



IGME

982

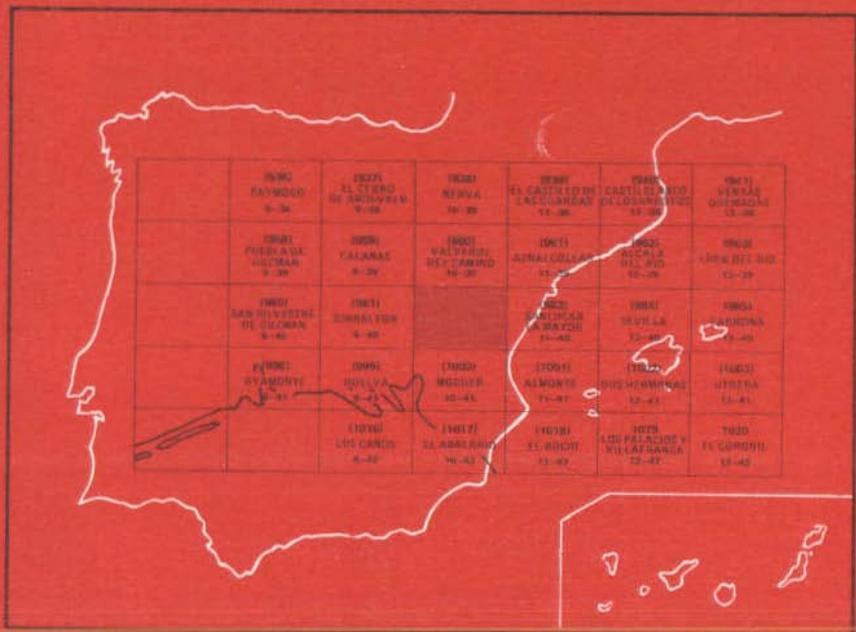
10-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA PALMA DEL CONDADO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**LA PALMA
DEL CONDADO**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y Memoria: Jesús Ramírez Copeiro del Villar, Dr. Ingeniero de Minas (Paleozoico) y Fernando Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Petrología: Teresa Nodal Ramos, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Micropaleontología: Luis Granados Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Macropaleontología: Hermenegildo Mansilla, Ingeniero de Minas.

Sedimentología: Fernando Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Técnicas metalogénicas: Ricardo Castroviejo, Dr. Ingeniero de Minas.

Supervisor del IGME: Cecilio Quesada, Licenciado en Ciencias Geológicas.

En el trabajo de campo colaboró Fabián Mena Romero.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

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

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

Depósito Legal: M. 16.934 - 1983

Imprime ADOSA - Príncipe de Vergara 210 - Madrid-2

1 INTRODUCCION

La Hoja de La Palma del Condado, situada al SE de la provincia de Huelva, forma parte por un lado del extremo suroriental de la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa y por otro, está enclavada dentro de la cuenca del Guadalquivir. Los materiales paleozoicos y los sedimentos neógenos marinos y transgresivos, sobre el Paleozoico de la Meseta, cubren al 50% la superficie estudiada.

La morfología del Paleozoico es de tipo penillanura con altitud media de relieves próxima a 180 m y configurando una topografía de lomas.

Enclavada asimismo dentro de la cuenca del Guadalquivir, unidad estructural andaluza, que se extiende como una larga banda comprendida entre la zona Subbética, que la cabalga en su límite meridional, y el Paleozoico de la Meseta, sobre el que es transgresivo, cuya línea de contacto corresponde a grandes rasgos con la antigua orilla del mar desde Huelva a Córdoba, presenta un suave relieve ondulado, como corresponde a la naturaleza eminentemente margoso-limosa de los sedimentos, lo cual unido a la meteorización y al intenso cultivo de las tierras, han dado lugar a una extraordinaria escasez de afloramientos.

La red hidrográfica principal la constituye, el río Tinto con su afluente el río Corumbel y una serie de arroyos tributarios entre los que destaca el arroyo Candón o arroyo del Castaño (aguas arriba).

Los núcleos de población importantes ubicados todos ellos en terrenos terciarios son : La Palma del Condado, Bollullos del Condado, Trigueros, Beas, Niebla y Villarrasa.

Como se sabe los materiales más antiguos datados con fósiles del cinturón pirítico, pertenecen al Devónico superior. Al Devónico sigue de forma aparentemente concordante el Complejo Volcánico Sedimentario (C.V.S.) constituido por rocas volcánicas ácidas y básicas, con intercalaciones detríticas y conteniendo exclusivamente los yacimientos de sulfuros y de manganeso. Por encima del C.V.S. aparecen las pizarras y grauwacas con fauna de Posidonomyas y Goniatites del Viseense superior.

Dentro de los materiales que constituyen la Faja Pirítica aparecen en la Hoja de La Palma del Condado, el Complejo Volcánico Sedimentario constituido por rocas volcánicas ácidas y básicas con intercalaciones detríticas, y los materiales carboníferos de edad viseense constituidos por un primer nivel de pizarras basales, arcillosas, con fauna de Posidonomyas y Goniatites y un nivel superior, también fosilífero, de pizarras y grauwacas, formando una serie turbidítica de tipo flysch.

Todo ello fue plegado intensamente por la Orogenia Hercínica de dirección casi E-O, que originó una esquistosidad penetrativa de plano axial, desarrollándose contemporáneamente un metamorfismo regional de bajo grado, facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita.

El Paleozoico queda reducido desde la parte central de la Hoja, por un Neógeno transgresivo que gana potencia hacia el sur. Las investigaciones geofísicas, sus correlaciones con los afloramientos de la Meseta y con los sondeos realizados a lo largo de la parte septentrional de la cuenca, han puesto en evidencia que el zócalo se sumerge suave y gradualmente hacia el sur. Las fallas y flexuras que interesan al zócalo y al Neógeno superpuesto son locales y de poca importancia, con un salto muy modesto y correspondiente probablemente al rejuvenecimiento de antiguas fracturas, debidas al hundimiento gradual de la parte sur del zócalo.

La información previa, en lo que a cartografía geológica se refiere, se reduce a los mapas 1:200.000 (síntesis de la cartografía existente, Hoja núm. 75, Sevilla) publicado por el IGME y el realizado por la Empresa Nacional Adaro (inédito) a escala 1:50.000 (1975) sobre el Paleozoico de la Hoja.

2 ESTRATIGRAFIA

El orden cronológico de las unidades cartografiadas es el siguiente:

- a) Complejo Volcánico Sedimentario (Tournaisiense-Viseiense inferior a medio).
- b) Viseiense superior.
- c) Triásico.
- d) Terciario superior.
- e) Cuaternario.

2.1 COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.) (TOURNAI- SIENSE-VISEIENSE INFERIOR A MEDIO)

El C.V.S. de la Faja Pirítica está constituido por rocas volcánicas ácidas (las más abundantes), intermedias y básicas, submarinas, con niveles detríticos 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 singenético), 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, prueban el carácter submarino de las emisiones lávicas (T. FEBREL, 1966).

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, pues al disminuir la potencia de las coladas se produce un cambio de facies a pizarras.

Desde el punto de vista estratigráfico el C.V.S. varía extremadamente en intensidad y en composición de unas zonas a otras en la Faja Pirítica Hispano Portuguesa, 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.

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 (MESEGUER PARDO, 1945); 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 comprendida entre el Tournaisiense y el Viseiense inferior; y ante el hecho de no haber encontrado nuevos yacimientos fosilíferos que hubieran permitido un mejor grado de separación, se debe de encajar toda esta formación volcánico-sedimentaria en el Carbonífero inferior parte media-baja (Tournaisiense-Viseiense inferior a medio).

2.1.1 Formación del Guijo (H_{11-12}^{A-A} , HT_{11-12}^{A-A} , Hv_{11-12}^{A-A} , Hvb_{11-12}^{A-A} , c, J, Pm)

De los diferentes episodios volcánicos ácidos y básicos presentes en el C.V.S. de la Faja Pirítica y descritos en la bibliografía existente, tan sólo aflora en la Hoja de La Palma la aquí denominada formación del Guijo, equivalente a las formaciones Atalaia (PFEFFERKORN, 1968) y Ribeira de Limas (CARVALHO, 1976) en Portugal y a las formaciones Cerro Méndez y Duque (Hojas de Paymogo y Puebla de Guzmán, respectivamente) en España; entidad que se establece a causa de criterios petrográficos, sedimentológicos y de respectivo encuadre estratigráfico.

Dicha formación del Guijo es considerada como un equivalente lateral de las formaciones del C.V.S., a términos más sedimentarios. Litológicamente es muy heterogénea, estando constituida por una secuencia de pizarras arcillosas que son las que predominan, con intercalaciones de cuarzovacas, algunas cuarcitas, pequeñas capas de manganeso en las pizarras y localmente lentejones de lavas ácidas, intermedias y básicas con sus piroclásticas correspondientes.

Ocupa el 15% de la superficie de la Hoja, extendiéndose por sus zonas N y NE, y hacia el sur se sitúa bajo los terrenos del Viseiense Superior mediante un contacto en su mayor parte invertido.

Las rocas más abundantes son las pizarras grises arcillosas, de grano fino, presentando a veces estructuras sedimentarias como ripples, estratificación y laminación cruzada y bandeando de estratificación de algunos milí-

metros de espesor formado por los componentes detríticos, pero frecuentemente enmascarado por una esquistosidad muy penetrativa, no apreciándose en bastantes casos. Alternan con pizarras limolíticas duras en tabletas de 3 a 50 cm de potencia (predominando las de 3 a 10 cm), pizarras grafitosas, pizarras negras con pirita, pizarras silíceas duras de pátina amarillenta, pizarras cloríticas, pizarras ferríferas y lentejones de pizarras moradas y/o verdes (cineritas). En ocasiones presentan colores pardo rojizos, amarillentos o blancuzcos de alteración y oxidación. Existen también rellenos de cuarzo de exudación en forma de venas, introducidos a favor de la esquistosidad, deformados y plegados, y rellenando fracturas.

En esta formación hay que destacar la presencia de pequeñas capas de mineral de manganeso y limonítico (óxidos de brillo metálico, peróxidos deleznales y tiznales en concreciones o en pequeñas verrugas o gotas, y óxidos de hierro rojizos y tiznales), de 1 a 10 cm de potencia y extensión lateral de hasta varios metros, interstratificadas con las pizarras. Asociado a las labores de manganeso se localizó algún lentejón de jaspe rojo.

