o sericitizada, resultando el fenocristal más abundante. El cuarzo es subeuhedral o euhedral y presenta frecuentes gollos de corrosión o está rodeado de una aureola cuarzofeldespática. Algunas rocas carentes de estos fenocristales de cuarzo tienden a latitas. El k-feldespato es un componente tardío y cuando aparece como fenocristal lo hace sustituyendo a la plagioclasa.

Las fases melanocráticas están siempre en proporciones bajísimas, como componentes accesorios y representadas por pequeñas láminas de clorita derivadas de biotita, como microfenocristal raro o en la mesostasis.

En la matriz hay una silicificación y potasificación importantes. Además de cuarzo y k-feldespato aparecen albita, sericitita y clorita accesorias. Cuando la cantidad de sericitita es suficiente, la alineación de sus láminas marca la esquistosidad. Los minerales accesorios son esfena, epidota y mineral de hierro. A menudo puede haber cuarzo finocristalino vetiforme.

Los *cuarzoqueratófidos* son rocas de análogas características a las riolitas pero con feldespato potásico ausente o accesorio. Están escasamente representadas en esta unidad aunque no ocurre lo mismo con sus equivalentes piroclásticos. Presentan carácter porfídico, con matriz microcristalina. Los fenocristales son de plagioclasa y cuarzo idiomórficos. La plagioclasa es albita maclada, fresca o muy levemente sericitizada o caolinizada.

La pasta contiene cuarzo, sericitita y albita; el ferromagnesiano está representado en ella por clorita muy escasa. Otros componentes accesorios son opaco más o menos oxidado, esfena, apatito y circón.

Las *dacitas* solo aparecen puntualmente. Presentan frecuentes fenocristales de plagioclasa, cuarzo y clorita en una matriz microcristalina con estas dos mismas fases minerales más k-feldespato, clorita y esfena accesorios o subordinados.

Los fenocristales de plagioclasa, originalmente cárnicos son idiomórficos y están alterados intensamente a mica blanca, a mica blanca y mineral de epidota o casualmente a prenrita o carbonatos; esta alteración a menudo preserva la estructura zonada primaria de aquella.

El mineral ferromagnesiano aparece cloritizado completamente, con exfoliaciones de esfena e incluyendo opacos alterados sus bordes a esfena. Sus cristales constituyen fenocristales o microfenocristales más abundantes que los de cuarzo. Los fenocristales de cuarzo suelen presentar frecuentes golbos de corrosión e incluso formas esqueléticas.

#### b) Lavas intermedias

Por disminución del contenido en cuarzo libre y el correspondiente incremento de componentes melanocráticos, los cuarzoqueratofídos pasan a queratofídos y las dacitas a andesitas. La presencia de estos tipos lávicos de composición intermedia se puede considerar casual y más rara aún lo es la de rocas piroclásticas.

Los *queratófídos* son porfídicos con matriz microcristalina o intersertal, a veces esquistosa en alguna medida. Los escasos fenocristales son de albite maclada fresca o ligeramente sericitizada o caolinizada y raros de ferromagnesiano cloritizado. La pasta está constituida por albite y clorita fundamentalmente; cuarzo y sericita accesorios; esfena, epidota y calcita esporádicos.

Las *andesitas* se diferencian de las dacitas en que el cuarzo está ausente como fenocristal y puede estarlo en la matriz. Texturalmente son porfídicas con matriz intergranular, intersertal o microcristalina. Los fenocristales de plagioclasa son muy abundantes y menos los de ferromagnesiano. La plagioclasa, al igual que en las dacitas, está albítizada y puede conservar su estructura zonada primaria. El ferromagnesiano es clinopiroxeno (andesitas albíticas piroxénicas), normalmente cloritizado o con contornos anfibolitizados (anfibol incoloro fibroso).

La pasta está constituida por plagioclasa alcalina en microlitos y clorita intersticial, a menudo además se destaca epidota, esfena e incluso cuarzo (silificación selectiva). Pueden presentar amígdalas rellenas de clorita, mineral de epidota, carbonatos o cuarzo.

#### c) Tobas ácidas

El tipo dominante son las tobas cuarzoqueratofídicas, aunque localmente pueden hallarse tobas riolíticas y dacíticas de características mineralógicas análogas a la de sus equivalentes lávicos o tobas poligénicas con fragmentos metamórficos.

Las *tobas cuarzoqueratofídicas* son tobas cristalinas en cuanto a la ausencia de fragmentos de roca que presentan y vítreas en cuanto a la elevada

proporción de este componente contenido. Su carácter es marcadamente leucocrático y su textura porfidoclástica con matriz microcristalina esquistosa o pizarrosa.

La diferencia entre unas rocas y otras estriba simplemente en el tamaño de los clastos o en su abundancia relativa. En general predominan los tipos con escasos fenoclastos e incluso sin ellos. Su tamaño según los criterios de la I.G.U.S. 1981, varía de toba cinerítica fina a toba de lapilli, siendo el tipo más abundante una toba cinerítica gruesa con fenoclastos de 1 a 2 mm.; sin embargo, localmente se han podido encontrar fenocristales que oscilan y sobrepasan el centímetro.

Los fenocristales de albita y cuarzo parecen flotar en una pasta microcristalina esquistosa de desvitrificación, constituida por cuarzo y sericita (cuando la sericita es abundante se pueden observar las dos superficies de esquistosidad). A veces el cuarzo de silicificación de la matriz llega a tamaño fino. Los fenoclastos de cuarzo muestran formas angulosas mientras que los de plagioclasa se conservan más completos. Ambos exhiben efectos de deformación, extinciones ondulantes y sobre todo fracturaciones. La plagioclasa se encuentra en estado fresco o bien levemente sericitizada o enturbiada por caolín. De manera esporádica pueden aparecer fenocristales de ferromagnesiano cloritizado (biotita) o sustituido por mica blanca.

Los minerales accesorios frecuentes son clorita, esfena, mineral de hierro, apatito y circón; puntualmente calcita y mineral de epidota.

d) Tobas intermedias

Incluimos aquí unas rocas andesíticas de dudosa procedencia lávica y aspecto tobáceo, con fenocristales fracturados y matriz heterogénea y esquistosa compuesta por sericita y mineral de epidota.

### 5.2.2. Volcanismo básico

A excepción de algunas rocas que tienden a términos intermedios, similares a las andesitas que acabamos de ver o de algunos tipos tobáceos, este episodio volcánico es de carácter netamente básico y lávico.

Las lavas básicas las podemos agrupar en dos tipos, ambos albíticos como todo el volcanismo de la zona y cuya composición es espilitica, un primer tipo de rocas predominante con textura intersertal y un segundo tipo con textura ofítica.

El primer tipo de espilitas con textura intersertal es afírico y amigdalar y sólo accidentalmente su textura es porfidica o glomeroporfidica y finogranular. Ocasionalmente puede llegar a ser ligeramente esquistosa. Está compuesto por microlitos de albita divergentes entre cuyos cristales se presenta clorita y proporciones distintas de mineral de epidota (clinozoisita y pistacita limón), carbonatos y esfena y muy esporádicamente pumpellita o anfibol fibroso (tremolita-actinolita). Cuando son glomeroporfidicas este carácter textural viene

dado por los acumulados de plagioclasa o por los de clinopiroxeno. Estos últimos de rara aparición, son incoloros y están maclados.

Estas rocas suelen presentar amígdalas con formas ovoides o redondeadas. Los componentes que las rellenan son; carbonatos (calcita), clorita, cuarzo y mineral de epidota; estos rellenos normalmente son monominerales, predominando los de calcita finocristalina y maclada.

Cuando los listoncillos de plagioclasa se alteran intensamente pueden llegar a perder sus formas; la textura primaria a consecuencia de ello también se pierde y pasamos entonces a unas rocas, esquistosas o no, que hemos denominado metabasitas, constituidas exclusivamente por minerales de transformación autometamórfica.

El segundo tipo menos representado, son espilitas finogranulares ofíticas o comúnmente subofíticas o poiquilofíticas. El piroxeno en general está más fresco alterándose con menor facilidad que los feldespatos. Las plagioclásas son también de composición alcalina pero contienen inclusiones de mineral de epidota, clorita o raramente pumpellita. Su alteración total es a mica blanca y mineral de epidota. En los intersticios entre piroxenos-plagioclásas aparece clorita acompañada de esfena, mineral de epidota, carbonatos o cuarzo como accesorios.

El clinopiroxeno es normalmente de coloración pardo-rosada (augítico) y ocasionalmente aparecen variedades incoloras (diopsídicas). Las zonas marginales de sus cristales pueden estar alteradas a anfibol incoloro de la serie de la tremolita-actinolita o puntualmente a pumpellita criptocristalina. A menudo sus cristales están deformados y estirados según la dirección de la esquistosidad principal. El mineral opaco es el componente accesorio habitual junto con apatito acicular, el opaco se presenta en finos cristales alterados a esfena.

Los tipos tobáceos son porfidoclásticos con matriz micro-criptocristalina marcadamente esquistosa y en general están muy alterados (metabasitas). Los fenocristales suelen ser abundantes de plagioclasa alterada a sausurita o a mica blanca y algunos son de ferromagnesiano cloritizado o piroxénico residual. La matriz es básicamente clorítica con carbonatos, esfena y mineral de hierro en cantidades variables.

Dentro de este volcanismo básico tenemos la *formación verde-violeta* que son rocas de aspecto heterogéneo e irregular, esquistosas, de carácter piroclástico y de composición básica intermedia. En un gran número de ellas se encuentran gruesos cristales de cuarzo que destacan de la matriz verde-violeta macroscópicamente. Son metabasitas cuarzosas derivadas de tobas líticas.

La presencia de cuarzo parece debida a un proceso de silicificación selectiva del feldespato que forma parte de los fenoclastos. Queda así el feldespato sustituido por un agregado fino y mediogranular de cuarzo prismático y pequeños cristales aislados o en haces radiados de mineral de epidota, esen-

cialmente pistacita incolora o suavemente verde. La heterogeneidad y el aspecto irregular lo marca la esfena y el mineral ferrífero (color violeta de «vísuvio») que constituye la matriz junto con sericita, mineral de epidota y abundante clorita; la coloración verde es producida por esta fuerte cloritización y epidotización.

### **5.2.3. Volcanismo ácido segundo (Formación Manganesífera)**

Esta unidad volcánica con niveles interestratificados con pizarras, presenta una gran similitud con el volcanismo inicial en cuanto a que la composición de las rocas pertenecientes a ella es esencialmente ácida con algún término intermedio y en cuanto a que hay un predominio de piroclastos sobre coladas, quizás aquí más acusado.

La variación más importante entre ambas unidades es la mayor o menor abundancia de un determinado tipo rocoso o la presencia o ausencia de otros. Las características mineralógico-texturales de cada tipo de roca son las mismas que las definidas para aquélla.

Las lavas ácidas aparecen muy poco representadas, encontrándose cuarzoqueratófidos y dacitas. Entre las tobas de naturaleza ácida el tipo dominante es también en este caso una toba cuarzoqueratófídica, vítreo o cristalina con escasos fenoclastos de tamaño cinerita gruesa a lapilli. Puntualmente pueden aparecer tobas cuarzocloríticas o dacíticas.

En las lavas intermedias, quizás más abundantes en esta unidad, predominan las de composición andesítica sobre las queratofídicas, siendo los piroclastos de esta composición muy escasos.

### **5.2.4. Volcanismo ácido tercero**

La escasa representación de este episodio volcánico en la Hoja viene dada por tobas cuarzoqueratófídicas de características análogas a las del volcanismo inicial y segundo, y por tobas queratofídicas. Esta toba intermedia es una cinerita fina formada por numerosos fenoclastos de albita y algunos lávicos de igual composición, engastados en una matriz serícítica con poco cuarzo y clorita.

## **5.3. ROCAS FILONIANAS**

Las rocas filonianas podemos agruparlas en los siguientes tipos: diques porfídicos ácidos, diques básicos de carácter diabásico y diques de cuarzo.