Dentro de la serie pizarrosa y en los cortes efectuados por el río Tinto y la carretera del Berrocal, aparecen niveles de cuarzovacas (término utilizado para asignar a grauvacas con clastos de cuarzo bien diferenciados) de 10 cm a 2 m de potencia (predominando los de 20 a 80 cm), de gran extensión lateral, de color gris verdoso 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 en la que se pueden diferenciar los fragmentos líticos (los pizarrosos con dificultad y los volcánicos más fácilmente). Aunque la composición de la unidad fragmentaria es similar a la de las grauvacas del Viseiense superior, las de la formación del Guijo presentan una matriz más abundante, están más orientadas y en consecuencia se encuentran más evolucionadas metamórficamente. En esta zona también existen bancos de 3 a 12 cm de potencia de cuarcitas grises, duras, con laminación oblicua y entrecruzada que petrográficamente son cuarcitas impuras feldespático-carbonatadas; y alguna tableta de grauvaca gris feldespática de 1 a 15 cm de potencia.

Ocasionalmente se encuentran pequeños lentejones de lavas ácidas (cuarzoqueratófidos y localmente cuarzoandesitas) e intermedias (queratófidos), generalmente difíciles de diferenciar "de visu". Son de colores claros, rosados o verde azulados, de textura porfídica, duras y masivas con un diaclasamiento más o menos intenso u ovoideas formando a veces crestones. Contienen a menudo pirita, dando por alteración colores amarillentos o marrones.

Más abundantes son los lentejones de rocas piroclásticas constituidos por tobas ácidas cuarzoqueratofídicas con algunos términos intermedios, aunque todas ellas son mineralógica y texturalmente afines, variando únicamente la proporción de fenoclastos al ligero predominio de unos componentes sobre otros. Poseen textura porfidoclastica con fenocristales de albita y cuarzo en una matriz filitosa a pizarrosa de albita, cuarzo y abundante sericita. Poseen una potencia de 1 a 20 m² (usualmente de 4 a 12 m) y corridas no superiores a los 700 m. De color rosa, gris o verde, a veces de aspecto nacárido, pátina amarillenta y en ocasiones oxidadas con abundantes cubitos de pirita (colores blanquecinos, amarillentos y rojizos). Son de granulometría variada, grosera (con fenocristales de hasta 3 mm), medianas y finas apizarradas (tufitas), estos dos últimos tipos los más abundantes. Debido a su carácter fragmentario las tobas poseen una esquistosidad mucho más neta que las lavas, pero en otras ocasiones son tan masivas como las mismas lavas, siendo difícil su separación. Las tobas ácidas predominan en la zona de la Atalaya-Guijo.

También existen lentejones de lavas básicas (espilitas y diabasas espilitizadas) masivas o de aspecto ovoide, a veces diaclasadas, poco esquistas, de color verde oscuro o azul-verdoso si inalteradas y duras, y pardo rojizas si meteorizadas en cuyo caso presentan disyunción en bolas, siendo difícil reconocer una neta estructura almohadillada. Poseen textura porfídica o diabásica, con fenocristales de albita (espilitas) o de plagioclasa descalcificada (diabasas) en una matriz compuesta por abundante clorita, carbonatos, esfena y epidota entre otros y una gran cantidad de vacuolas rellenas por cuarzo, calcita, clorita y epidota. Al norte de la Rivera del Castaño las lavas básicas presentan abundantes núcleos elipsoidales de cuarzo de 2 cm de largo. Algunos de los lentejones básicos podrían ser sills.

Menos frecuentes son las tobas básicas que no se han diferenciado en la cartografía, esquistas, de color rojo-verdoso generalmente alteradas y porfídicas con una potencia de 1 a 16 m. Tanto las tobas como las lavas presentan manchas verdes oscuras debido a la clorita, y diseminaciones de pirita.

En las proximidades del Km 12 de la carretera Valverde-La Palma al N de la Hoja, e interestratificado con lentejones de lavas básicas de 50 m de potencia, aparece un conglomerado lentejonar, intraformacional, heterométrico y poligénico de matriz pizarrosa con fragmentos irregulares de tamaño variable desde pequeños nodulillos de 0,5 a 1 cm hasta clastos de 10 x 16 cm, angulosos, ovalados, redondos y también alargados según la esquistosidad de cuarcitas, pizarras y tobas ácidas. Posee una dirección de N 130° E y aflora sólo en las partes altas, acuñando rápidamente, no llegando a tener más de 50 m de potencia.

En cuanto a la edad de esta formación del Guijo del C.V.S. vemos que su techo se sitúa inmediatamente por debajo del horizonte de pizarras basales con fauna de Posidonomyas y Goniatites del Viseiense superior y su muro aunque desconocido, no es de extrañar que llegue hasta los niveles más bajos del C.V.S. (Tournaisiense) en las Hojas de Valverde del Camino y Aznalcórdoba por las que se extiende, e incluso alcance el Devónico superior. Es decir, la formación del Guijo se debe encajar entre el Devónico superior-Tournaisiense inferior y el Viseiense inferior a medio. Se estima para esta formación una potencia mínima de unos 400 m.

2.2 VISEIENSE SUPERIOR (H_{12}^{A3} , H_{12}^{A3})

Ocupa aproximadamente el 35% de la superficie de la Hoja, apareciendo depositado concordantemente sobre la formación del Guijo del C.V.S., siendo el contacto en su mayor parte invertido y constituyendo el flanco norte volcado de un gran sinclinorio.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se pueden diferenciar dos grandes unidades:

a) Una unidad inferior de pizarras basales con Posidonomyas y Goniatites (H_{12}^{A3}).

b) Una unidad superior de alternancia de pizarras y grauvacas (turbiditas) con Posidonomyas y Goniatites (H_{12}^{A3}).

a) La formación de pizarras basales ocupa un 15% de la superficie de la Hoja y está constituida por una alternancia de pizarras grises arcillosas (las más abundantes), pizarras limolíticas duras en tabletas de 2 a 20 cm de potencia, pizarras negras grafitosas, pizarras ferríferas, pizarras con piritita con cubos de hasta 3 mm de arista y a veces pizarras silíceas y pequeñas tabletillas de 0,5 a 2 cm de grauvacas de grano muy fino en límite con pizarra limolítica (los fragmentos de roca se confunden ya con la matriz). En ocasiones presentan colores amarillentos o blancuzcos de alteración y oxidación.

Se trata pues de pizarras en gran parte de composición pelítica, con alto contenido en mineral de hierro (ferríferas) y grafito (grafitosas). Su elevada proporción en material micáceo (sericita casi totalmente) hace que queden bien patentes los efectos de deformación, produciendo dos esquistosidades visibles, una principal de flujo y otra de fractura casi normal a ella, produciendo micropliegues tenues; también puede observarse la estratificación oblicua a la esquistosidad de flujo (30°).

Las pizarras presentan estructuras sedimentarias como ripples, laminaciones cruzadas y estratificación normal, aunque esta última está frecuentemente enmascarada no apreciándose en bastantes casos, manifestándose por un leve fajeado originado por los cambios del medio durante la deposición. La potencia mínima de esta unidad inferior se estima en unos 400 m.

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

Braquiópodos: *Spiriferina cristatus*, SCHLOT.

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

Cefalópodos: *Goniatites choctawensis*, SCHUMAR.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites* sp.

Dentro de esta unidad a muy pocos metros del límite norte de la Hoja de La Palma, ya en la vecina Hoja de Valverde del Camino, VAZQUEZ, F. y ARMENGOT, J (1970), citan la especie *Goniatites striatus*, encontrada en nódulos silíceos.

La distribución estratigráfica de las especies determinadas permiten dar esta unidad como perteneciente al Viseense superior.

b) La unidad superior también fosilífera está constituida por una monótona serie de pizarras grises arcillosas y grauvacas en secuencia turbidítica, formando una serie alternante tipo flysch.

Las pizarras grises arcillosas y limosas (pelíticas) alternan con pizarras grafitosas, pizarras arenosas, pizarras limolíticas duras en tabletillas de 2, 3 y 15 cm, con laminaciones y estratificación cruzada, y tabletas de 1 a 20 cm (predominando las comprendidas entre 2 y 8 cm), de grauvaca feldespática de grano muy fino en límite generalmente con pizarra limolítica (clastos de tamaño de limo y líticos pizarrosos, difícilmente distinguibles de la matriz).

Alternando también con las pizarras existen niveles de 20 cm a bancos de 2 m de potencia, con corridas laterales de varias decenas de metros, de una grauvaca más grosera, conglomerática, gris verdosa a gris azulada a veces algo rojiza, frecuentemente con marcada esquistosidad, formando grandes lajas groseras, aunque a veces presenta una disyunción ovoide o en bolas. Se trata de grauvacas feldespático-volcánicas de grano fino a grueso, poco seleccionadas y constituidas por granos angulosos y subangulosos de fragmentos de rocas y cristalinos. Los fragmentos líticos son de dos tipos, por un lado de rocas metamórficas (predominante): pizarras, filitas, cuarcitas y esporádicos de chert y radiolaritas, y por otro clastos volcánicos y subvolcánicos de cuarzoqueratófidos, queratófidos, diabasas y espilitas. Los fragmentos

crystalinos están constituidos principalmente por cuarzo, albita, mica blanca, biotita y clorita y en menor proporción opacos, turmalina, rutilo, circón, apatito y accidentalmente colofana.

El material detrítico posee pues fragmentos de las rocas volcánicas in-frayacentes, lo que implica una erosión pre-Viseense de estas volcánicas.

Los tonos oscuros de la muestra de mano son ocasionados por estos fragmentos de rocas (pizarras ferríferas, grafitosas y volcánicas básicas con abundante clorita) que en extensión muy amplia llegan en ocasiones a ocupar más del 70% de la muestra.

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 unidad son altamente grafitosas y con elevada cantidad de material detrítico, fundamentalmente cuarzo, albita y mica blanca.

Las grauvacas de esta unidad superior muestran todas las características clásicas de las turbiditas. Así se observa una gran variedad de estructuras sedimentarias, unas de erosión o estructuras pre-depósito como marcas de corriente: flute casts, canales, surcos (grooves), scour and fill, marcas de escuridura (scourmarks), o formadas por objetos en movimiento (tool marks); otras de depósito como estratificación gradada o granoselección (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) pseudonódulos, laminaciones retorcidas (slumpling y convolute lamination). También se observa en las grauvacas la presencia de cantos blandos de pizarra, redondeados generalmente y algunos angulosos de tamaño variable, dando un aspecto conglomerático. El tramo del ferrocarril minero desde la estación de Beas en dirección a Valverde, es óptimo para la observación de estas estructuras.

No se pueden identificar las turbiditas por una única característica sino por la suma total de muchas estructuras sedimentarias. La disminución de tamaño de grano en la vertical (existe granoselección casi en cada capa) y la superficie erosionada de la base de las grauvacas con una variada gama de estructuras de muro (como flute, grooves, load cast), 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 grauvaca/pizarra > 1 .

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

La potencia mínima de esta unidad superior se estima en unos 600 m.

En los yacimientos fosilíferos hallados en esta unidad se determinaron las siguientes especies:

Braquiópodos: probable *Discinia* en concreciones conoidales.

Lamelibranquios: *Posidomya becheri*, BRONG.

Cefalópodos: *Lyrogoniatites newsomi georgiensis*, MILLER et FURNISH; *Goniatites cf. orientalis*, LIBROVITCH.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites* sp.

Se encontraron fragmentos de *Goniatites* en varios nódulos, pero fueron difícilmente clasificables.

Todo ello permite datar esta unidad como perteneciente al Viseiense superior.

Es frecuente que las pizarras de ambas unidades presenten nódulos negros margosos contenidos en la matriz arcillosa, de 10 a 20 cm de longitud, generalmente con pirita y en ocasiones con fósiles. Existen también rellenos de cuarzo de exudación introducidos a favor de la esquistosidad y rellenando fracturas.

En cuanto a la edad cronoestratigráfica el fósil guía para esta formación Viseiense es la *Posidomya becheri* que se presenta en valvas separadas, en posición convexa y a menudo agrupadas en la superficie de las pizarras, más frecuentes en las pizarras basales aunque también se hallan en las pizarras intercaladas con grauvacas. Las especies de *Goniatites* son menos abundantes.

El conjunto Viseiense tiene una potencia mínima estimada en unos 1.000 m.

2.3 TRIASICO (T_{G_2}) (β)

Al sur de Niebla y muy próximo a la carretera local Niebla-Bonares, existen unas canteras actualmente explotadas, donde puede observarse una

serie constituida por micritas dolomitizadas con sombras de pelets y dudosos restos fósiles, dolomías de grano fino oscuras y dolomías de grano grueso, amarillento-parduzcas, en capas de 5 a 15 cm. La potencia visible no sobrepasa los 25 m, si bien no se observa el muro. Su buzamiento es de 10-12° al sur. Apoyándonos en criterios regionales, geofísica y sondeos, estos sedimentos se encuentran en discordancia angular erosiva sobre las formaciones del Carbonífero y le atribuimos una edad triásica, posiblemente Muschelkalk. En el esquema de la figura 1 esta formación correspondería a los depósitos más septentrionales de la sedimentación del Mesozoico autóctono del Golfo de Cádiz (cortado en los sondeos del Asperillo, Almonte y Moguer).

En aparente concordancia sobre esta serie se encuentra una colada de basalto dolerítico clinopiroxénico, con textura subofítica de grano fino, en la que localmente pueden observarse acumulaciones de lavas almohadilladas. Estas efusiones volcánicas submarinas deben de corresponde a las de similar composición y encuadre estratigráfico que las que se citan en el Trías germánico-andaluz del ámbito subbético.

2.4 Terciario Superior

En discordancia angular-erosiva sobre los sedimentos anteriormente descritos se encuentran los materiales atribuidos al Terciario superior. Cartográficamente se distinguen tres tramos:

De base a techo:

- a) Calizas, areniscas y conglomerados de la facies transgresiva.
- b) Margas azules.
- c) Limos arenosos amarillentos de la facies regresiva.

2.4.1 Facies transgresiva (T_{11-12}^{Bc3-Bc})

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Paleozoico y Mesozoico se encuentran los sedimentos atribuidos a la transgresión marina del Mioceno superior.

Esta serie presenta cambios de facies en la horizontal y vertical, así como potencias diferentes, según sectores, resultado de la transgresión marina sobre un paleorrelieve con canalizaciones preestablecidas de aportes terrígenos.

Esencialmente está constituida por biomicruditas más o menos arenosas

y areniscas calcáreas con fósiles en el sector central de la zona, con paso lateral a gravas con cemento carbonatado y fósiles, areniscas calcáreas bioclásticas y escasas biomicritas arenosas en el sector oriental. Hacia el límite occidental con la Hoja de Gibralfaró, el predominio es de gravas y conglomerados con cemento carbonatado y macrofauna de grandes ostréidos.

En las canteras situadas en los alrededores de Niebla pueden observarse cortes muy completos de esta facies transgresiva. Se presenta como una alternancia de calizas biogénicas, constituidas esencialmente por lumaquelas de ostreidos (*Ostrea Crassissima*) con cemento carbonatado y bancos de biomicruditas arenosas ligeramente recristalizadas y silicificadas con abundantes óxidos de hierro y glauconita. Todo el conjunto tiene aspecto paracifal con barras litorales asociadas. En la cantera situada al Norte de Niebla y bajo las calizas biogénicas en el contacto con el Paleozoico pueden observarse megariques dunares de arena media-fina y escasa fauna.

En principio deben corresponder a megariques lunares de la zona de tránsito entre el nearshore-offshore en la transgresión.

Micropaleontológicamente se ha determinado, *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Melobesias*, *Heterostegina*, *Elphidium Crispum*, *Ammonia Beccarii*, *Discorbis*, *Textuláridos*, *Cibicides*, *Lithothamnium*, *Briozoos*, *Eponides*, *Rotálidos*, *Miliólidos*, *Dentalium*, *Lithophyllum*, *Espongiarios*, *Ostrácodos*, etc., que nos permiten atribuir a esta facies una edad Tortoniense superior-Andalucense inferior.

2.4.2 Margas azules (Tm)^{BC} 12

En concordancia con la facies transgresiva se encuentra una serie constituida esencialmente por margas de color azulado en corte fresco a amarillento verdoso por meteorización. El contacto de esta serie con la infrayacente es bastante neto cuando yace sobre calizas y/o areniscas calcáreas bioclásticas y muy gradual pasando por alternancia de arenas limo-arcillosas y margas limo-arenosas cuando la facies transgresiva es eminentemente terrígena.

La máxima potencia visible dentro de la zona es aproximadamente de (50-55 m). Presentan estratificación difusa con bancos en los que se aprecia laminación paralela. Su fractura es de astillosa a foliar-concoidea en bancos de mayor contenido en carbonato. Localmente, son abundantes los óxidos de hierro como alteración de pequeños cristales de pirita, la materia orgánica dispersa es característica generalizada. En los tramos superiores de la serie las margas se van cargando progresivamente de terrígenos tamaño limo-arena

fina, con aparición de macrofauna más abundante, así como pequeñas láminas de yeso cristalizado.

Dentro de la Hoja se desarrolla una morfología de relieve en cuesta que origina un glacis, que si bien poco potente, sólo permite la observación y desmuestre de esta serie en las canteras donde se explotan estos sedimentos. De todas formas pueden realizarse dos cortes bastante completos donde micropaleontológicamente se determina: *Hastigerina pelágica*; *Marginulina cherensis*; *Globorotalia andalusiana*; *Orthomorphina tenuicostata*; *Cassidulina subglobosa*; *Orbulina universa*; *Orbulina saturalis*; *Globigerina apertura*; *Gobigerinoides obliquus amplius*; *Sphenoroidinellopsis subdehiscens*; *Epiroplectamma wrighti*; *Bulimina ovata*; *Lenticulina cultrata*; *Globorotalia margaritae*; *Globigerinoides obliquus extremus*; *G. quadrilobatus*; *G. subsacculifer*; *G. trilobus*; *G. obliquus*; *G. bollii*; *G. bisphaerus*; *Globorotalia acos-taensis*; *Globigerina woodi*; *Cassidulina laevigata carinata*; *Globigerina microstoma*; *Globorotalia obesa*; *Globigerina falconensis*; *Globorotalia pseudo-besa*; *Globorotalia scitula*; *Martinotiella communis*; *Nonium boueanum*; *Ammonia inflata*; *Lenticulina cultrata*; *Bolivina arta*; *Globobulimina pyrula*; *Bolivina cartanensis*; *Valvulineria bradyana...* etc., que nos permite atribuir a estos sedimentos una edad Andaluciense.

2.4.3 Limos arenosos amarillentos (T^{Bc}₁₂)

Concordante y en tránsito litológico gradual con el tramo anterior se encuentra una serie constituida por limos, limos arenosos y margas limo-arenosas con muy escaso cemento carbonatado.

Dadas las características litológicas de ambos tramos, el desarrollo de potentes suelos y la transición gradual, la separación cartográfica se ha realizado mediante la localización altimétrica de puntos de contacto claro y entre ellos se interpoló teniendo en cuenta la subhorizontalidad de estos sedimentos.

La estratificación es de masiva a difusa con sectores donde pueden observarse bancos entre 60 cm a 1,5 m.

Característica regional de esta serie y que, junto al cambio litológico sirve de motivo de separación cartográfica, es la presencia de abundante macrofauna que, a veces constituye lumaquelas de espesor variable, 20 a 80 cm, con gran continuidad lateral.

La macrofauna clasificada es de: *Chlamys scabrella fornickii* (HILBER), *Amussium cristatum badense* (FONTANNES), *Helix* sp., *Laevicardium (Trachycardium) multicostatum* (BROCCHI), *Ostrea* aff. *lamellosa*

(BROCCHI), *Balanus aff. concavum* (BRONN), *Cubicostrea cf. producta*, (RAULIN-DELBOS), *Dentalium (Dentalium) Sexangulum* (SCHROEDER), *Xenophosa infundibulum* (BROCCHI) *Natica tigrina* (DEFRAUCE), etc., que como asociación abarca edades desde el Tortonense al Pleistoceno.