### **5.3.1. Diques porfídicos ácidos (FO<sup>3</sup>)**

Son de color rosado, de 10 cm. a 50 m. de potencia, predominando los de 1 a 20 m. y con direcciones medias de N 70° E y N 150° E. Se presentan

en forma masiva, diaclasados y a veces con diseminaciones de pirita y calco-pirita que en ocasiones dieron lugar a pequeñas mineralizaciones económicas. Existen varios tipos, siendo los más abundantes los pórvidos y granófidos graníticos y los pórvidos granodioríticos. Ocasionalmente aparecen pórvidos tonalíticos y cuarzomonzoníticos. Vamos a ver los dos primeros grupos, ya que las diferencias con los otros tipos son escasas y basadas en el contenido de feldespato alcalino y cuarzo.

Los *pórvidos* y *granófidos graníticos* poseen generalmente textura porfídica con matriz finogranular, esferulítica radial, micrográfica y esporádicamente hipidiomórfica fina. En los granófidos la textura es gráfica. La mineralogía fundamental es de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico y biotita subordinada. Los componentes accesorios son esfena, epidota, opaco y apatito; rutilo y carbonatos casuales.

Los fenocristales son poco o muy numerosos y predominan los de plagioclasa maclada, fresca caolinizada o débilmente sericitizada. Los de cuarzo, menos abundantes, son subidiomórficos, pudiendo estar corroídos por la matriz o bien mostrar una aureola de intercrecimiento cuarzofeldespático. El k-feldespato es alotriomórfico, micropertítico y a menudo está enturbiado por caolín cripto-cristalino. El ferromagnesiano, normalmente subordinado o accesorio, es biotita en pequeñas láminas o en aislados microfenocristales y en estado de cloritización variable.

La matriz está formada por cuarzo y feldespato potásico. Cuando es fino-granular la plagioclasa tiende a las formas idiomórficas, el cuarzo es subeuhedral y el k-feldespato xenomórfico. Cuando es esferulítica, los finos esferulitos son de cuarzo y k-feldespato o comúnmente de cuarzo y albite intercrecidos, siendo permanente la presencia de un núcleo de plagioclasa o cuarzo.

Los *pórvidos granodioríticos* presentan la misma composición mineral que los anteriores y el mismo carácter textural porfídico con matriz esferulítica radial fina, variando lógicamente, la cantidad del feldespato alcalino.

Además del mineral de epidota microcristalino que puede observarse incluido en los cristales de plagioclasa, existe pistacita de color amarillo limón, abundante y diseminada o a veces segregada en vetas. La biotita está casi totalmente cloritizada. Puntualmente puede haber variedades con anfíbol, encontrándose la hornblenda en cristales maclados, prismáticos o corroídos por el cuarzo.

### 5.3.2. Diques básicos ( $Fe^3$ )

Son de pequeña potencia entre 20 cm. y 8 m. con direcciones norteadas N 8° E, N 120° E y N 160° E, de color verdoso, grano fino, disyunción en bolas y algunos con pirita diseminada. No son abundantes.

Están constituidos por diabasas y cuarzodiabasas en avanzado estado de alteración aunque conservan las propiedades texturales ofítica, subofítica e

intergranular de grano fino. La plagioclasa aparece en pequeñas tablas con abundante mineral epidótico (clinozoisita y pistacita) derivado de su intensa albitización. El componente ferromagnesiano está absolutamente transformado a clorita y el mineral opaco oxidado. El cuarzo ocupa los interespacios existentes entre plagioclasa y ferromagnesiano. Como accesorio destacan los prismas de apatito.

### 5.3.3. Diques de cuarzo ( $F_q^3$ )

Son de color blanco, aspecto lechoso, pequeña potencia y dirección variable predominando la N 65°-85° E sobre la N 160°-175° E. Superficialmente presentan óxidos de hierro y a veces óxidos de manganeso. Algunos con sulfuros y otros con peróxidos de manganeso removilizados, han dado lugar a pequeños registros mineros. Otros fueron utilizados como fundentes.

## 5.4. ROCAS METAMORFICAS

Los materiales paleozoicos de esta Hoja han sido afectados por dos procesos metamórficos diferentes, uno generalizado de carácter regional y otro local, de contacto, originado por las rocas intrusivas.

### 5.4.1. Metamorfismo de contacto

Podemos distinguir dentro de este metamorfismo dos tipos diferentes en cuanto a la naturaleza de las rocas que lo producen y su relación temporal con las fases de deformación: por un lado el efecto aureólico originado por los sills básicos de gabrodiabasas-diabasas y por otro lado el efecto térmico que producen las rocas plutónicas en su encajante.

En primer lugar, las intrusiones preTECTÓNICAS de sills de diabasas originan en las rocas encajantes de composición pelítica, texturas mosqueadas de mayor o menor intensidad y tamaño, dependiendo de la distancia al foco térmico. Se forman así numerosos porfidoblastos de varios milímetros de tamaño, orientados según la esquistosidad principal ( $S_1$ ) de los que sólo se ha podido reconocer por su forma andalucita. Estos porfidoblastos están sustituidos por completo por un agregado policristalino, y monocristalino fundamentalmente de cuarzo y clorita, acorde con la paragénesis de metamorfismo regional. Si originariamente se trataba de rocas bandeadas, puede preservarse este carácter e incluso hacerse más visible por la alternancia de lechos cuarzosos sin porfidoblastos con otros intensamente mosqueados.

En segundo lugar las rocas intrusivas post-tectónicas producen en su entorno manifestaciones de metamorfismo de contacto de escasa intensidad, sin sobrepasar la facies de las corneanas de albita-epidota (pizarras y filitas mosqueadas, cuarcitas micáceas, corneanas cuarzo-micáceas y corneanas andalucíticas).

En las rocas pelíticas, en zonas más lejanas al intrusivo, se origina un moteado que comienza con la concentración de sericita-mineral de arcilla, de forma esporádica e irregular. Este mosqueo hacia la parte interna de la aureola, va aumentando en intensidad y desarrollo con la presencia de neogénesis de clorita y biotita, para concluir con la formación de porfidoblastos de andalucita en su variedad de chiaxtolita, superiores a 5 mm. y alcanzando excepcionalmente varios cm., perfectamente idiomórficos y cortando a la esquistosidad, o con la formación de corneanas andalucíticas con poiquiloblastos de este mineral que incluyen diminutos cuarzos. La paragénesis térmica es pues andalucita, biotita y cuarzo. La presencia de neoformaciones de mica blanca en cantidades importantes y de turmalina más escasa, es debida a procesos neumatolíticos tardíos, produciéndose a costa del feldespato, biotita y andalucita.

En las rocas cuarzosas son menos visibles las manifestaciones térmicas y sólo en el contacto inmediato con las rocas plutónicas se encuentran texturas corneánicas y corneanas con biotita completamente recristalizadas.

#### **5.4.2. Metamorfismo regional**

Todos los materiales paleozoicos, tanto volcánicos como sedimentarios, han sufrido los efectos de un metamorfismo regional epizonal hercínico, de grado muy bajo, alcanzando su máxima intensidad en el nivel superior del grado bajo, correspondiente a la facies de los esquistos verdes, zona de la clorita, aunque localmente puede llegar a la zona de la biotita (formación «Pulo do Lobo») y que ha producido en los sedimentos pelíticos el desarrollo de una esquistosidad inicial muy penetrativa, debido a la orientación planar de los cristales laminares.

La fase principal de metamorfismo está ligada a la primera fase de la deformación hercínica, que dió lugar a una esquistosidad de flujo dominante. Con frecuencia dicha esquistosidad ( $S_1$ ) preserva los caracteres texturales primarios de la roca como la estratificación ( $S_0$ ) o las estructuras sedimentarias ligadas a ella.

Microscópicamente además de la  $S_0$  y  $S_1$  se puede apreciar una segunda superficie de esquistosidad  $S_2$  esencialmente de fractura y en principio no ligada a procesos destacables de blastesis, que forma con la esquistosidad principal  $S_1$ , un ángulo muy marcado (casi perpendicular), dando lugar a crenulaciones. La presencia de estas dos esquistosidades se pone de manifiesto mejor en las rocas pelíticas y piroclásticas que en las detríticas y lávicas.

El estudio de las paragénesis metamórficas se realizará agrupando los materiales según su composición y prescindiendo de su origen, por ser aquéllo el parámetro clave para la formación de una u otra paragénesis. Así agruparemos las rocas efusivas ácidas con las sedimentarias pelíticas o cuarzosas que

responderán de igual manera a los cambios metamórficos de presión y temperatura, separándolas en cambio de las rocas de composición intermedia y básica, sobre las que también se analizarán estos efectos.

Para las rocas magmáticas, debemos resaltar la dificultad de individualizar los procesos de metamorfismo regional de los de autometamorfismo (produciéndose por la acción de soluciones residuales), ya que en ambos se puede originar idéntica paragénesis mineral.

En las rocas de composición «ácida» encontramos la paragénesis: cuarzo + mica blanca + albita ± clorita (accesorio) ± mineral de epidota (accidental). En las básicas e intermedias aparecen en cambio: clorita + mineral de epidota ± mica blanca ± carbonatos + cuarzo + pumpellita ± anfíbol (actinolita-tremolita) ± albita. Pumpellita, prenhita y anfíbol quedan restringidos esencialmente a los términos básicos, siendo en cualquier caso, su presencia esporádica y menor que en zonas contiguas meridionales de la Faja Pirítica.

SCHERMERHORN (1975) interpreta el metamorfismo regional de todo el sector como de tipo monofásico y progresivo, trazando dos dominios que sitúa a un lado y a otro de la isograda pumpellita-prehnita. Más tarde BERNARD y SOLER (1980) le rebaten al hallarse la pumpellita en cualquier punto geográfico de la provincia metalogenética.

Para ROUTHIER et alt. (1980), el metamorfismo de la región es de carácter polifásico: un primer metamorfismo epizonal ligado a la primera fase tectónica en condiciones termodinámicas de  $350^{\circ}\text{ C} < T < 400^{\circ}\text{ C}$  y  $4\text{ kb} < P < 5,5\text{ kb}$  y un segundo episodio asociado a una segunda fase tectónica a la que se atribuye la formación de la pumpellita.

BERNARD y SOLER (1980) abogan por el metamorfismo de grado muy bajo sin sobrepasar la anchizona, considerando el conjunto más representativo de la provincia: prehnita + pumpellita + epidota + clorita. Las condiciones de presión-temperatura para estos autores estarían comprendidas entre  $250^{\circ}\text{ C} < T < 350^{\circ}\text{ C}$  y  $1\text{ kb} < P < 4\text{ kb}$ . La albita, el anfíbol y la clorita serían tardimagráticos o deutéricos y no podrían ser utilizadas para demostrar un metamorfismo de grado bajo (facies de esquistos verdes). Igualmente consideran que aún en caso de que la prehnita y pumpellita fueran igualmente tardimagráticas, no se habría alcanzado la facies de esquistos verdes al no desaparecer estos minerales.

#### 5.4.2.1. *Rocas metasedimentarias*

Son todas aquellas rocas metamórficas derivadas de argilitas, limolitas, cuarzarenitas y litarenitas, pudiendo existir algún término en el que además del proceso puramente sedimentario, el volcánico haya jugado un papel importante, es decir no se descarta la posibilidad de que parte de las pizarras hayan tenido un origen mixto volcano-sedimentario, como indica la presencia de partículas de cenizas volcánicas y la aparición de abundante clorita.

El metamorfismo regional, que produce en estas rocas una marcada esquistosidad de flujo con neoformaciones minerales destacadas, es débil y no llega habitualmente a borrar las estructuras primitivas de estratificación, laminaciones, estratificación gradada, etc.

Describiremos a continuación las peculiaridades más sobresalientes de estas rocas atendiendo a su posición estratigráfica, aunque las diferencias en un mismo tipo litológico a lo largo de la serie son insignificantes.

Así en la *Formación «Pulo do Lobo»* cuya característica más destacada sobre otras unidades es la de presentar un grado de recristalización metamórfica ligeramente superior, encontramos los siguientes tipos litológicos: filitas, cuarcitas, pizarras y metagrauvacas. Estos materiales pueden presentar una sola esquistosidad de flujo y una oblicua de fractura o localmente dos esquistosidades de flujo de las cuales la primera es relictiva.

Las filitas y cuarcitas constituyen los términos extremos de una serie continua en la que los tipos intermedios de filitas cuarzosas y cuarcitas micáceas son los más representados. Estas son rocas esquistosas constituidas por gruesas bandas de cuarzo finogranoblástico, a veces con texturas en mortero, que alternan con otras normalmente de menor potencia de mica blanca-sericita, impregnadas de grafito (variedades grafitosas) y/o mineral de hierro, y con biotita y clorita subordinadas. Como accesorios aparecen esfena, albíta, turmalina y circón.

Las pizarras se pueden dividir en dos grupos, por un lado pizarras filitosas y pizarras bandeadas y por otro pizarras limolíticas y pizarras cuarzoarenosas. Las primeras en general, se encuentran replegadas, son bastante grafitosas y en algunos casos la alternancia de lechos cuarzosos y micáceos la confieren un aspecto bandeado. Las segundas, son aquellas pizarras que contienen cuarzo detritico de tamaño limo o arena muy fina en una matriz pelítica (pizarras limolíticas) o bien, contienen cuarzo detritico abundante de tamaño arena fina en una matriz microcristalina rica en cuarzo recristalizado (pizarras cuarzoarenosas).

La mineralogía de todas ellas es sericita, mica blanca y cuarzo, como componentes principales y clorita, biotita, esfena, turmalina, albíta y circón como accesorios esporádicos. En algún caso se ha hallado también cloritoide en pequeños prismas, oblícuos a la esquistosidad y en estado de completa oxidación. Algunos tipos son ferríferos o grafitosos.

Las metagrauvacas son de granulometría fina o ligeramente heterométricas con clastos subangulosos de cuarzo, albíta y metamórficos difícilmente separables de la matriz. La matriz está en proporción variable, en general supera el 30-40 por 100 de las rocas e incluso puede ser mayor en muchos casos, tendiendo así a términos pizarrosos (pizarras arenosas). Suele estar bastante recristalizada y su composición es de cuarzo y sericita fundamentales y biotita subordinada y esporádica. Los componentes accesorios coinciden con los del grupo anterior.

En la *Formación Santa Eulalia* gran número de muestras se hallan afectadas por las manifestaciones metamórficas de contacto y por tanto su paragénesis metamórfica regional puede estar ligeramente modificada. Atribuídas a esta formación se encuentran algunas tobas ácidas vítreas e incluso alguna lava de composición igualmente ácida. Los términos paraderivados son pizarras de distintos tipos y metagrauvacas.

Las pizarras presentan la siguiente mineralogía: cuarzo y sericita como componentes fundamentales y clorita subordinada; biotita, albita, esfena, mineral de hierro, grafito, opaco, turmalina y circón como accesorios. Los tipos que aparecen son: pizarras en sentido estricto, pizarras limolíticas (partículas de limo diseminadas en matriz pizarrosa), pizarras arenosas, pizarras bandeadas (bandas alternantes con distinto contenido en cuarzo) y por último, pizarras filosas con biotita. Es frecuente encontrar en todas ellas y a pesar de las influencias térmicas, la superficie de estratificación. Cualquier tipo puede ser grafitoso o ferrifero.

Las metagrauvacas son rocas ligeramente heterométricas dentro de los tamaños finos. Están constituidas por clastos subangulosos de cuarzo, albita, pizarras y cuarcitas en una matriz cuarzoserícita relativamente abundante, en la que sericita y clorita marcan la esquistosidad. Los accesorios son los mismos en todos estos materiales detríticos. Algunas rocas son más feldespáticas y otras tienden a términos pizarrosos.

En la *Formación Zalamea-La Tallisca* los metasedimentos que la componen se pueden dividir en tres tipos genéricos: pizarras, metagrauvacas y cuarcitas, que alternan entre sí y pueden incluso pasar gradualmente de uno a otro. No son en absoluto raras las variedades ferríferas.

Las cuarcitas en general son muy finas aunque en casos aislados pueden ser heterométricas, siendo entonces menor la recristalización del cuarzo. Están constituidas por un mosaico de cristales muy finos de cuarzo con frecuentes núcleos detríticos aún visibles y por una pequeña cantidad de impurezas de agregados de productos arcilloso-micáceos y además la fracción pesada accesoria de turmalina, opaco, rutilo y circón. Algunas rocas pueden ser cloríticas o ferríferas (con clorita intersticial o mineral de hierro abundantes, respectivamente).

Frecuentes en esta formación son las pizarras con toda una serie de tipos que van desde pizarras pelíticas, pizarras limolíticas, pizarras bandeadas hasta pizarras cuarzoso-limolíticas. El término cuarzoso-limolítico se ha utilizado para aquellas rocas que contienen gran cantidad de partículas de tamaño limo de cuarzo, prácticamente en contacto unas con otras, por lo que se distinguen de las variedades limolíticas que presentan escaso cuarzo y disperso. La composición mineralógica de las pizarras es la misma que la de sus homónimas en otras unidades, variando de unos tipos a otros la proporción relativa de los distintos constituyentes, su distribución y tamaño.

Las metagrauvacas son rocas de mala selección y con unidad fragmentaria angulosa y subangulosa. Están compuestas por clastos cristalinos de cuarzo y albita, y líticos de rocas metamórficas. En orden de abundancia se encuentran en primer lugar los de cuarzo y los metamórficos de diversos tipos de pizarras (pelíticas, ferríferas, grafitosas, cuarzosas, etc.), y cuarcitas más o menos puras. La matriz en general es muy escasa, ocupa del 10 al 20 por 100 del total de la roca y es fundamentalmente serícita, con cuarzo y clorita accesorios; suele estar fuertemente impregnada de mineral de hierro marcando la esquistosidad.

En la *Formación Manganesífera* existen pizarras pelíticas, pizarras bandedas y pizarras filíticas; estas últimas presentan una ligerísima mayor recristalización metamórfica y aparecen fuertemente silicificadas. La silicificación se realiza a través de determinados planos (quizás los de estratificación) y el cuarzo así formado aparece fuertemente tectonizado. La peculiaridad de las «pizarras moradas» es su elevado contenido en óxidos de hierro, abundantemente diseminados e impregnando los componentes micáceos; y en muchos casos suelen contener numerosos fantasmas de radiolarios.

En el *Viseiense Superior* predominan las pizarras bandedas y las limolíticas. El bandedo de estratificación, consiste en una fina alternancia de lechos pelíticos con otros de naturaleza más grosera, cuarzosa, limolítica o litarenítica. En los niveles pelíticos quedan patentes las dos superficies de esquistosidad  $S_1$  y  $S_2$  casi perpendiculares. La composición mineralógica es análoga a la de las pizarras inferiores: sericita y cuarzo como constituyentes principales; clorita y mineral de hierro en proporciones variables; grafito, circonio, esfena y turmalina como accesorios omnipresentes y albita esporádica.

En las metagrauvacas la unidad fragmentaria es homométrica, angulosa y subangulosa y de tamaño fino. Los clastos más abundantes son en primer lugar, los de rocas metamórficas de pizarras de diversos tipos y escasas cuarcitas, en segundo orden los de cuarzo y el último los de albita. La matriz en general es escasa, ocupa del 10 al 30 por 100 del volumen de la roca; cuando la granulometría es menor los fragmentos metamórficos se confunden en ella y pasan a engrosarla. Su composición es: sericita, clorita y cuarzo microcristalino. A menudo aparece un cemento carbonatado (calcita).

## 6. METALOGENIA

### 6.1. YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS

La Hoja de Nerva pertenece desde el punto de vista metalogénico al extremo NE de la Faja Pirítica Ibérica, en la que las metalizaciones, se hallan exclusivamente en el llamado Complejo Volcánico Sedimentario.

La génesis de los yacimientos de sulfuros masivos del cinturón pirítico del SO ha suscitado desde el pasado siglo discusiones polémicas que dieron lugar a diversas teorías. Las dos principales hipótesis sobre reemplazamiento hidrotermal y sobre inyección magmática han sido abandonadas y dado paso a la teoría volcánico-sedimentaria (ROMER, 1872; KLOCKMANN, 1894; DOETSCH, 1957; KINKEL, 1962; WILLIAMS, 1962; FEBREL, 1966; RAMBAUD, 1969; SCHERMERHORN, 1970; SOLER, 1971).

Se admite pues que los yacimientos de sulfuros masivos del cinturón pirítico hispano-portugués, son de origen exhalativo singenético sedimentario, de la misma edad y formación que sus rocas encajantes, a causa de la asociación existente entre las metalizaciones y determinados niveles de la columna estratigráfica; a la concordancia de las metalizaciones con la roca de caja y la lenta transición ésta y aquélla; a la sedimentación gradual de muchas masas de pirita; y su origen exhalativo debido a la estrecha asociación de las masas minerales con las rocas efusivas de la región.

De un modo muy simple, el proceso de deposición se produciría así: En las últimas etapas de los episodios volcánicos (volcanismo submarino fisural), se emiten vapores sulfurosos que se disuelven en el agua del mar. Las bacterias existentes en cuencas de ambiente reductor producen el ión sulfuro  $S^{=}$ . que se combina con los cationes metálicos (Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag) existentes en el agua (procedentes de exhalaciones fumarólicas en la etapa de menor actividad efusiva y de la sedimentación normal de la cuenca), formando unos lodos con geles de sulfuros complejos que originan depósitos estratiformes masivos, cuya deposición pudo hacerse en condiciones de tranquilidad cerca de los focos de emisión (en ausencia de corrientes o deslizamientos), dando lugar a yacimientos «proximales» que generalmente llevan asociados otra mineralización diseminada de pirita frecuentemente rica en calcopirita, tipo «stockwork», de geometría columnar por corresponder a chimeneas de aporte de los elementos que originan las menas, o por el contrario redepositándose a distancias variables de su fuente de origen, dando lugar a yacimientos «distales» que no tienen «stockwork» asociado. Entre estos dos tipos hay situaciones intermedias. Las masas de sulfuros sufrieron posteriormente modificaciones debidas al plegamiento hercínico y a procesos de alteración y removilización.

Para distinguir en la actualidad ambos tipos de yacimientos hay que recurrir a las facies del volcanismo ácido correspondiente y a las estructuras sedimentarias de la mineralización. Así, los depósitos «proximales» se encuentran relacionados con facies gruesas de rocas piroclásticas y en ellos las estructuras sedimentarias son infrecuentes y groseras, por el contrario los depósitos «distales» se encuentran relacionados con facies finas de rocas piroclásticas y las estructuras sedimentarias como «slumping», estratificación graduada, etc., son claras.

Los procesos de meteorización durante el Secundario y Terciario originaron las monteras de hierro oxidadas o «gossan» (constituido principalmente por hematites, goetita y limonita y pequeñas cantidades de oro y plata), y un enriquecimiento secundario de los criaderos en la zona de cementación (por lixiviación de la mineralización al descender el nivel hidrostático), concentrándose el cobre en forma de calcosina y covellina. Estas monteras de hierro fueron los principales indicios que permitieron llegar al mineral en épocas pasadas.

Morfológicamente los depósitos masivos son generalmente lenticulares con dimensiones medias de 50 a 3.000 m. de longitud, 3 a 100 m. de potencia, 50 a 350 m. de profundidad y un tamaño de 1 a 50 millones de toneladas.

Se estiman en cerca de 620 millones de toneladas las reservas de esta faja pirítica con la siguiente composición media: 46 por 100 S, 40 por 100 Fe, 0,7 por 100 Cu, 2,9 por 100 Zn, 1,1 por 100 Pb, 0,8 gr/t Au y 30 gr/t Ag, siendo el resto ganga de sílice y carbonatos. De los constituyentes menores, el arsénico con un 0,6 por 100, selenio, cobalto, mercurio y otros en cantidades insignificantes.