La microfauna, si bien menos abundante que en el tramo de margas azules, proporciona fauna de: *Ammonia beccarii inflata*, *Nonium boueanum*, *Bulimina elongata*, *Reophax papillosus*, *Pullenia bulloides*, *Globobulimina dupoides*, *Sphaeroidina bulloides*, *Marginulina costata*, *Cibicides ungerianus*, *Eponides umbonatus*, *Casidulina subglobosa*, *Virgulina schreiber*, *Planulina marialana*, *Discorbis orbicularis*, *Lenticulina cultrata*, *Globigerina sp.*, *Globigerinoides sp.*, Radiolas de Equínidos, Briozoos, Dientes de pez, etc., que permiten atribuir a estos sedimentos una edad Andalucense superior.

Con estos sedimentos de carácter regresivo culmina el ciclo sedimentario que comenzó con la transgresión del Tortonense superior.

2.5 PLIOCUATERNARIO

2.5.1 Arenas basales ($T_2^B - Q$)

Suprayacentes y discordantes sobre los limos amarillos se encuentra una formación constituida esencialmente por arenas, arenas con gravas, arenas limosas y localmente intercalaciones de láminas arcillo-limosas. Su coloración varía del blanco-amarillento al rojo hacia el techo por tinción.

Dentro de la zona de trabajo esta formación se encuentra poco desarrollada y recubierta parcialmente por el glacis suprayacente y las arenas del manto eólico; por ello nos apoyaremos en las conclusiones que sobre esta formación, se desarrollaron en zonas próximas (Hojas de Moguer y el Pícharo).

La discordancia de esta formación con el infrayacente presenta características variables según los sectores, desde erosiva muy suave, con presencia de macrofauna inclasificable en los tramos inferiores de arenas blancas a costras ferralíticas con paso lateral a conglomerados de cantos cuarcíticos, tamaño grava y fuerte cemento ferruginoso. La estratificación es de masiva a difusa, aunque localmente quedan diferenciados bancos de espesor variable por la presencia de capas o láminas de arenisca ferruginosa con ripples.

Petrográficamente las arenas son por lo general del tipo subarcosas a sublitanitas con los feldespatos fuertemente alterados y presencia de fragmentos de roca metamórfica esencialmente ortocuarcitas y limolitas de bajo índice.

Son relativamente abundantes los melanocratos con porcentajes variables entre (0,5-2%) y presencia de turmalina, circón, epidota, rutilo, ilmenita, magnetita, etc., entre los frecuentes.

El redondeamiento varía de (0,6-0,8) de subredondeados a redondeados y según la clasificación de FRIEDMAN de moderadamente bien clasificadas a bien clasificadas. La potencia máxima visible varía de (10-12 m).

Atendiendo a las características regionales de esta formación se le atribuye un origen fluvio-marino (holomarinero), medio que se instaura en la zona con posterioridad a la regresión marina generalizada, posterior al Andalucense terminal, quedando todo el ámbito de depósito de las arenas basales como medio enseñada a la que confluyen las canalizaciones de aportes terrígenos. La zona de trabajo correspondería al borde más occidental de dicha cuenca por lo que esta formación se presenta con escasa potencia.

Le atribuimos una edad pliocuaternaria dado que es discordante sobre el Andalucense terminal y desconocemos la datación exacta del glacis supra-yacente.

2.6 CUATERNARIO

Dentro del Cuaternario se ha diferenciado:

- a) Glacis superior (Qcg)
- b) Manto eólico (QD)
- c) Sistema de terrazas (QT₁, QT₂, QT₃)
- d) Aluvial (Q Al)
- e) Glacis actual (QG)
- f) Conos de deyección (Qcd)

2.6.1 Formación roja (Qcg)

En discordancia erosiva sobre las arenas pliocuaternarias se encuentra una formación constituida por gravas, conglomerados, arenas y areniscas de coloración roja con potencias variables entre 50 cm a 15 m. Son frecuentes los cambios laterales de facies y la presencia de costras ferralíticas que se rompen en nódulos subredondeados. A veces los bancos de arenas y/o areniscas engloban gran cantidad de estos nódulos.

Se observan en algunas canteras pequeñas estratificación cruzada, paleocauces y bancos de conglomerados con cantos orientados, con rápido acuñaamiento lateral.

La constitución de los conglomerados es esencialmente cuarcítica con

porcentajes entre el (80-85%) y el resto son cantos de esquistos limolíticos, pegmatitas y pequeñas bolas de granito muy alterado. La matriz arenosa es de tipo cuarzarenítico con escaso porcentaje de feldespatos pequeños y alterados. Localmente los bancos de arena son de constitución litarenítica a sublitenítica con porcentajes del (20-30%) de fragmentos de roca metamórfica en especial ortocuarcitas micáceas, esquistos limolíticos y pizarras muy alteradas.

Tanto los granos de la matriz de los conglomerados como los de los bancos de arena, presentan normalmente aureola de argilolita ferrificada. Esta fracción fina en principio parece provenir parcialmente de una removilización de las "arenas basales".

Las características petrográficas de esta formación, las estructuras sedimentarias descritas, su color, etc., nos llevan a considerar un origen fluvial intermitente con escasas canalizaciones definidas; posiblemente sea de tipo red dendrítica generalizada, y fluctuaciones fuertes en su nivel energético.

A esta formación le atribuimos una edad cuaternaria, si bien es cierto que pueda en parte corresponder al Plioceno, restringiendo la formación infrayacente al Plioceno en su totalidad. Ambas posibilidades no son descartables, toda vez que, ni por criterios regionales ni por datación, es posible asignarles una edad definida. El único dato que existe hasta la fecha es el hallazgo de una formación, de características similares a la descrita en este capítulo, situada en la margen izquierda del Guadalquivir (Cádiz) en "cantos trabajados" interestratificados, que evidenciarían una edad Holocena (Comunicación personal de la arqueóloga M.A. QUEROL).

2.6.2 Manto eólico (QD)

Discordante sobre las formaciones anteriormente descritas, se encuentran unas arenas de color blanco y potencia muy variable, 20 cm a 3 m.

Su morfología es de manto eólico degradado, con muy escasos puntos donde aún conserva cierta morfología dunar.

Normalmente dado su escaso espesor, se encuentra mezclado con las arenas pliocuaternarias, zona laminadas del manto de gravas o los limos amarillos, por las labores agrícolas. El origen de estas arenas, está claramente en los bancos friables de las arenas basales y en las características similares de la formación roja. Son muy escasos los puntos en que el manto eólico sobrepasa los límites cartográficos de ambas formaciones.

Petrográficamente son cuarzarenitas casi puras con porcentajes mínimos de feldespatos pequeños y alterados y minerales pesados esencialmente turmalina y magnetita-ilmenita. Su redondeamiento es de (0,8-0,9) con un

(30-40%) de granos de cuarzo facetados y con superficie mate.

2.6.3 Sistema de terrazas (QT₁, QT₂, QT₃)

Dentro del ámbito de la Hoja pueden diferenciarse tres niveles de terrazas. El superior QT₁ situado en cotas variables (55-75 m), está situado en la margen derecha del río Tinto y constituido por conglomerados de cantos cuarcíticos subredondeados y fuertemente meteorizados y porcentajes pequeños de cantos de esquistos limolíticos y rocas plutónicas diversas. La matriz es escasa y normalmente de arena de tamaño medio-grueso, del tipo litarenita feldespática, con cemento ferruginoso postdiagenético. El color es rojo intenso.

El nivel QT₂ se sitúa en 25-30 m de cota e igualmente está constituido por ruditas. Los conglomerados son menos importantes porcentualmente que en QT₁ con preponderancia de las gravas, arenas y fracción lutítica más abundante. Los conglomerados son de naturaleza cuarcítica, bien redondeados y meteorizados. La presencia de cantos de pizarra y rocas plutónicas es esporádica. Las arenas de la matriz de los conglomerados y en bancos aislados con rápido acuñamiento lateral, son de tipo litarenítico. El cemento es menos abundante que en QT₁, con lo que el color es variable de rojo a gris-amarillento, en las terrazas de este nivel situadas en la margen derecha del Tinto, donde su composición es diferente con un predominio de la fracción arenosa y/o limo-arcillosa.

El tercer nivel QT₃ se sitúa en cotas de 10-15 m a ambos márgenes del río Tinto. Su composición difiere bastante de la de los niveles precedentes, ya que el predominio corresponde a las arenas, gravas y fracción limo-arcilla sobre los conglomerados. En la fracción rudítica de los cantos de pizarra y esquistos metamórficos, al menos dentro de la Hoja, son más abundantes que los de cuarcita. En ambos casos se presentan bien redondeados y no alterados. La matriz arenosa y capas de arena son de tipo filarenítico. La fracción limo-arcillosa tiene gran cantidad de materia orgánica y óxidos de hierro dispersos, lo que confiere a este nivel un color pardo-negruzco.

2.6.4 Aluvial (Q Al)

Son muy escasos los depósitos actuales con entidad cartografiable dentro de la zona. Se restringen a los de los arroyos subsidiarios de los ríos Candon y Tinto cuando se encajan en los Terciarios y Cuaternario antiguo y a las barras de arena del Tinto, aguas abajo de Niebla. Los depósitos aluviales de los arroyos son de constitución variable dependiendo de los sedimentos

en que se encajan. Por lo general son potentes suelos margosos, ricos en materia orgánica de coloración negruzca.

Las barras del Tinto están constituidas por arenas y gravas finas con muy escasa fracción lutítica y de tipo filarenítico.

2.6.5 Glacis actual (Qcg)

El encajamiento del río Tinto entre materiales del Carbonífero y del Terciario origina, en su margen izquierda, un relieve en cuesta en el que se desarrolla un glacis sobre los sedimentos blandos, margas y limos arenosos, del Andaluciense. Su constitución es muy diferente de la Formación roja que corona el relieve en cuesta. Se trata de margas, limo-arenosas ricas en materia orgánica y localmente acumulación de arenas y gravas junto a los arroyos que lo cruzan. El color es pardo con zonas muy oscuras, ricas en materia orgánica.

2.6.6 Conos de deyección (Qcd)

Tienen muy escaso desarrollo los conos de deyección en la zona, al menos con entidad cartografiable. Se localizan en el arroyo Candon en su tramo final, y su constitución es de bloques y cantos heterométricos y angulosos de pizarras, esquistos metamórficos y calizas de la facies transgresiva.

3 TECTONICA

La zona estudiada, perteneciente al extremo SE 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 varían de unos sitios a otros e incluso algunas de éstas pueden ser consideradas como diferentes estadios dentro de una misma fase de plegamiento.

El plegamiento es muy intenso habiendo afectado a todas las formaciones paleozoicas de la Hoja y formando estructuras con vergencia sur. El área estudiada corresponde al flanco norte volcado de un gran sinclinorio carbonífero.

3.1 ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS

Los datos mesoscópicos estructurales han sido examinados en detalle. Este análisis condujo al reconocimiento de varias estructuras penetrativas planas, lineales y ejes de pequeños pliegues, que son designados de acuerdo con la nomenclatura adoptada por TURNER y WEISS (1963). A lo largo de la zona estudiada fueron encontrados tres grupos distintos de estructuras mesoscópicas, de estilo claramente diferente. Su descripción es como sigue:

a) Primera generación de estructuras:

S_1 = Estratificación. Se aprecia en las pizarras por la alternancia de franjas de distinta composición y color. En las grauvacas por un fajeado de color o por una estratificación graduada. La alternancia de grauvacas o cuarcitas con pizarras sirve también para determinar a S_1 . En las volcánicas ácidas e intermedias la S_1 viene a veces representada por un bandeado de color que obedece a coladas de distinta composición, mucho más marcada en las rocas piroclásticas.

S_2 = Esquistosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la primera generación, más acentuada en los estratos incompetentes (pizarras, rocas piroclásticas), que en los competentes (lavas, cuarcitas, grauvacas), y originada por una orientación preferente de los minerales micáceos. Esta esquistosidad sincrona con el metamorfismo regional epizonal está muy desarrollada y con frecuencia enmascara a la estratificación; posee una dirección N 92-100° E con un buzamiento 50-80° generalmente al norte y se desarrolla perpendicularmente a la dirección de compresión mayor. A veces es subparalela a S_1 .

$L_1 = B_{S_1}^{S_2}$ = Ejes de pliegues de la primera generación en S_1 que tienen por plano axial a S_2 y son paralelos a la intersección de S_1 y S_2 . La intersección de la esquistosidad con la estratificación da lugar a una fina estriación sobre la última. Se han observado también algunas estructuras "cleavage-mullions" formadas por partición prismática de la roca a lo largo de la intersección de la esquistosidad y estratificación. La lineación de estas estructuras coincide con la dirección L_1 .

Los pliegues de esta generación, puestos de manifiesto en cortes perpendiculares a la dirección axial, son de vergencia sur y escala variable desde milimétrica a métrica, habiéndose observado los siguientes tipos (Fig. 1):

pliegues asimétricos con neto predominio de la rama que buza al norte, que es la menos empinada (a); pliegues con la rama sur casi vertical (b); pliegues apretados (c); pliegues abiertos (d); pliegues concéntricos (e); pliegues similares (f); pliegues isoclinales (g) y pliegues volcados al sur de flancos normales largos y volcados cortos (h), que nos dan la tónica del plegamiento y que a veces son difíciles de reconocer, ya que en la mayoría de los casos su presencia viene determinada por los flancos inversos, buzamiento del plano de esquistosidad inferior al del plano de estratificación (i), el cual está fuertemente enmascarado y no es observable en bastantes casos.

Los criterios de polaridad deducidos de las relaciones S_1 - S_2 nos han permitido en muchos casos a falta de poder ver las charnelas, determinar la situación de los ejes de los pliegues y deducir si eran anticlinales o sinclinales.

Se observa en la esquistosidad una refracción en contacto con estratos competentes.

Este primer movimiento tectónico, causante de la actual tendencia en el área, originó pliegues de eje $B_{S_1}^{S_2}$, de vergencia sur, de dirección ONO-ESE o E-O, con cabeceo hacia el este y el oeste, pero siempre contenidos en el plano axial del pliegue macroscópico y una esquistosidad longitudinal S_2 , que generalmente buza al norte, subparalela a la superficie axial de estos pliegues y originada contemporáneamente con ellos. Esta primera fase originada por esfuerzos que actuaron en dirección NNE-SSO, produjo pues, un plegamiento plano no cilíndrico (TURNER y WEISS, 1963, pág. 109, fig. 4-17b).

b) Segunda generación de estructuras:

S_3 = Esquistosidad transversa de fractura o superficie axial de los pliegues de la segunda generación, poco penetrativa y difícil de reconocer en el campo, pero su presencia está confirmada por la aparición de una disyunción acicular (pencil cleavage) en las pizarras, motivada por la intersección de S_2 y S_3 con la estratificación, y por la existencia de una crenulación irregular, local, suave y poco penetrativa en la esquistosidad S_2 producida por la S_3 y visible también en lámina delgada (tobas y pizarras), observándose que la S_2 y S_3 son casi perpendiculares (70-80°).

$L_2 = B_{S_1}^{S_3}$ = Ejes de pliegues de la segunda generación en S_1 que tienen por plano axial a S_3 y son paralelos a la intersección de S_1 y S_3 .

Los pliegues de la segunda generación, menos frecuentes que los de la

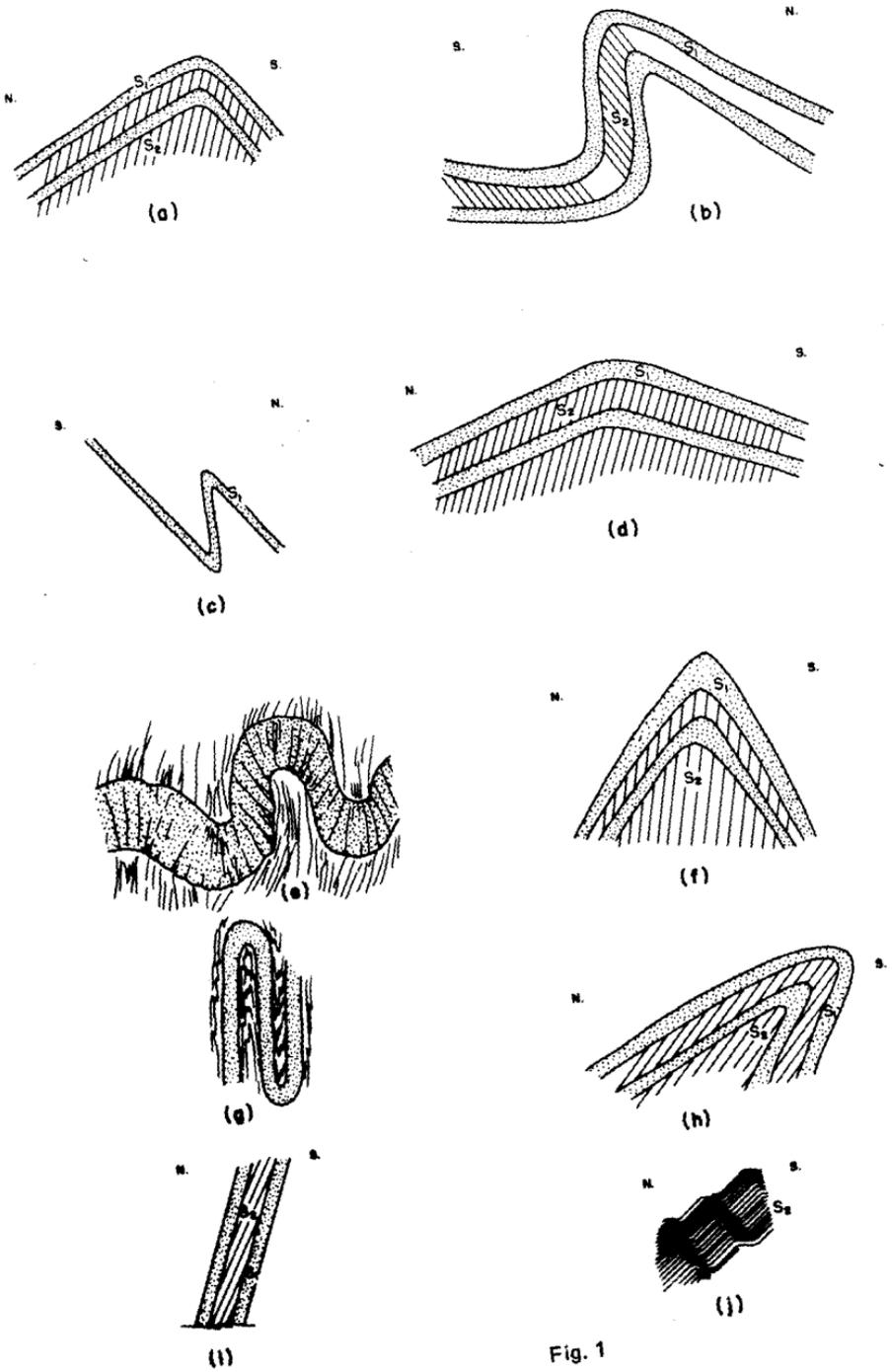


Fig. 1

primera, se han encontrado en recorridos o cortes paralelos a la dirección axial y se presentan en forma de suaves ondulaciones o pliegues abiertos de dirección NNE-SSO o N-S, ortogonales a los anteriores y motivados por esfuerzos que actuaron en dirección ESE-ONO. Las direcciones de estas L_2 se han proyectado en el diagrama 5 en forma de cruces.

c) Tercera generación de estructuras:

S_4 = Crucero de clivo-deslizamiento (strain-slip-cleavage) o plano axial de los pliegues en V (Kink folds) de S_2 .

$L_3 = B_{S_2}^{S_4}$ = Ejes de pliegues en V, en S_2 que tienen por plano axial a S_4 y son paralelos a la intersección de S_2 y S_4 .

Estos pliegues (fig. 1, j) son rizos y ondulaciones de pequeña amplitud originados por un movimiento tardío, que pudo pasar fácilmente inadvertido por ser coaxial con la primera deformación (diagrama 5) y solamente verse su acción en la esquistosidad S_2 y a veces en la S_1 . Esta tercera fase produjo también una crenulación en las pizarras a veces intensa y desarrollada, coincidente con los ejes de los rizos y ondulaciones (pliegues en V) de la pizarrosidad plegada. Esta crenulación es paralela a la S_2 y producida en la pizarrosidad por un plano S_4 que es aproximadamente paralelo a S_2 . Se midieron como promedio para S_4 : N 110° E con 70° S de buzamiento y para la L_3 : 22° N 290° E. Estos pliegues y crenulaciones originados por una última fase de plegamiento o una etapa final de la primera, están simétricamente relacionados con los que originaron los pliegues mayores.