Las metalizaciones se hallan exclusivamente en el llamado Complejo Volcánico Sedimentario y acompañando a los yacimientos de sulfuros se encuentran azufrones de pirita grosera, con diseminaciones de pirita y calcopirita en las tobas y pizarras de este C.V.S.

Han sido varios los criterios empleados para la selección de áreas de interés con objeto de localizar los yacimientos de sulfuros. Parece ser que el «concepto volcánico» expuesto por STRAUSS y MADEL (1974), es un concepto geológico-metalogénico de probado interés práctico, y el de más importancia al guiar una prospección minera. Está basado en la observación de que los sulfuros masivos están ligados tanto en el tiempo como en el espacio a centros efusivos submarinos del volcanismo ácido, de forma que la prospección se debería centrar alrededor de los mismos (lava, brechas, aglomerados y tobas masivas) cartografiados o supuestos. Estos centros efusivos se agrupan en alineaciones (erupciones fisurales) paralelas a las estructuras generales (E-O). La prospección geofísica se centraría alrededor de estos centros en una zona con radio entre 1 y 2 kilómetros.

Los yacimientos de sulfuros en la Hoja de Nerva tienen características comunes con los descritos para la faja pirítica. El volcanismo inicial o primero es el portador de los principales yacimientos de sulfuros (Riotinto, La Zarza, Concepción, San Platón, San Miguel, Cueva de la Mora, Poderosa, Monte Romero, Angostura, Esperanza, San Eduardo, Peña de Hierro, etc.), siendo el nivel más importante el constituido por tobas ácidas esquistosas de granulometría variada.

El yacimiento de Riotinto es sin duda el más importante no ya de la Hoja en estudio sino de toda la Faja Pirítica Ibérica, siendo explotado actualmente

por la Compañía Riotinto Minera. El grupo minero está formado por los siguientes criaderos:

Masa de San Dionisio (Corta Atalaya) y Filón Sur.

Masa de San Antonio o Nueva Masa Planes.

Criaderos del Filón Norte: Salomón, Dehesa y Lago.

Cerro Colorado.

Constituyen los parajes de Cerro Salomón, Cerro San Dionisio y Cerro Colorado, formando una franja este-oeste comprendida entre las sierras del Ventoso y del Padre Caro.

Todas las mineralizaciones de Riotinto se agrupan en tres áreas o complejos mineralizados. Estos complejos que a su vez también están conectados entre sí o muy próximos uno del otro, se componen de un núcleo de «stock-work», un lentejón de sulfuros masivos situado directamente sobre el «stock-work» y un lentejón o prolongación de los anteriores alejado de la zona de stockwork y conectado con él. Los tres complejos citados son: San Dionisio, Filón Sur-Cerro Colorado y Planes San Antonio.

La paragénesis (con estudio de probetas pulidas) y leyes de algunos yacimientos de la zona es la siguiente:

Dentro del grupo de *Riotinto Minera* centramos el estudio en las masas de San Antonio y de San Dionisio únicas que contienen sulfuros complejos masivos. En la *Masa San Antonio* las especies mineralógicas principales son pirita, calcopirita, blenda, galena, arsenopirita, tetraedrita. Existen texturas bandeadas y de slumping entre los diferentes sulfuros y los diferentes minerales petrográficos (cuarzo, plagioclasa, barita, carbonato cálcico, sericitá, clorita). La textura es microcristalina, frecuentemente coloidal y esferulítica con fuertes recristalizaciones y removilizaciones de calcopirita y galena; son abundantes las inclusiones de calcopirita dentro de la blenda y la pirita.

Posee dos tipos de mineralización: masiva y diseminada y se cubicaron con 7.500 m. de sondeo exterior, 6.000 m. de sondeo interior y la realización de 3.000 m. de galerías, las siguientes reservas con sus leyes correspondientes:

	Toneladas	% Cu	% Pb	% Zn	% S	Ag	Au
Mineral Complejo	5.300.000	1,99	1,55	2,84	35,3	50-70 gr/t	0,5-1 gr/t
Pirita masiva	4.300.000	1,12	0,43	0,37	41,7	—	—
Reservas totales	9.600.000	1,60	1,05	1,74	38,6	—	—

La *Masa de San Dionisio* posee sulfuros de grano muy fino, ocasionalmente de texturas bandeadas compuestas por pirita, calcopirita, blenda y galena. Textura muy frecuente framboidal y coloforme, generalmente recristalizada, con inclusiones de calcopirita en pirita y blenda. Gran parte de la

pirita está removilizada a espacios intergranulares de pirita y blenda y frecuentemente a vetillas de removilización. La galena también está removilizada como la calcopirita.

Posee dos tipos de mineralización masiva y diseminada, habiéndose cubierto con 12.000 m. de sondeo interior y galerías tanto de investigación como de explotación y servicios, 50 millones de toneladas de mineral masivo con estas leyes.

	Tonel. seguras	% Cu	% Pb	% Zn	Ag	Au
	20.000.000	0,95	1	4,2	30 gr/t	0,5 gr/t
<b>Toneladas probables</b>						
	12.000.000	1,17	0,8	2,9		
<b>Toneladas posibles</b>						
	10.000.000	0,8	0,8	2		

	Tonel. seguras	% Cu	% Pb	% Zn
	9.000.000	0,64	0,35	0,69
<b>Toneladas probables</b>				
	8.000.000	0,7	0,4	0,7
<b>Toneladas posibles</b>				
	5.000.000	0,7	0,4	0,7

La mineralización de *San Platón* está constituida por pirita, calcopirita, blenda, galena, cobre grises, tetraedrita y en la ganga baritina en proporción elevada y cuarzo. La granulometría es fina. La pirita y blenda son los componentes esenciales, la pirita tiene generalmente un buen desarrollo idiomórfico y la blenda predomina como matriz que engloba a los demás componentes. Son frecuentes las inclusiones mutuas, la pirita puede incluir a todos los demás minerales, pero cuando se presenta como inclusión aparece generalmente asociada a la blenda y a veces a la calcopirita. Ocasionalmente se observa emulsión de calcopirita en blenda.

La roca muestra una estructura bandeadada que puede deberse tanto a la sedimentación original como a metamorfismo posterior, o bien a ambos procesos conjugados. Se observa una cierta tectonización con la consiguiente fracturación del mineral más frágil (pirita) y su cementación por otros más plásticos (galena, calcopirita y cobre gris). La mena parece recristalizada y la pirita está a veces corroída por otros sulfuros (blenda en especial).

Se cubicaron por la Compañía Peñarroya durante 1971-1972 y en 1979 con la ejecución de 10 sondeos y un total de 3.500 m. perforados, las siguientes reservas con sus leyes correspondientes:

		% Cu	% Pb	% Zn	% S	% Fe	Ag	Au
	Tonel. seguras							
Mineral Complejo		1.125.000	1,16	0,53	12,30	42,49	30	69 gr/t 2,05 gr/t
	Ton. probables							
		1.500.000						

		% Cu	% S	Ag	Au
Mineral pirítico y cobrizo	Mineral pirítico	0,6	46,5	—	—
	Tonel. seguras	Mineral cobrizo 1. <sup>a</sup>	2,8	45,7	—
		Mineral cobrizo 2. <sup>a</sup>	1,5	47	—
	1.350.000	Mineral especial	5,5	31,5	75 4,23 gr/t gr/t

La mineralización de *San Eduardo* o *El Soldado* está constituida por pirita como componente esencial y como accesorios calcopirita, blenda y anatasia. La pirita forma una masa constituida por agregados cristalinos, tectonizada y corroída por sulfuros y ganga o alterada. La calcopirita y la blenda forman pequeñas inclusiones en la pirita.

En agregados intersticiales algo mayores se presenta un mineral titanífero que, a juzgar por sus propiedades ópticas, parece anatasia.

La mineralización de *Peña de Hierro* está constituida por pirita como componente esencial y como accesorios calcopirita, blenda, magnetita, galena y tetraedrita. La pirita aparece en forma de masas, generalmente compactas, formadas por agregados de cristales idiomórficos. Hay también zonas más porosas en las que se observan restos de texturas que parecen derivadas de la cristalización de un gel.

La masa pirítica está tectonizada y corroída por ganga o alterada, e incluye rellenos intersticiales y cristalillos de calcopirita, blenda (que a su vez incluye ocasionalmente cristalillos de magnetita) y de anatasia o de rutilo leucoxenizado. Se observan también inclusiones diminutas de galena y de una posible plata roja (*¿proustita?*) en un único y exiguo grano encontrado.

## 6.2. YACIMIENTOS DE MANGANESO

La formación manganesífera es la portadora de los depósitos de manganeso también de origen singenético sedimentario, que se encuentran estrechamente ligados a las masas de sulfuros y situados como éstos, en el C.V.S. Los criaderos manganesíferos se presentan al exterior asociados ge-

neralmente a jaspes, siendo la mayoría de las veces posteriores en el tiempo a la facies de los sulfuros, ya que al tener el manganeso poca afinidad por el azufre, permanecería más tiempo en suspensión en el agua del mar, precipitando posteriormente. Estos depósitos se encuentran más alejados de los centros volcánicos que los sulfuros.

Estos yacimientos están constituidos por silicatos (rodonita) y carbonatos (rodocrosita) como minerales primarios, produciéndose en la montera óxidos y peróxidos secundarios (pirolusita, psilomelano, wad), que son zonas de enriquecimiento supergénico. La mineralización se presenta en forma de bolsadas. Corresponden a las últimas fases de los episodios volcánicos, situándose a techo de las masas sulfurosas y asociados a emanaciones silíceas póstumas. Poseen la misma dirección regional E-O de los sulfuros.

Han sido muchas las labores efectuadas en la zona (Soloviejo, Pepito, Cobullos, Dos Amigos-Covadonga, Romerita-Pinpollar, La Africana, Maicoja, La Vieja, Santa Bárbara, Puerta Alegre, Peña del Aguila, etc.) algunas muy importantes y de las que fueron trabajadas principalmente las partes superiores de los depósitos (óxidos y peróxidos) y extraídos silicatos y carbonatos de los inferiores. La explotación se hizo salvo en las minas importantes, por métodos rudimentarios, sin ninguna mecanización y siguiendo generalmente un método selectivo, por lo que el mineral más íntimamente mezclado con SiO<sub>2</sub> se abandonó. Nunca se llevó a cabo una prospección sistemática que permitiera un reconocimiento y cubicación adecuada.

### 6.3. YACIMIENTOS FILONIANOS

Los yacimientos filonianos (pirita, cobre) no son muy abundantes en el ámbito de la Hoja, siendo de origen hidrotermal de baja temperatura y relacionados con fracturas y diques.

## 7. GEOLOGIA ECONOMICA

### 7.1. MINERIA

El área estudiada que corresponde al extremo NE del cinturón pirítico constituye una zona minera muy importante con numerosas labores representadas todas ellas en la cartografía geológica, de las que vamos tan sólo a describir las más importantes y representativas del conjunto. Las distribuimos para su estudio, según el tipo de mineralización, en:

- Yacimientos de sulfuros complejos.
- Yacimientos de pirita cobriza.
- Yacimientos de manganeso.
- Yacimientos filonianos de cobre y pirita.

### 7.1.1. Yacimientos de sulfuros complejos

a) Minas de Riotinto. Coordenadas: 343.050-349.500.

Paraje: a 1 km. al norte del pueblo de Riotinto.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas de granulometría variada del volcánismo primero.

Las masas de San Antonio y de San Dionisio son las únicas del grupo que contienen sulfuros complejos masivos. Ambas poseen una mineralización masiva y otra diseminada generalmente debajo de aquélla.