La S_2 presenta a veces la forma de esquistosidad sigmoidal producida por deslizamientos a lo largo de S_1 , posteriores a S_2 , aunque concordantes con los de la primera fase L_1 .

Los rellenos de cuarzo de exudación de hasta 13 cm de potencia, introducidos a favor de la esquistosidad S_2 , más o menos síncronos con ella, están plegados y afectados por la S_4 , y en lámina delgada se observa el desarrollo de formas alargadas en el cuarzo con tendencia a textura en mortero.

3.2 GEOMETRIA DEL PLEGAMIENTO. ANALISIS — β

En escala mesoscópica las superficies S_1 son las estructuras planas más prominentes en las rocas; sus posiciones definen el estilo de deformación. El estudio estadístico de la geometría mesoscópica de S_1 revela la geometría y orientación de las estructuras megascópicas en el área. El área megascópica debe ser homogénea con respecto a una o más estructuras penetrativas. El

objeto de este estudio es encontrar áreas monoclinicas estadísticamente homogéneas con respecto a β . Esto puede ser establecido dividiendo el área en pequeños dominios homogéneos, que posteriormente son agrupados en otros mayores. El área ha sido dividida en dos dominios correspondientes a regiones con direcciones axiales sensiblemente paralelas (Viseiense superior y Complejo Volcánico Sedimentario), y efectuado el análisis de la orientación y relaciones geométricas de los elementos estructurales (estratificaciones, esquistosidades y lineaciones) en cada uno de ellos (fig. 2). Esto hace posible la obtención de una imagen clara de la orientación de dichos elementos en cada dominio y de sus variaciones de uno a otro. Los resultados son combinados para dar la geometría megascópica del área completa. Los datos fueron proyectados en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales (falsillas Schmidt y Lambert).

3.2.1 Geometría del dominio I (Viseiense superior)

En el diagrama 1 se han proyectado 157 polos de S_1 , que definen un eje β_1 subhorizontal, hundiéndose 3° en dirección N 288° E, representando el eje estadístico del primer plegamiento. La mayor parte de los S_1 definen un máximo (15,2%) con una posición N 104° E y buzamiento 34° N. El diagrama refleja el tipo de pliegues que generalmente observamos en el campo (pliegues de la primera generación), pliegues asimétricos con neto predominio de la rama normal que buza al norte, siendo la rama que buza al sur la que presenta buzamientos más fuertes; y el pequeño porcentaje de polos correspondientes a planos de estratificación con buzamiento sur, se debe principalmente a la existencia de pliegues volcados al sur y también a la desaparición en muchos casos de la rama sur de los pliegues por erosión o por fallas con buzamiento norte, apareciendo como normal el que las capas que forman las estructuras originen una sucesión ininterrumpida de ramas que buzan al norte.

Los polos no están distribuidos sobre un círculo máximo por lo que el plegamiento no es cilíndrico. También se observa el tipo de plegamiento plano no cilíndrico de esta primera fase en el sentido del "plunge" de los 68 ejes y lineaciones medidos L_1 , con una dispersión acusada y con hundimientos hacia el E y O, pero yaciendo siempre en el círculo máximo definido por la traza del plano axial S_2 , que se presenta plano y sin ninguna deformación. La dispersión lateral de los polos S_1 en torno al círculo máximo P_1 , o lo que es igual, la distribución de los polos a lo largo del plano P_2 (N 104° E, 56° S) indica la existencia de un segundo movimiento tectónico de tendencia NNE-SSO, definido por el eje β_2 que se hunde 34° en

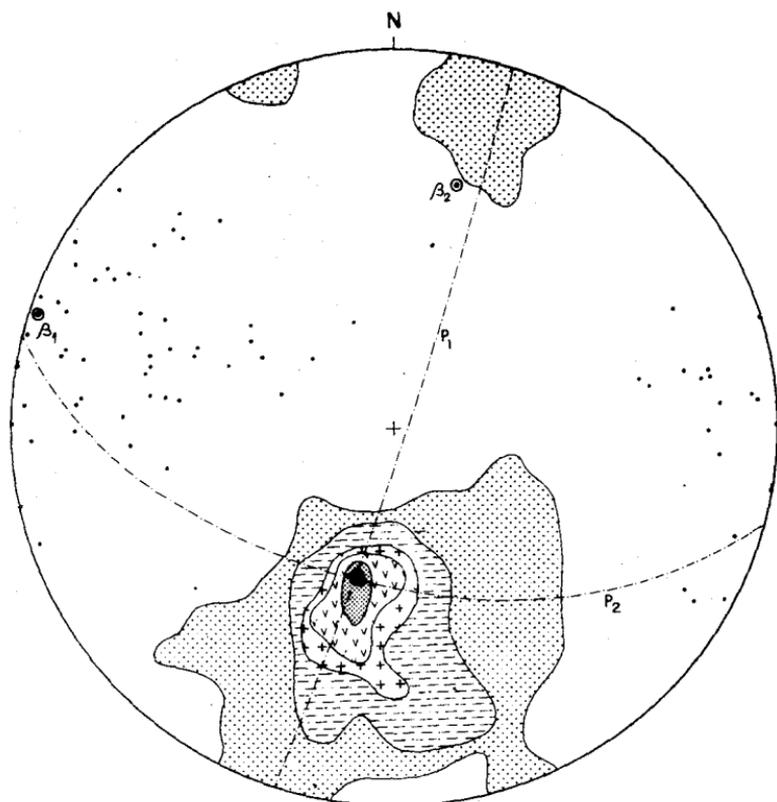


DIAGRAMA 1.— 157 polos de S_1 (contornos 1-4-8-10-14 y 15%) y 68 L_1 en el VISEIENSE SUPERIOR.

dirección $N 14^\circ E$ y es aproximadamente ortogonal a β_1 ($\beta_1 \wedge \beta_2 = 86^\circ$).

En el diagrama 2 se han proyectado 130 polos de S_2 , mostrando un máximo (14,6%) correspondiente a una posición $N 100^\circ E$ con buzamiento de $50^\circ N$. Dicha esquistosidad contiene al eje β_1 , es decir es subparalela al plano axial de la estructura definida por los polos de S_1 .

Este dominio pone de manifiesto la existencia de dos deformaciones superpuestas. Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β_1 , la fábrica megascópica parece tener simetría monoclinica, ya que el único elemento de simetría es el plano P_1 ($N 18^\circ E, 87^\circ S$) normal a β_1 , pero si los efectos de la segunda deformación son tenidos en cuenta, la simetría es triclinica.

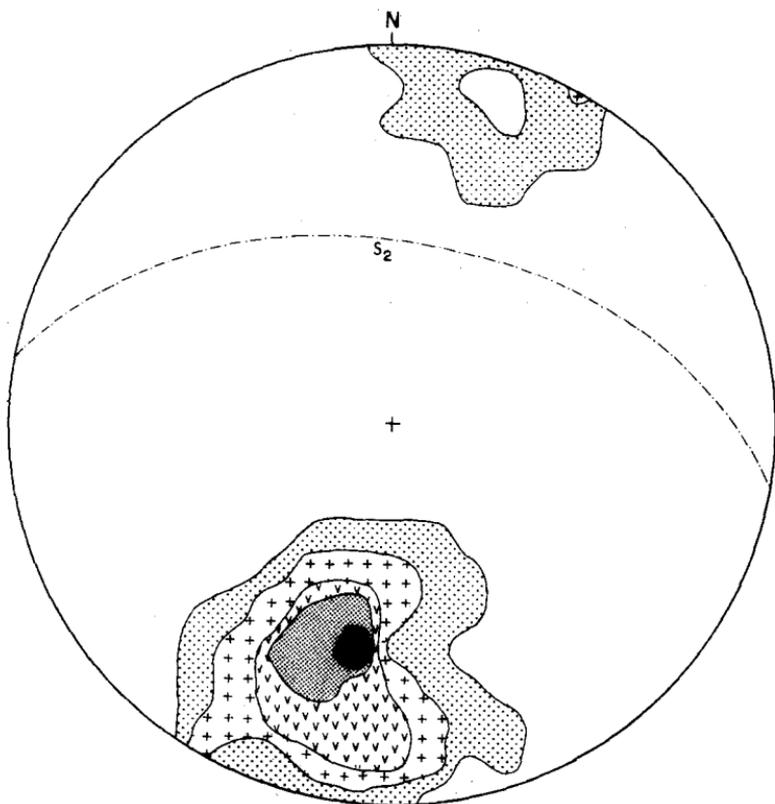


DIAGRAMA 2.— 130 polos de S_2 (contornos 1-4-8-11 y 14%) en el VI-SEIENSE SUPERIOR.

3.2.2 Geometría del dominio II (Complejo Volcánico Sedimentario)

En el diagrama 3 se han proyectado 77 polos de S_1 y 43 lineaciones L_1 , definiendo un eje β_1 hundiéndose 14° en dirección N 276° E, observándose por tanto un giro de 12° hacia el SO respecto de la posición de dicho eje en el dominio I. La mayoría de los polos S_1 con un máximo de 16,8%, corresponden a un rumbo E-O y 68° N de buzamiento. El diagrama muestra asimismo el tipo de pliegues que observamos en el campo, pliegues asimétricos con neto predominio de la rama normal que buza al norte, que es la menos empinada, mientras que la rama que buza al sur presenta buzamientos más fuertes. Como en el diagrama 1, el pequeño porcentaje de polos

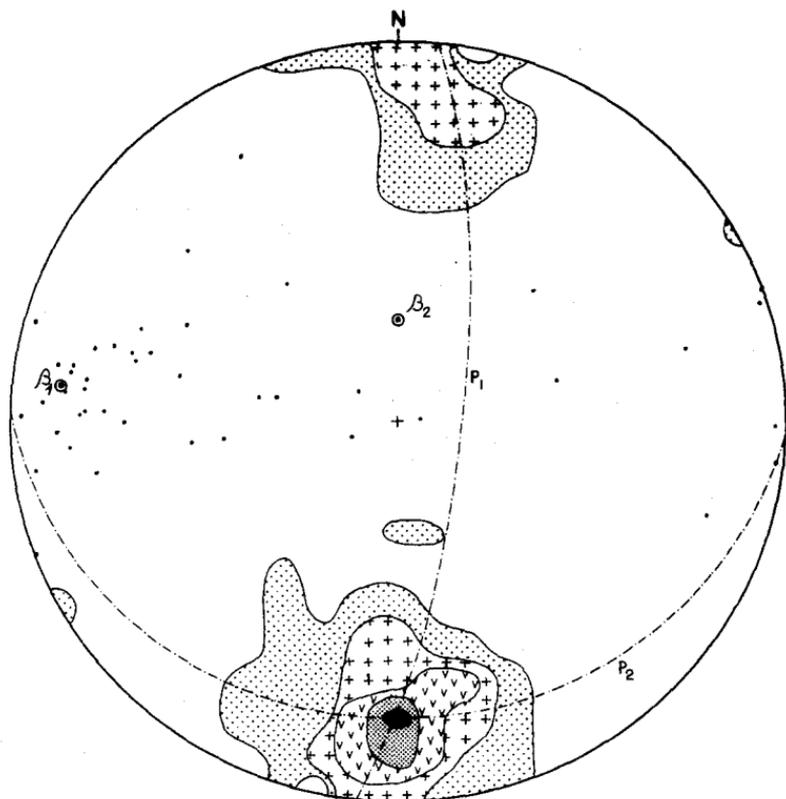


DIAGRAMA 3.— 77 polos de S_1 (contornos 2-4-8-12 y 16%) y $43L_1$, en el COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO.

correspondientes a planos de estratificación con buzamiento sur, se debe a la existencia de pliegues volcados al sur y a que gran parte de las ramas sur de los pliegues fuesen eliminadas por fallas con buzamiento norte.

La casi geométrica coincidencia entre el eje β_1 y la mayoría de las $43L_1$, sugiere que ambos están relacionados con la misma fase de deformación, la primera fase.

La dispersión lateral de los S_1 en torno al círculo máximo P_1 ($N 6^\circ E$, $76^\circ S$), distribuyéndose a lo largo del círculo máximo P_2 ($E-O$, $22^\circ S$) muestra la existencia de un segundo movimiento tectónico de eje β_2 que se hunde $68^\circ N$ en dirección N-S y que forma un ángulo de 84° con β_1 .

Los 112 polos de S_2 (diagrama 4) están concentrados en un máximo

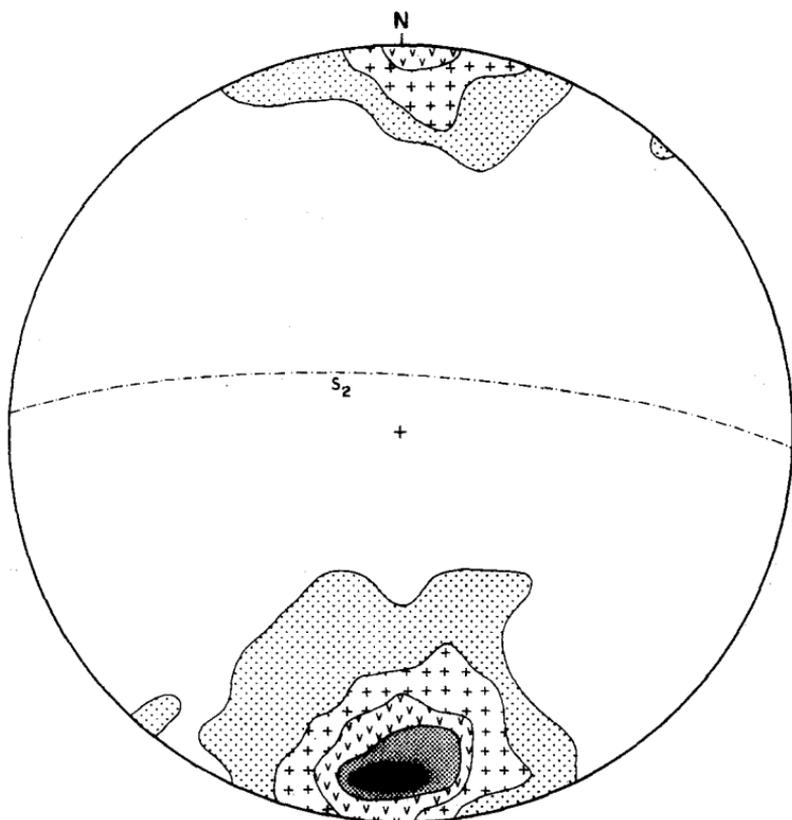


DIAGRAMA 4.— 112 polos de S_2 (contornos 1-4-8-14 y 16%) en el COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO.

(16,9%) correspondiente a un rumbo $N 92^\circ E$ y $78^\circ N$ de buzamiento. Dicha esquistosidad contiene al eje β_1 , es decir el S_2 así definido, es estadísticamente subparalelo al plano axial de la mayor estructura definida en el diagrama 3.

Este dominio muestra también evidencia de dos deformaciones superpuestas y la fábrica megascópica total parece tener simetría triclinica.

3.3 SINOPSIS DE LA GEOMETRIA ESTRUCTURAL

En la figura 2 se puede ver que los diferentes diagramas construidos para las estructuras más penetrativas medidas (S_1, S_2, L_1), son homogéneos

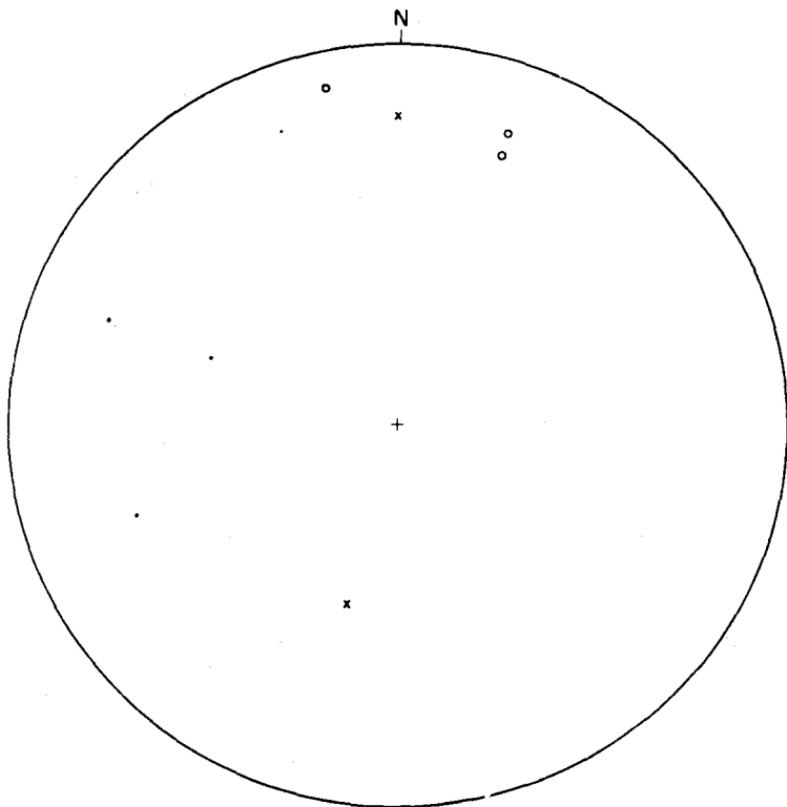
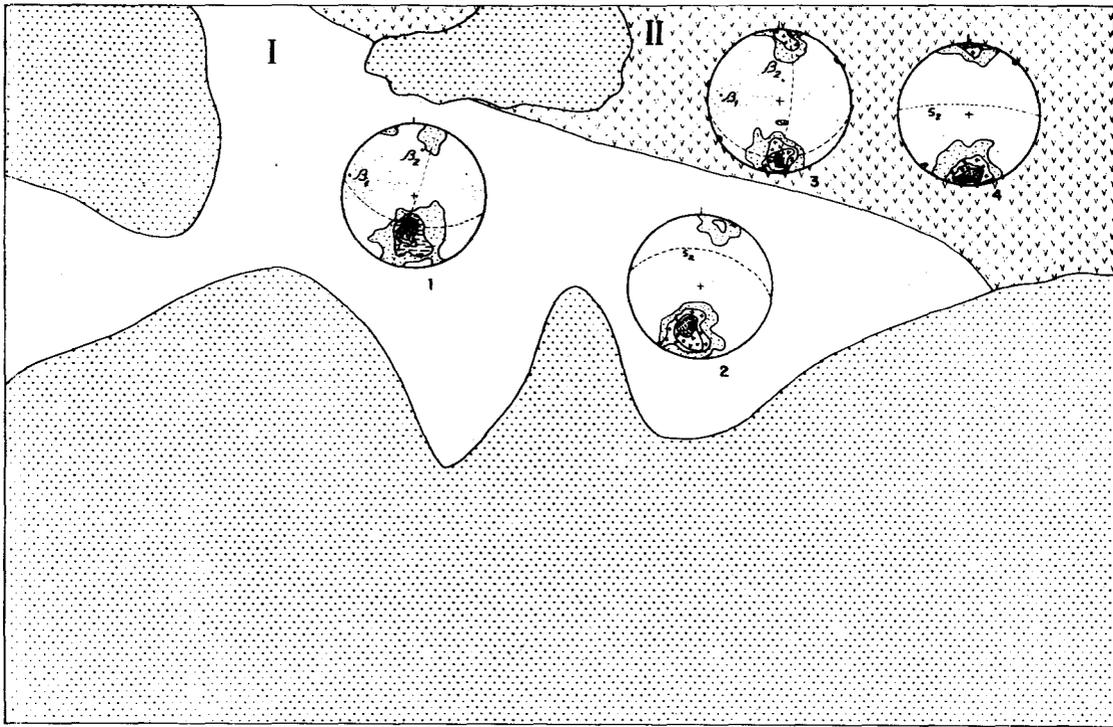


DIAGRAMA 5.— $x=L_2$, $\bullet=L_3$ y $o=L_4$ en la ZONA DE ESTUDIO.

con respecto a la correspondiente estructura y que no difieren prácticamente unos de otros respecto a las mismas. Todos los dominios son estadísticamente homogéneos respecto a β_1 , existiendo poca variación en cuanto a su dirección y hundimiento, por lo que resulta obvia la construcción de los diagramas sinópticos de la geometría macroscópica de S_1 , S_2 y L_1 . La comparación de las subfábricas de los diferentes dominios revela que todas las estructuras mantienen prácticamente una dirección constante a lo largo del área.