La mineralización masiva de San Antonio está constituida por un gran lentejón situado sobre la charnela este del anticlinal de Riotinto que comienza a definirse a los 150 m. de profundidad (en conexión con el lentejón de Planes ya explotado) y que termina aproximadamente a los 400 m. dado su buzamiento de 30° a 35° al este. Aunque se le considera como un lentejón de dirección E-O, en realidad está formado por varios lentejones separados por delgados niveles piroclásticos.

La mineralización masiva de San Dionisio está constituida por un gran lentejón de dirección E-O que se sitúa en el flanco sur del anticlinal dentro de un repliegue menor con forma sinclinal que buza al este 30° a 35°.

Las dimensiones aproximadas de ambas masas son:

	Longitud	Anchura	Profundidad	Dirección
Masa San Antonio	700 m.	15 a 20 m.	250 m.	E-O
Masa San Dionisio	800 a 1.000 m.	50 m.	700-800 m.	E-O

La mineralización diseminada de San Antonio constituye una mineralización en stockwork infrayacente a la antigua Masa Planes. Está formada por una serie de vetas de pirita y calcopirita principalmente.

La mineralización diseminada de San Dionisio tipo stockwork está formada por una serie de vetas irregulares de pirita, calcopirita, pirrotina, magnetita, cuarzo, calcita y clorita, atravesando todo el tramo de las rocas volcánicas.

Las dimensiones aproximadas de ambas mineralizaciones diseminadas son:

	Longitud	Anchura	Profundidad	Dirección
Masa San Antonio (diseminada)	300 m.	300 m.	150 m.	E-O
Masa San Dionisio (diseminada)	600 a 700 m.	250 m.	600 m.	E-O

La Masa de San Antonio se descubrió en el período 1960-1962 como resultado de una campaña de exploración geofísica. En una primera fase se

realizó una campaña de sondeos de exterior seguida de un desarrollo de pozos y labores subterráneas acompañadas de sondeos de interior. Actualmente la mina está formada por dos pozos (Acceso y Rotilio) situados en los extremos oeste y este respectivamente y conectados entre sí a base de planos inclinados con acceso a los diferentes niveles de la mina.

La Masa de San Dionisio se conoce desde muy antiguo, los romanos la explotaron durante centenares de años y actualmente la explotación se efectúa por la famosa Corte Atalaya y por contramina subterránea. Sobre esta masa se ha centrado la explotación principal de piritas de Riotinto. En mina subterránea se están preparando nuevos sistemas de transporte, ventilación y acceso. La Corte Atalaya tiene forma de elipse con su eje mayor de 1.200 m. y el menor de 900 m. en su parte superior, empezando sus labores en 1907. La cota más baja de la Corte en este momento está en el nivel 170 sobre el mar, punto en que se inicia el túnel de conexión a la rampa de acceso a la explotación subterránea, correspondiente al piso 23 (contramina Alfredo).

Ambas masas continúan con sucesivas fases de investigación y explotación.

b) Mina de San Platón. Coordenadas: 337.000-356.400.

Paraje: Junto al río Odiel y a unos 3,5 km. al este del km. 69,500 de la Carretera Huelva-Badajoz.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas finas al sur y porfídicas al norte.

El yacimiento constituye el núcleo de un sinclinal laminado por una falla dentro de un anticlinorio de tipo isoclinal, buzando todo norte 65°. La masa mineralizada conteniendo mineral pirítico, cobrizo y complejo, tiene forma lenticular en dirección E-O con el diámetro mayor subvertical. Sus dimensiones son 300 m. de longitud conocida y menor de 750 m., de 10 a 15 m. de potencia y 500 m. de profundidad reconocida, no conociéndose la real. La masa está cortada por una falla al este, pudiendo continuar el criadero al otro lado y a cotas más bajas.

A muro de la mineralización masiva de pirita hay diseminación en tobas y localmente azufrón, alternando también en la corte la pirita masiva con los azufrones.

Se trabajó en San Platón sin interrupción desde 1906 a 1922 y de 1928 a 1934 en que se paralizó a causa de la bajada del precio del cobre. Se han extraído minerales hasta donde llega el Pozo Maestro, que alcanza unos 250 m. de profundidad. Por encima del nivel de la boca de este pozo se han explotado unos 70 m. con socavones y a cielo abierto.

c) Monte Romero. Coordenadas: 326.750-358.300.

Paraje: A 1 km. al este de Cueva de la Mora.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

La mineralización la componen dos lentejones de pirita ferrocobrizo cuyos extremos se prolongan en mineralizaciones de blenda y galena. Posee 600 m. de corrida en dirección E-O con un buzamiento de 70° N y potencia de hasta

15 m. Fue investigada en 1962 por la Empresa Nacional Adaro (INI) que dió dos sondeos y posteriormente por la Compañía Asturiana de Zinc, obteniendo una ley media del 0,5 a 2 por 100 Cu, 2,5 por 100 Pb y 5 por 100 Zn. Actualmente está agotada.

d) Cueva de la Mora. Coordenadas: 324.100-358.950.

Paraje: A 1,8 km. al oeste de Cueva de la Mora.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

La mineralización la constituye una masa lentejonal de las siguientes características:

Longitud	Anchura	Profundidad	Dirección	Buzamiento
350 m.	60 m.	200 m.	N 100° E	65° N

La mayor parte del mineral es cobrizo, siendo el complejo más bien escaso y en zonas de fractura, teniendo unas leyes de 1,10 por 100 Cu, 5 por 100 Pb y 8 por 100 Zn. Ha sido investigada y trabajada por la Compañía Asturiana de Zinc y actualmente abandonada.

e) Mina de La Majada. Coordenadas: 341.800-355.500.

Paraje: Junto a la aldea de La Majada, a 3 km. al oeste del Dique de Campofrío.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

Se trata de tres pozos actualmente cegados sobre tobas ácidas esquistosas con gossan, de dirección E-O, constituyendo una estructura anticlinal dentro de un sinclinal básico. El pozo maestro llegó a tener aproximadamente 50 m. y paró a primeros de siglo. Se observa una mineralización compuesta por pirita, calcopirita, galena. La trabajó Klauss, cónsul alemán en Huelva.

### 7.1.2. Yacimientos de pirita cobriza

a) Cerro Colorado. Coordenadas: 344.500-349.500.

Paraje: A 1 km. al norte de Riotinto.

Roca de caja: Brecha riolítica clorítica.

La Compañía Riotinto Minera tiene en explotación el yacimiento del Cerro Colorado, situado en la parte central del anticlinal de Riotinto entre las masas Filón Norte y Filón Sur. La mineralización está constituida por una montería de gossan de unos 25 m. de potencia proveniente de la oxidación de una antigua masa de sulfuros, y asociada a ésta una mineralización en «stock-work» sobre un núcleo de rocas volcánicas ácidas de estructura bréchica en general, con una mineralización en forma de vetas irregulares de pirita acompañada localmente de calcopirita, que en determinadas zonas al existir una gran concentración de estas vetas, casi llega a desaparecer la roca volcánica.

Se han dado unos 128.000 m. de sondeos, cubicándose unas reservas seguras de 213 millones de toneladas con leyes del 0,6 por 100 Cu con cut off 0,25 por 100 y 0,17 por 100 Zn.

El gossan está constituido por concreciones de hematites y goetita en una matriz arcillosa limolítica. Actualmente ha sido eliminado en gran parte por las operaciones mineras, habiéndose recuperado su contenido en oro (2 gr/t) y plata (50 gr/t).

b) Resto de los yacimientos de Riotinto.

En el flanco norte del anticlinal de Riotinto se encuentran los criaderos de Filón Norte constituidos por los de Salomón, Dehesa y Lago que fueron los yacimientos primeramente explotados por los ingleses y que en la actualidad están prácticamente agotados.

En el flanco sur del anticlinal se encuentra la Masa de San Dionisio (Corta Atalaya) uno de los mayores yacimientos de pirita cobriza del mundo, cuyas características han sido ya citadas, y el Filón Sur agotado, separados y desplazados ambos unos 200 m. por la Falla Eduardo.

c) Mina de La Zarza. Coordenadas: 321.300-350.900.

Paraje: Junto al pueblo de Silos de Calañas.

Roca de caja: Tobas y pizarras negras del volcanismo primero.

El criadero está formado por cuatro masas lenticulares unidas entre sí a diferentes profundidades hasta constituir una sola, con una longitud de 2.900 m., anchura de más de 100 m., siendo la media de 50 m., y 350 m. de profundidad en dirección E-O con buzamiento norteado. La más occidental es la del Perrunal perteneciente a la Sociedad Francesa de Piritas, que continúa ardiendo desde 1962.

La mineralización es fundamentalmente de pirita masiva con algo de mineral cobrizo y escaso mineral complejo, con una elevada ley en azufre, siendo ésta su ley media:

% S	% Cu	% Pb	% Zn	% Fe	Sn	Ag	Au
47	0,7	0,8	1,3	42	300 gr/t	25 gr/t	1 gr/t

Fué trabajada en la antigüedad por tartesos y romanos, y desde 1866 por la Compañía de Azufre y Cobre de Tharsis. Antes de la explotación sus reservas debieron ser de 100 millones de toneladas, estimándose actualmente unas reservas del orden de 45 millones de toneladas con producción anual de 450.000 t. El yacimiento está en parte asociado a un «stockwork» como puede observarse en su interior.

d) Mina de Concepción. Coordenadas: 336.700-357.550.

Paraje: A 1,2 km. al norte de San Platón y a 3,5 km. al este del km. 70,5 de la Ctra. Huelva-Badajoz.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas porfídicas del volcanismo primero.

Se trata de una masa de dimensiones 400 m. longitud, 20 m. de anchura y 110 m. de profundidad en dirección E-O con un buzamiento de 70°-80° N. Posee una gran corta aunque las labores actuales son subterráneas bajo la misma y a 70 m. por debajo del nivel del socavón de entrada. Posee bajos contenidos en azufre y arsénico y altos en cobre. Se trata de una pirita cobriza con leyes de 42 por 100 S y 0,7 por 100 Cu. La producción anual es de 60.000 t/año vendibles a Riotinto. La explota la Compañía Electrolisis del Cobre.

e) Mina de San Miguel. Coordenadas: 330.300-356.350.

Paraje: A 3,5 km. al oeste del km. 68 de la Ctra. Huelva-Badajoz.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

La mineralización está constituida por varias masas lentejonares de dirección N 107° E y 700 m. de corrida, siendo la principal de 200 m. de longitud y 10-40 m. de anchura. Posee una importante montera de gossan a levante de la corta. Se trata de una pirita muy cobriza con una ley media del 3 por 100 Cu. Ha sido muy explotada por corta y labores subterráneas siendo inundada y desagüada la mina en 1926 para tratar las aguas cobrizas por cementación en el canaleo. Un estudio geofísico reciente efectuado por la Sociedad Minero Metalúrgica de Peñarroya España reveló la presencia de una anomalía que fué investigada en 1979 mediante cinco sondeos situados al oeste de la corrida de jaspes de Soloviejo con un total de 2.500 m. perforados y doce sondeos en San Miguel en 1980 con un total de 1.000 m.

f) Mina de Poderosa. Coordenadas: 338.500-354.700.

Paraje: A 7,5 km. al norte de Zalamea.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas porfídicas con zonas gossinizadas del volcanismo primero.

Se trata de dos masas paralelas, la más importante de 175 m. de longitud y 7 m. de potencia media y la otra de 150 m. de longitud y potencia media de 2 m. La roca encajante tiene una dirección N 110° E con 85° N de buzamiento. Fué explotada por una gran corta y labores subterráneas hasta los 250 m. de profundidad. En la zona oriental existen crestones de tobas gossinizadas sobre los que se han hecho pocillos de hasta veinte metros. La mineralización fué baja en azufre pero con alta ley en cobre por contener gran cantidad de calcopirita diseminada y también bastante calcosina y covellina por aumento de la zona de enriquecimiento secundario. La segunda masa, la más estrecha llegó a tener una ley del 3,5 por 100 Cu. Paró en 1923 y en la actualidad la Compañía Electrolisis del Cobre cementa las aguas cobrizas en el canaleo. Está situada en el mismo nivel que San Miguel, la Chorrera y Peña de Hierro.

g) Mina de Peña de Hierro. Coordenadas: 347.350-351.900.

Paraje: a 3,5 km. al norte de Nerva.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

Se trata de una masa alargada de dirección E-O que empezó siendo explotada a mediados del siglo pasado. Comprende varios pozos, socavones y

una corta de dimensiones 320 x 200 m. La roca encajante tiene un buzamiento a 50° N y existen monteras de gossan. El pozo maestro emplazado en las pizarras carboníferas llegó a tener 125 m. y las labores más profundas llegaron a los 155 m. Paró en los años sesenta.

h) Mina de La Chaparrita. Coordenadas: 345.300-352.800.

Paraje: A 2 km. al oeste de Peña de Hierro y a 4,5 km. al norte de Riotinto.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

Comprende más de siete pozos, socavones y una corta de pequeñas dimensiones (70 x 40 m.). Se trata de un pequeño criadero de 90 m. de longitud, potencia variable de 8 a 20 m. y 20 m. de profundidad, que arma en tobas ácidas de dirección N 100° E con 70° N de buzamiento. La masa está en el mismo nivel que las minas de Peña de Hierro y La Poderosa. Su riqueza en cobre fue muy alta. Paró en 1909.

i) Mina de San Eduardo o El Soldado, Coordenadas: 338.850-356.100.

Paraje: A 1,5 km. al norte de la mina Poderosa y a 3,3 km. al SO de la aldea de Ventas de Arriba.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

Está constituida por varias masas pequeñas de 500 m. de longitud sobre las que hicieron más de once pozos, socavones y una corta de pequeñas dimensiones (80 x 20 m.). En la corta se observan dos masas buzando norte y separadas por dos metros de tobas ácidas. La potencia del criadero donde se emplazó la corta es de 15-20 m. teniendo una dirección E-O y buzamiento de 65° N. El pozo maestro llegó a alcanzar 52 m. de profundidad con seis pisos. Tuvo buena ley en cobre. Paró en 1917.

j) Mina de Angelita. Coordenadas: 327.800-358.600.

Paraje: A 1,5 km. al SE de Cueva de la Mora.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas de grano fino del volcanismo primero.

La mineralización está constituida por una masa lentejonar de las siguientes características:

Longitud	Anchura	Profundidad	Dirección	Buzamiento
200 m.	10 m.	100 m.	E-O	48° N

La mayor parte de la masa es pirita ferrocobrizada de grano fino con una ley media del 6 por 100 Cu y 39 por 100 S. Fué explotada por la Huelva Copper parando en 1925.

k) Mina de Angostura. Coordenadas: 333.050-356.900.

Paraje: A 500 m. al oeste del km. 69,5 de la Ctra. Huelva-Badajoz.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

Se han explotado dos masas paralelas de 70° N de buzamiento, teniendo la masa norte 25 m. anchura y 100 m. longitud y la sur 400 m. de longitud. La explotación se hizo por corta y labores subterráneas.

A 300 m. al oeste de la corta está la zona de Sto. Tomás-San Daniel que constituye la prolongación occidental de Angostura. La mineralización fué bastante rica en cobre con leyes del 1 al 2 por 100 Cu.

I) Mina La Esperanza. Coordenadas: 335.500-356.200.

Paraje: A 2 km. al este del Km. 69 de la Ctra. Huelva-Badajoz.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas cloritizadas del volcanismo primero.

Situada en la misma corrida que la mina Angostura. Está constituida por cinco lentejones en corrida de 150 m. por 15 m. de potencia en dirección N 105° E con 70° N de buzamiento, medida hecha en la pequeña corta. Existe un trincherón, un pozo maestro emplazado sobre un sill básico estrecho y numerosos pozos y socavones tanto al este como al oeste. La mineralización fué rica en cobre. Entre Esperanza y Angostura, en la Cumbre de los Milanos y zona de los Mosquitos, la Empresa Nacional Adaro dió cuatro sondeos en 1963.

m) Mina de La Mimbrera. Coordenadas: 336.450-351.050.

Paraje: A 300 m. al oeste del km. 58,5 de la Ctra. Huelva-Badajoz y a 4 km. al NO de Zalamea.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas porfídicas de dirección N 110° E.

En la ladera sur del Cerro Mimbrera se observan cuatro socavones dirigidos hacia el mismo, de dirección N-S, N 170° E, N 22° E y N 24° E. En la cúspide del cerro una pequeña montera de gossan sobre la que hicieron varios pocillos. En 1957 la Empresa Nacional Adaro (INI) dió un sondeo de 300 m. para comprobar una anomalía magnética aérea.

n) Otras minas.

Existen otros puntos donde se realizaron pequeñas labores (pozos, pocillos, socavones) como la Mina de Cuchillares con tobas gossinizadas, a 2 km. al este del Dique de Campofrío; Grupo de San José a lo largo de la Sierra del Cuchillo al SO de la Mina de El Soldado; Grupo Buitrera-Arroyo Palomino al sur del anterior y norte de la Mina Poderosa; Pozos de Pedro Fernández a 1,3 km. al este del Pico Cobullos, etc.

Por último los registros de Barrehonda y Rehollos al SO de la aldea de Ventas de Arriba, efectuados sobre oxidaciones procedentes de lentejones de pirita sinsedimentaria que forman nódulos y capillas de 2 a 7 cm., interestratificadas con las pizarras.

### 7.1.3. Yacimientos de manganeso

Han sido muchas y algunas muy importantes, las labores efectuadas en esta zona, aunque actualmente no existe ninguna explotación en actividad.

Los criaderos manganesíferos se presentan al exterior asociados generalmente a jaspes. De las minas de manganeso fueron trabajadas principalmente las partes superiores de los depósitos que son óxidos y peróxidos y extraídos silicatos y carbonatos de las inferiores. Todas ellas están situadas en la Formación Manganesífera. Describiremos los principales depósitos pues son muchos los registros existentes al haber sido prácticamente trabajados todos los jaspes en mayor o menor grado. En los jaspes rojos, grises, rosados y blancos se observan óxidos de brillo metálico, peróxidos deleznables y tiznables en concreciones o en pequeñas gotas o verrugas y óxidos de hierro. La actividad minera del manganeso fué intensa en el siglo pasado y entre los años 1940-1960.

a) Grupo Soloviejo. Coordenadas: 335.000-355.400.

Paraje: En el km. 68 de la Ctra. Huelva-Badajoz.

Posee una corrida de jaspes de color rojo y morado, a veces atravesados por una red de vetillas de cuarzo, de casi 3.500 m., con una potencia de 1 a 30 m., existiendo también zonas de pizarras vinosas y moradas con intercalaciones de jaspes. La dirección es de N 94°-105° E con un buzamiento norte de 80°-86°.

La mineralización se halla irregularmente distribuida presentándose como pirolusita y como manganeso metal. La roca encajante de los jaspes son tobas, tufitas y pizarras de la Formación Manganesífera.

Los trabajos principales se efectuaron a poniente, a cielo abierto con pequeñas cortas y por minería subterránea. El pozo maestro llegó a tener 130 m., mientras que en la zona poniente (Rapiña, Pocito, Grullas) hay pequeñas labores superficiales, con un máximo de 36 m. de profundidad.

Se estima que desde su comienzo en 1866 hasta su cierre en 1973 se trajeron del orden de 175.000 t. con leyes medias del 35 por 100 Mn. Fué la mayor mina de manganeso de la Faja Pirítica.

b) Mina Pepito. Coordenadas: 348.450-351.250.

Paraje: A 2,8 km. al norte de Nerva, sobre la antigua vía del ferrocarril minero de Peña de Hierro.

No presenta prácticamente afloramiento de jaspes, estando situada entre las pizarras y tobas de la Formación Manganesífera. Posee un socavón de entrada hoy inundado de dirección N 40° E hecho en las pizarras del Culm, y en su interior está el pozo maestro de 120 m. con 12 plantas y en ésta un contrapozo de 48 m. hasta la planta 16. Los jaspes en la escombrera presentan diseminación de pirita y calcopirita.

Dió malos óxidos, pero muy buenos carbonatos con 26 al 33 por 100 Mn. Muy explotada y mecanizada paró en 1971. A 700 m. al este hay otras labores correspondientes a Ampliación a Pepito.

c) Grupo Cobullos. Coordenadas: 339.850-355.150.

Paraje: En el Pico Cobullos a 5,5 km. al oeste del Dique de Campofrío.

Se trata de una gran corrida de jaspes de unos 3.500 m. de longitud con una potencia de 1 a casi 200 m. en el Pico de Cobullos. Los jaspes son de

color rojo y morado con dirección N 85°-105° E y 76°-90° N de buzamiento, y están atravesados por abundantes vetas de cuarzo.

En el extremo oriental de la corrida, San Nicolás, hay un pozo inundado de 12-14 m., pequeños trincherones y socavones, teniendo el jaspe como roca de caja pizarras moradas con radiolarios. En el Pico Cobullos innumerables labores superficiales de rapiñeo, que le dan un aspecto de ratonera, pozos y dos socavones, uno arriba y el otro junto a la Casa Palomino de 700 m. longitud en dirección E-O, con más de 120m. de desnivel entre ambos. Dió buenos peróxidos y carbonatos. En el extremo occidental de la corrida están Dos Amigos-Covadonga y La Buitrera. Paró en 1973.

d) Grupo Romerita-Pimpollar. Coordenadas: 326.700-358.100.

Paraje: A 400 m. al SE de Cueva de la Mora.

Se trata de una corrida de jaspes de unos 2.000 m. en dirección N 94° E con 80° N de buzamiento. Romerita en el extremo occidental posee una pequeña corta de 100 x 50 m., sobre los jaspes que poseen una potencia de 8 m. a los que hay que añadir 7 m. más de pizarras con diseminaciones de óxidos (tierras ennegrecidas). Pimpollar en el extremo oriental posee una pequeña corta en el respaldo NO de 80 x 30 m. en dirección E-O y varias labores superficiales y pocillos en el respaldo sur y extremo occidental. Se obtuvieron leyes de casi el 40 por 100 Mn.

e) Mina de Peña del AgUILA. Coordenadas: 349.650-349.200.

Paraje: A 1,5 km. al NE de Nerva.

Se trata de un crestón de jaspes de 100 x 70 m. de color gris, diaclasado y autobrechado localmente, con peróxidos de Mn. y abundantes cubitos de pirita, pátina amarillenta y sobre el que hicieron pequeñas cortas, dos pozos y un socavón largo en dirección N 130° E. La roca de caja son las pizarras grises arcillosas del Culm, por lo que este jaspe constituye probablemente la cabeza de un pequeño anticlinal.

f) Otras minas en el flanco norte del sinclínioro carbonífero de Riotinto.

Partiendo de la Mina Pepito y siguiendo en la Formación Manganesífera hacia el oeste destacamos, Puerta Alegre (coordenadas 346.100-352.300), Poderosa (coordenadas 338.050-354.600), La Vieja o Rocío (coordenadas 326.800-355.750), La Africana (coordenadas 325.600-356.550), Maicoja (coordenadas 321.500-356.100), Paraje de Castillejo (coordenadas 323.500-357.700), Sta. Bárbara o Los Enjambres (coordenadas 334.900-357.150).

g) Otras minas en el flanco sur del sinclínioro carbonífero de Riotinto.

Mina La Laja (coordenadas 329.100-353.300), Paraje de las Navas (coordenadas 347.950-328.200), Valle Redondo (coordenadas 335.950-345.900).

h) Dentro del anticlinal de Riotinto hay labores en el paraje de Las Llanas (coordenadas 340.700-350.900). En Cerro Negro (coordenadas 341.500-351.000) hay labores efectuadas sobre lavas ácidas porfídicas del volcanismo primero y filones de cuarzo, para obtener óxidos y peróxidos de Mn removilizados.

#### **7.1.4. Yacimientos filonianos de cobre y pirita**

a) Registros del Majuelo. Coordenadas: 347.400-357.800.

Paraje: En la finca del Majuelo a 2 km. al NE de Campofrío.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, óxidos e hidróxidos de hierro (hematites, goetita), calcita, cuarzo.

Roca de caja: Granodioritas.

El filón de dirección N 45°-65° E fué trabajado con pocillos, socavones (N 65° E), calicatas y un pozo de unos 13 m. profundidad, bien entibado de 2 x 3m.

b) Registro Monte Carmona. Coordenadas: 348.650-358.850.

Paraje: Al sur del río Odiel y a 1 km. al este del km. 21 de la Ctra. Campofrío a Aracena.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, malaquita, limonita, epidota, cuarzo.

Roca de caja: Tonalitas.

Se trata de un filón de dirección aproximada N 80° E sobre el que se hizo un pozo actualmente cegado.

c) Registro de «Cuatro Amigos». Coordenadas: 340.450-358.400.

Paraje: En la Sierra del Aguila, junto al río Odiel, a 2,5 km. al NO de la aldea Ventas de Arriba.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, malaquita y óxidos de hierro (limonita, goetita).

Roca de caja: Dique porfídico ácido.

La mineralización arma en un dique de pórfido granítico de 5 m. de potencia y dirección N 65° E sobre el que hicieron un socavón.

d) Registros del Magalejo. Coordenadas: 342.450-359.250.

Paraje: Junto al río Odiel, a 2,5 km. al norte de la aldea Ventas de Arriba.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, óxidos de hierro (limonita, hematites), ¿antimonio?.

Roca de caja: Dique porfídico granítico y cuarzo.

Se trata de un pozo y un socavón junto al río Odiel, sobre un dique porfídico granítico de 5 a 10 m. de potencia y dirección N 64° E.

e) Registros de Lomochaparro o Sta. Eulalia. Coordenadas: 337.850-362.150.

Paraje: A 700 m. al norte de la Ermita de Sta. Eulalia y a 3,6 km. al NE de la aldea del Patrás.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, galena, óxidos (hematites), hidróxidos de hierro (limonita), cuarzo.

Roca de caja: Granodiorita de Sta. Eulalia.

Se trata de un pozo ya tapado y un socavón largo en dirección N 85° E.

f) Registro de Palanquilla. Coordenadas: 327.250-348.900.

Paraje: A unos 1.000 m. al NE del Cortijo de las Navas.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, malaquita, calcita y cuarzo.

Roca de caja: Pizarras grises del Culm.

- g) Registro de la Romanita. Coordenadas: 321.300-357.100.  
Paraje: A 500 m. al norte del Cortijo de los Aterrados.  
Paragénesis: Pirita, calcopirita, cuarzo.  
Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

## 7.2. CANTERAS

Las explotaciones de canteras carecen de interés en la zona estudiada. Tan sólo se han venido explotando algunos crestones de jaspes muy silíceos y diques de cuarzo como fundente para Riotinto; pequeñas y artesanales explotaciones de algunos lentejones calcáreos para la fabricación de cal en hornos rudimentarios; en la zona norte se extrajo granito para la construcción de una presa sobre el Odiel; y finalmente algunas graveras en los aluviones de los ríos.

## 7.3. HIDROGEOLOGIA

En todo el área que ocupa la Hoja, no existen acuíferos importantes debido a la escasa o nula permeabilidad de los materiales aflorantes, tanto metamórficos como intrusivos. Pequeñas captaciones se pueden realizar en zonas muy tectonizadas o de alteración superficial, que por otra parte estarán sometidas a la influencia de los cambios estacionales.

Debido además a la evapotranspiración de las numerosas plantaciones de eucaliptus que limitan aún más las pocas reservas de agua, vemos que toda la zona es en su conjunto pobre y no puede albergar ningún acuífero de interés. Por tanto las captaciones estarán controladas por un sentido estructural (fracturas, contactos tectónicos, etc.) y con preferencia las fracturas mayores y más abiertas que actúan como vías preferentes para la circulación de agua subterránea.

La zona estudiada es pues muy pobre en recursos hidrogeológicos. Los bajos valores pluviométricos, la escasa permeabilidad de los materiales y los posibles niveles acuíferos con poca potencia y extensión, son causa de que no encontremos pozos con rendimientos importantes y sí muchos dispersos y de caudal escaso e inconstante.

## BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, C.A. (1969). — «Massive sulphide deposits and volcanism». *Econ. Geol.*, v. 64, n.º 2, pp. 129-146
- ARMEKGOT, J. (1970). — «Memoria explicatica de la Hoja geológica de El Cerro de Andévalo (n.º 937)», 1.ª serie. *I.G.M.E.*
- ARMEKGOT, J. (1970). — «Memoria explicativa de la Hoja geológica de Nerva (n.º 938)», 1.ª serie. *I.G.M.E.*
- ARNOLD, M., y SOLER, E. (1973). — «Les mineralisations pyriteuses associées au volcanisme quartzkeratophirique du sud de la Península Ibérica». *C.R. Acad. Sc. Paris*, pp. 1373-1376
- AYE, F. (1974). — «Géologie et gîtes métallifères de la moyenne vallée de l'Odiel». Thesis 3.er cycle. *Université Pierre et Marie Curie. Paris* (Inédito).
- AYE, F. (1975). — «Mise en évidence d'un sill basique de grandes dimensions dans la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Calañas-El Buitrón, Huelva, Espagne)». *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 281, pp. 96-98.
- BARBIER, J. (1976). — «Contribution à la géochimie de la province pyriteuse sud-ibérique». *B.R.G.M.*, pp. 1-10.
- BARD, J.P. (1969). — «Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidental: sa place dans le segment hercynien sud-ibérique». Thèse, *Université de Montpellier*, 398 p.
- BERNARD, A.J. (1972). — «A propos des limites actuelles de la prospection indirecte en mines métalliques». *Extrait des Annales des Mines de Belgique*, 21 p.
- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1971). — «Sur la localisation géotectonique des amas pyriteux massifs du type Riotinto». *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, pp. 1087-1090.
- (1974). — Aperçu sur la province pyriteuse sud-ibérique. Centenaire de la Société Géologique de Belgique. Gisements stratiformes et provinces cuprifères. *Liège*, pp. 287-315.

- (1980).—«Problèmes géologiques et métallogéniques en province de Huelva (Espagne)». *Mem. XXVI Congr. Geol. Inter. Paris*, 54 pp.
- BOOGAARD, M. Van Den (1963).—«Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal». *Geol. Mijnb.*, n.º 42, pp. 248-259.
- (1967).—«Geology of the Paramão region (Southern Portugal)». Doctoral Thesis. *Univ. of Amsterdam. Rotterdam*. Deltro, 133 p.
- BOOGAARD, M. Van Den y SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).—«Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part. 2. A Famennian conodont fauna at Cabeza del Pasto. Part. 3. Carboniferous conodonts at Sotiel Coronada». *Scripta Geolog.*, n.º 28, pp. 1-43.
- (1981).—«Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part. 4. A Famennian conodont fauna near Nerva (Riotinto)». *Scripta Geolog.*, n.º 56 pp. 1-14.
- BOOGAARD, M. Van Den y VAZQUEZ GUZMAN, F. (1981).—«Conodont fauna from Portugal and Southwestern Spain. Part. 5. Lower Carboniferous conodonts at Sta. Olalla de Cala (Huelva)». *Scripta Geol.*, n.º 61, pp. 1-8.
- BOUMA, A.H. (1962).—«Sedimentology of some flysch deposits». *Elsevier, Amsterdam*, 168 p.
- CAMPO RUIZ, M. del y NIETO MORA, J.M. (1971).—«Geología del bloque "S" de la Reserva de Piritas de Huelva, escalas 1:10.000 y 1:25.000». *Adaro-Piritas Españolas* (Inédito).
- CANTO ROMERA, J.M. (1977).—«Estudio de viabilidad del Grupo Minero Sotiel. Informe geológico». *Minas de Almagrera, S.A.* (Inédito).
- CARVALHO, D. (1976).—«Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 60, pp. 215-238.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H.; INVERNO, C. (1976).—«Contribuição para o conhecimento geológico do grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e grupo do Pulo do Lobo». *Memor. y Notic.* n.º 82, pp. 145-169. *Univ. Coimbra*.
- CARVALHO, D. (1977).—«Geología, Metalogenia e Metodología da investigação de sulfuretos polimetálicos do Sul de Portugal. 1.er Curso Rosso de Luna. Área II». *I.G.M.E.*, pp. 91-145.
- CARVALHOSA, A. O da (1961).—«Contribuição para o estudo dos ofiolitos de Baixo Alentejo. Espíritos da região de Castro Verde-Messejana». *Com. Serv. Geol. Portugal*, n.º 45, pp. 371-390.
- CLIFTON, E.; HUNTER, R.; PHILLIPS, L.—«Depositional structures and processes in the non-barred High-energy nearshore». *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 41, n.º 3, pp. 651-670 (1971).
- CONTRERAS VAZQUEZ, F. y SANTOS BONAÑO, A. (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de El Cerro de Andévalo (n.º 937)». 2.ª série. *I.G.M.E.*

- COULLAUT, J.L.; SOLER, M. y ANTON, J.A. (1975).—«Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznalcóllar». *Jornadas Minero Metalúrgicas de Bilbao*, pp. 155-178.
- COULLAUT, J.L. et al. (1978).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Aznalcóllar (n.º 961)». 2.ª serie. *I.G.M.E. Madrid*.
- CRUZ GASPAR, O da (1961).—«Associação genética dos espilitos com os jazigos de manganés de Baixo Alentejo». *Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 15, pp. 177-196.
- DELCEY, R. (1970).—«Notes sur la stratigraphie et le volcanisme de la province pyrito-cuprifère du Baixo Alentejo (Portugal)». *Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 19, pp. 199-225. Oporto.
- DESPREZ, D. y SOLER, E. (1971).—«Les minéralisations pyriteux et manganesifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva». *Bull. B.R.G.M. Paris*, sect. II, n.º 6, pp. 5-16.
- DOETSCH, J. (1953).—«Introducción a un estudio del término municipal de Puebla de Guzmán, en la provincia de Huelva». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*, t. 65, pp. 1-181.
- (1957). «Esbozo geoquímico y mineralogenético del criadero de piritas "Las Herrerías". Puebla de Guzmán (Huelva)». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*, vol. 68, pp. 255-306.
- FEBREL, T. (1965).—«Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas, n.º 959». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 77, pp. 187-202.
- (1966).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Calañas (n.º 959)». 1.ª serie. *I.G.M.E.*
- (1967).—«Estratigrafía, Tectónica y Petrografía de la zona de Calañas (Huelva)». *ENADIMSA, Madrid*.
- (1972).—«Estructura de la masa de pirita de la mina de Herrerías. Puebla de Guzmán (Huelva)». *Bol. I.G.M.E.*, t. 83-I, pp. 81-87.
- FERNANDEZ ALONSO, F., SANTOS BOÑANO, A. y LEYVA CABELLO, F. (1981). «Memoria Explicativa de la Hoja Geológica de Gibraleón (n.º 981)». 2.ª serie. *I.G.M.E.*
- FERNANDEZ ALVAREZ, G. (1975).—«Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del SO. Ibérico y sus métodos de prospección». *Studia Geológica*, IX, pp. 65-102, Salamanca.
- GARCIA PALOMERO, F. (1974). «Caracteres estratigráficos del anticlinal de Riotinto». *Studia geológica*, VIII, pp. 93124, Salamanca.
- (1975).—«Estudio geológico de la masa pirítica de San Antonio (Riotinto)». *Jornadas Minero Metalúrgicas de Bilbao*, pp. 175-191.
- (1977).—«Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de las mineralizaciones del "Anticlinal de Riotinto"». *Acta Salmanticensia. Salamanca*.
- (1980).—«Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del "Anticlinal de Riotinto"». *Inst. Est. Onubenses. Huelva*, 262 p.

- GONZALO Y TARIN, J. (1878).—«Reseña geológica de la provincia de Huelva». *Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., Madrid*.
- (1886-1887).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva». *Mem. Comm. Mapa Geol. de Esp., Madrid*.
- GOZALO, F., LOCUTURA, J., SANCHEZ, A., VAZQUEZ GUZMAN, F. (1979).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Paymogo (n.º 936)». 2.ª Serie. *I.G.M.E.*
- HOLLINGER, R. (1958).—«Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva». Tesis *Geol. Inst. Münster*.
- HORIKOSHI, E. (1969).—«Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-Type Deposits in the Kosaka District, Japan». *Mineral Deposita (Berlín)*, 4, pp. 321-345.
- I.U.G.S. (1981).—«Descriptive nomenclature and classification of Pyroclastic Deposits and Fragments». *Geol. Rundschau*, vol. 70, n.º 2, pp. 794-799.
- KERSABIEC, A.M., ROGER, G. (1976).—«Sur la distribution de quelques éléments en traces dans l'encaissant des amas pyriteux de la partie centrale de la province de Huelva (Espagne)». *Bull. du B.R.G.M. (2.ª Serie). Sect. II*, n.º 5, pp. 439-485.
- KINKEL, A.R. Jr. (1962).—«Observation on the pyrite deposits of the Huelva district (Spain), and their relation to volcanism». *Econ. Geol., 57, Lancaster*, pp. 1071-1080.
- KLOCKMANN, F. (1894).—«Ueber die lagerartige Natur des Kiesvorkommen des südlichen Spaniens und Portugals». *Sitzber, d.k. preuss. Akad, Wiess. Berlín*, vol. 46, pp. 1173-1181.
- LECA, X. (1976).—«Le volcano-sédimentaire de la région d'Alcoutim (Baixo Alentejo-Portugal)». *Comunic. Serv. Geol. Port.*, t. 60, pp. 139-149.
- LECOLLE, M. (1971). «Note préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la Province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques». *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, pp. 1563-1566.
- (1971).—«Séquence lithostratigraphique et phases de déformations dans une partie de la province pyrito-cuprifère de Huelva. Conséquences à l'échelle régionale». *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp. 1956-1959.
- (1972).—«Sucession lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva; positions des minéralisations manganésifères et pyriteuses». *C.R. Acad. Sci.*, t. 274, pp. 505-508.
- (1974).—«Présence de tufs soudés dans le volcanisme acide dinantien d'une partie de la province de Huelva (Espagne); conséquences paléogéographiques». *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 278. Serie D., pp. 839-842.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1973).—«Métallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrito-cuprifère sud-ibérique». *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, pp. 141-144.
- (1976).—«Metamorphisme régional hercynien de "faible degré" dans la province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques». *Bull. Soc. Géol. France*, t. XVIII, n.º 6, pp. 1687-1698.

- LEYVA CABELLO, F. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Sanlúcar la Mayor (n.º 983)». 2.ª Série. *I.G.M.E.*
- (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Ayamonte (n.º 998)». 2.ª Série. *I.G.M.E.*
- LECOLLE, M., ROGER, G., AYE, F. y MOLIERE, P. (1977).—«Amas sulfurés volcano-sédimentaires. La ceinture sub-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole mediane». *Université Pierre et Marie Curie. Paris*, 387 p.
- MESEGUER, J., PRIETO, I., ROSSO DE LUNA, I. y PEREZ REGODON, J. (1945).—«Investigación de los nuevos yacimientos de cobre en las provincias de Sevilla y Huelva». *Bol. I.G.M.E.*, t. 58, 3.ª Série, *Madrid*.
- MOLIERE, P. (1977).—«Geologie d'une partie des zones meridionales de la ceinture sudibérique. La region de Valverde del Camino (Huelva, Espagne)». Thèsis 3.er cycle. *Université Pierre et Marie Curie. Paris*. (Inédito).
- PFEFFERKORN, H.W. (1968).—«Geologie der Gebiete zwirchen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal)». *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, 9, pp. 1-143. *Univ. Münster*.
- PHILLIPS, J.A. (1881).—«Occurrence of remains of recent plants in brown iron ore (Riotinto)». *Quart. Jour. Geol. Soc.*, t. 27, *London*.
- PINEDO VARA, I. (1963).—«Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento». *Ed. Summa. Madrid*, pp. 1-1003.
- (1971).—«Minerales complejos de la cuenca de Huelva». *Industria Minera*, n.º 125, pp. 1-16.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1963).—«Notas geológico-estructurales de la zona norte de Riotinto». *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, t. 19, pp. 67-99.
- (1969).—«El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 71, p. 229.
- (1978).—«Distribución de focos volcánicos y yacimientos en la banda pirítica de Huelva». *Boletín Geológico y Minero*, t. 89-III, pp. 223-233.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976).—«Horizontes portadores de mineralización (sulfuros y manganeso), en la zona de El Castillo de las Guardas, de la Faja Pirítica del So. de España. Parte I: Control estratigráfico». *Bol. Geol. y Min.*, t. 87-V, pp. 480-489. Parte II: Control estructural. *Bol. Geol. y Min.*, t. 87-VI, pp. 593-606. *Madrid*.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y NAVARRO SEGURA, L. (1977).—«Estudio estructural de la Mina María Luisa, La Nava (Huelva)». *Industria Minera*, n.º 177, pp. 1-11.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y VAREA NIETO, R. (1978).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de El Castillo de las Guardas (n.º 939)». 2.ª Série. *I.G.M.E.*
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y LEYVA CABELLO, F. (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de La Palma de Condado (n.º 982)». 2.ª Série. *I.G.M.E.*

- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y NAVARRO VAZQUEZ, D. (1982).— «Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, de Valverde del Camino (n.º 960)». 2.ª Série. *I.G.M.E.*
- RAMSAY, J.G. (1960).—«The deformation of early linear structures in areas of repeated folding». *Jour. Geol.*, vol. 68, pp. 75-93.
- ROCCI, G. y JUTEAU, T. (1978).—«Spilites-Kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial». *Geol. Mijnb.*, vol. 47, n.º 5, pp. 330-339.
- ROMER, F. (1872).—«Ueber das Verkommen von Culmschichten mit Posidonomya becheri auf dem Südabhang der Sierra Morena in their Provinz Huelva. Zeit. d. Deutsch. geol. ges., t. 24, Berlin.
- ROSSO DE LUNA, F. (1941).—«Algunas características mineralógicas de la pirita, calcopirita y blenda de Riotinto». *Boletín I.G.M.E. Madrid*, t. 55, pp. 9-34.
- ROUTHIER, M.P., AYE, F. et al. (1976).—«Hétérogénéités et anisotropies de la distribution des gisements aun sein d'une province métallogénique: la ceinture pyriteuse sud-ibérique». *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, pp. 5-8.
- ROUTHIER, M.P., AYE, F. et al. (1980).—«La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane». *Mem. B.R.G.M.*, n.º 94, 265 pp.
- SANTOS BOÑANO, A. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de la Puebla de Guzmán (núm. 958)». 2.ª Série. *I.G.M.E.*
- SANTOS BOÑANO, A., FERNANDEZ ALONSO, F. y LEYVA CABELLO, F. (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, de San Silvestre de Guzmán (n.º 980)». 2.ª Série. *I.G.M.E.*
- SANTOS BOÑANO, A. y CONTRERAS VAZQUEZ, F. (1982).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Calañas (n.º 959)». 2.ª Série. *I.G.M.E.*
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970).—«The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian Pyrite Belt». *Miner. Depos.*, vol. 5, pp. 273-279.
- (1970).—«Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal». *Geol. Mijnb.*, vol. 49, pp. 439-450.
- (1971).—«An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt». *Bol. Geol. Min. Madrid*, vol. 82-84, pp. 239-268.
- (1971).—«Pyrite emplacement by gravity flow». *Bol. Geol. Min.*, vol. 82-84, pp. 304-308.
- (1975).—«Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme comments». *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.
- (1975).—«Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt». *Pétrologie*, t. 1, n.º 1, pp. 71-86.
- (1976).—«The Aljustrel volcanics: megacryst tuff and green tuff (Aljustrel and Gaviao pyritite deposits, South Portugal)». *Memorias e Noticias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Universidad de Coimbra*, n.º 82.

- (1976).—«Volcanism and Metallogenesis». *Geologie en Mijnbouw*, vol. 55 (3-4), pp. 205-210. *Rotterdam*.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969).—«Folded overthruts at Aljustrel (Sout Portugal)». *Geol. Mag. Cambridge*, vol. 106, n.º 2, pp. 130-141.
- SELLEY, R.C. (1976).—«Medios sedimentarios antiguos». *Edit. H. Blume, edic. Madrid*, pp. 1-251.
- SOLER, E. (1971).—«Observations préliminaires sur la province métallogénique de Huelva. Stratigraphie et tectonique». *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp. 1197-2000.
- (1973).—«L'association spilites-quartzkératophyres du sudouest de la Péninsule Ibérique». *Geol. Mijnb. Rotterdam*, t. 52, n.º 5, pp. 277-288.
- (1980).—«Spilites et métallogénie. La province pyrito-cuprifère de Huelva (SW. Espagne)». *Sciences de la Terre*, vol. 39, pp. 1-461. *Université Nancy. France*.
- SOLOMON, M., WALSHE, J.L. y GARCIA PALOMERO, F. (1980).—«Formation of massive sulphide deposits at Riotinto, Spain». *Inst. Mining and Metallurgy. London*, pp. 16-24.
- STRAUSS, G.K. (1970).—«Sobre la geología de la provincia piritífera del sur-oeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 77, 266 p.
- STRAUSS, G.K. y MADEL, J. (1974).—«Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite-belt». *Geol. Rundschau*, vol. 63, pp. 191-211, *Stuttgart*.
- STRAUSS, G.K., MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1974).—«La faja piritica hispano-portuguesa y el papel de la geología en su prospección minera». *Industria Minera*, pp. 25-38.
- STRAUSS, G.K., MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1977).—«Exploration practice for strata-bound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. Geology, Geophysics and Geochemistry». *Springer-verlag. Berlin*, pp. 55-93.
- TURNER, F.J. y WEISS, L.E. (1963).—«Structural analysis of metamorphic tectonites». *Mc. Graw. Hill. New York. London*, 545 p.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. y ARMENGOT, J. (1970).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Valverde del Camino (n.º 960)». 1.ª Serie. *I.G.M.E.*
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1970).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Santa Olalla de Cala (n.º 918)». 1.ª Serie. *I.G.M.E.*
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1972).—«Génesis de la Mina María Luisa, La Nava (Huelva). Una mineralización zonada». *Bol. I.G.M.E.*, t. 83-IV, pp. 377-386.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1976).—«Metalogenia de la mina Concepción (Almonaster la Real, Huelva, España). Su aplicación a la prospección de sulfuros masivos en el SO. de la Península Ibérica». *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 60. *Lisboa*.

- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1977).—«Geología, Metalogenia y Metodología de la Investigación de Sulfuros Polimetálicos del Suroeste de España». *1.er Curso Rosso de Luna. Area II. I.G.M.E.*
- VEGAS, R. (1974).—«Las fallas de desgarre del SO. de la Península Ibérica». *Bol. Inst. Geol. Min.*, t. LXXXV-II, pp. 153-156.
- WEBB, J.S. (1958).—«Observations on the geology and origin of the San Domingos pyrite deposit, Portugal». *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 42, pp. 129-143.
- WEISS, L.E. (1959).—«Geometry of superposed folding». *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.
- WHITTEN, E.H. (1966).—«Structural geology of folded rocks». *Rand Mc. Nally. Chicago*, 663 p.
- WILLIAMS, D. (1934).—«The geology of the Riotinto mines, Spain». *Trans. Inst. Min. Met. Lond.*, vol. 43, pp. 593-640.
- (1962).—«Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Riotinto Spain». *Trans. Inst. Min. Met. London*, vol. 71, pp. 265-266.
- (1966).—«Volcanism and ore deposits». *Freiberger Forschungshefte. C. 210. Leipzig*, pp. 93-111.



INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3