De la figura 2 deducimos las siguientes relaciones geométricas entre planos y ejes:

— El β_1 regional que se hunde suavemente en dirección N 282° E, yace muy próximo al $B_{S_1}^{S_2}$ regional, por lo que a pesar de la presencia de la



Viséense Superior
 Complejo Volcánico Sedimentario
 Terciario y Cuaternario

segunda generación de estructuras, la región como un conjunto está todavía plegada por la primera fase.

— El ángulo entre β_1 y el superpuesto β_2 es constante y de 86° . Ambas deformaciones son prácticamente ortogonales.

— El S_2 pasa a través de β_1 . Esto está de acuerdo con el reconocimiento de las S_2 como superficies axiales de los pliegues $B_{S_1}^{S_2}$.

— La superficie estudiada se comporta estadísticamente como un cuerpo homogéneo, por ser homogéneo con respecto a S_1 , S_2 y L_1 , siendo cada una de dichas estructuras un elemento de fábrica de la escala macroscópica y definiendo su orientación preferente una subfábrica en el cuerpo geológico. Las estructuras de la primera generación son monoclinicas en la escala del área completa.

— La geometría estructural del área completa es triclinica, debido a la presencia de más de un grupo de estructuras lineales.

— El cabeceo hacia el este y el oeste de los ejes y lineaciones de la primera deformación, contenidos en el círculo máximo definido por la traza del plano axial S_2 , que se presenta plano y sin ninguna deformación, revela el tipo de plegamiento plano no cilíndrico de esta primera fase tectónica.

— El área ha sido afectada por dos episodios de plegamiento. El primero fue un plegamiento plano no cilíndrico de eje $B_{S_1}^{S_2}$ y plano axial S_2 de dirección ONO-ESE, y el segundo un plegamiento probablemente también plano no cilíndrico de eje $B_{S_1}^{S_3}$ y de plano axial S_3 de dirección NNE-SSO ortogonal al anterior.

3.4 SINOPSIS DE LA GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos impulsos superpuestos (tectónica de ejes cruzados) posiblemente coetáneos y uno posterior de menor importancia. En resumen, la fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense superior, corresponde probablemente a la Orogenia Hercínica en su fase Astúrica (SCHERMERHORN, 1971, fija la edad de esta fase en el Westfaliense medio), originando una intensa deformación con una serie de anticlinales y sinclinales de vergencia sur y dirección ONO-ESE o E-O y estructuras volcadas hacia el SO o S. La segunda fase originó 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 cilíndrico. Contemporáneamente a la orogenia se desarrolló un metamorfismo regional de muy bajo grado, facies de los

esquistos verdes, subfacies de la clorita y se produjeron fallas longitudinales, fallas transversales y dos grupos de fallas conjugadas (NNE-SSO y NNO-SSE) asociadas a otras con rumbos ortogonales a las anteriores.

El predominio de planos de estratificación con buzamiento norte sobre los de buzamiento sur, se debe a la presencia de pliegues volcados (el área estudiada corresponde al flanco norte volcado de un sinclinatorio carbonífero) y a la desaparición en muchas zonas de la rama sur de los pliegues por la presencia de fallas longitudinales con buzamiento norte, determinando de esta forma la aparición de nuevas ramas de pliegues con buzamiento norte, produciéndose una estructura imbricada.

No se han encontrado en la zona evidencias de los cabalgamientos observados en Aljustrel (Portugal), descritos por SCHERMERHORN y STANTON (1969), correspondientes a una primitiva fase de deformación anterior a la fase orogénica principal.

Son muy escasos los datos que poseemos sobre el estilo tectónico de los sedimentos mesozoicos. En el afloramiento del sur de Niebla las dolomías y calizas se presentan con suave buzamiento entre (10-15°) en forma de aparente monoclinas con la colada basáltica concordante. Los datos de sondeos, geofísica y series similares aflorantes en el sur de Portugal muestran estructuras muy suaves con pliegues de gran radio de adaptación de la cobertura al zócalo. Las fracturas más importantes son las de dirección Hercínica rejuvenecidas en las fases alpinas que pliegan estos sedimentos. Los depósitos más modernos de esta serie cortados en el sondeo del Asperillo, son atribuidos al Cretácico superior.

Aparentemente los sedimentos del Terciario y Cuaternario no están afectados por la tectónica. Son series subhorizontales sin aparente dislocación. Sin embargo existen datos que confirman una neotectónica relativamente importante en zonas próximas a la Hoja cuyas principales consecuencias son un abombamiento con eje, Sevilla-El Picacho, cuyo flanco este, zona de la marisma se levanta y un hundimiento progresivo del flanco oeste Mazagón-Huelva con avance del mar sobre dicho sector.

El origen de este movimiento puede ser sencillamente de reajuste isostático o por migración de las masas plásticas del olistostroma en su frente en profundidad. Por otra parte es posible que actuase una tectónica sinsedimentaria durante el depósito de la facies transgresiva del Mioceno superior. Lógicamente la entrada en subsidencia de la cubeta terciaria puede rejuvenecer las fracturas hercínicas originando compartimentaciones locales, lo que unido al paleorrelieve sobre el que se deposita dicha facies y las diferentes litologías que suministran terrígenos a la cuenca, condiciona los cambios laterales de facies rápidas y constantes.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Resulta difícil reconstruir la historia geológica regional a partir de una Hoja, que por otra parte carece de gran parte de las formaciones comprendidas entre el Fameniense superior y el Viseiense superior, y entre éste y el Mioceno superior. No obstante reconstruiremos la historia geológica a partir de los datos que conocemos de otras zonas de la Faja Pirítica y de los aportados por otros autores de la región.

El cinturón pirítico representa, como se sabe, la parte central de un geosinclinal Devónico-Carbonífero, al norte del cual está el geoanticlinal de Aracena-Beja, área considerada como fuente de los materiales detríticos de los sedimentos de este cinturón. Los materiales más antiguos datados con fósiles que se conocen de este cinturón pirítico, pertenecen al Fameniense superior (Devónico superior).

La deposición de los sedimentos arcillosos y arenosos del Devónico debió producirse en un fondo geosinclinal poco profundo, debido a las estructuras sedimentarias observadas en las areniscas como ripple marks, estratificación gradada y cruzada y a la existencia de niveles de calizas lenticulares, pero con extensión lateral, de facies nerítica poco profunda (presencia de algas y foraminíferos bentónicos).

En el paso Devónico-Carbonífero se produjo una etapa de debilidad cortical, que sin variar sensiblemente las condiciones de sedimentación, originó el desarrollo de emisiones volcánicas en el Tournaisiense-Viseiense inferior a medio.

A estas efusiones volcánicas corresponde un relativo ascenso de la cuenca (fase Bretónica de la orogenia Hercínica), desde el Fameniense superior (que forma el muro de la formación volcánica) hasta el Viseiense superior (que forma el techo).

La emisión de lavas se produjo a través de numerosas fracturas submarinas que se configuraron siguiendo las direcciones tectónicas de los primeros movimientos de la orogenia Hercínica.

Existe pues una serie pizarrosa con lavas ácidas y básicas y sus correspondientes piroclásticas.

El Viseiense se inicia con un hundimiento progresivo de la región y la deposición durante el Viseiense superior de una serie basal pizarrosa, seguida de una serie turbidítica de grauvacas y pizarras arcillosas, tipo flysch. La existencia de los primeros movimientos hercánicos (fase Bretónica) viene apoyada por la presencia de fragmentos volcánicos del C.V.S. en el material

detrítico de las grauvacas carboníferas, lo que implica una erosión pre-Viseiense de las formaciones volcánicas infrayacentes, emergidas por estos movimientos preliminares.

La fase orogénica principal, de edad posterior al Viseiense superior, probablemente la fase Astúrica, que tuvo lugar entre el Westfaliense y Estefaniense, ha originado una intensa deformación, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de eje BS_1^2 , vergencia sur y dirección E-O o ONO-ESE, y una esquistosidad longitudinal S_2 , que generalmente buza al norte, subparalela al plano axial de los pliegues. Esta fase produjo diversos estilos de plegamiento según la competencia de los materiales, siendo los asimétricos y los volcados los predominantes.

Esta misma fase Astúrica originó pliegues transversales de dirección N-S o NNE-SSO, ortogonales a los anteriores, en forma de pliegues abiertos muy escasos y una esquistosidad transversa S_3 poco penetrativa. Parece ser que esta fase actuó en dos impulsos cercanos en el tiempo, prácticamente coetáneos.

Movimientos hercínicos tardíos plegaron la esquistosidad S_2 , dando pliegues en V o "Kink folds" a lo largo de un plano S_4 , coaxiales con la primera deformación, por lo que también hubieran podido formarse durante una etapa final de la fase principal.

Aprovechando esfuerzos de tensión se rellenaron las fracturas de cuarzo y se formaron los diques porfídicos y de diabasa.

A partir del Carbonífero y aún dentro de la orogenia Hercínica, toda la región quedó emergida y sometida como país rígido a erosión.

Durante el Triásico la orla meridional de esta plataforma entra en subsidencia, con depósito de sedimentos terrígenos que constituyen el Buntsandstein, en medio fluvio-continental, para proseguir con los depósitos carbonatados, en medios de transición, de las facies del Muschelkalk. El afloramiento de Niebla puede considerarse como el más septentrional de los depósitos originados por esta transgresión.

Con anterioridad a los depósitos del Keuper en facies germano-andaluza cortados en el sondeo del Asperillo y Moguer existen efusiones volcánicas básicas de características muy similares a las que originan las ofitas del Keuper subbético.

Los datos del sondeo anteriormente citados nos indican, que con posterioridad al depósito de las margas y yesos del Keuper hay una nueva transgresión marina con potentes depósitos de calizas, margas y dolomías en serie continua desde el Jurásico inferior al Cretácico superior.

En las figs. 3, 4, 5, 6, 7, mostramos cortes y la reconstrucción esquemática de la paleogeografía de la cuenca del Guadalquivir en el sector estudiado.

Los plegamientos alpinos afectan a estos sedimentos retirándose el mar, e instalándose un sistema erosivo que perdura hasta el Mioceno superior.

Hacia el Tortoniense superior, la cuenca entra de nuevo en subsidencia generalizada, con invasión marina y depósito de la facies transgresiva en medio costero con alta energía y fuertes aportes terrígenos. Posteriormente la pronunciada subsidencia y un posible cambio climático, origina un cambio litológico con depósito de margas que contienen abundante microfauna pelágica y bentónica, y el desarrollo de potencias considerables si bien en superficie el espesor visible es muy reducido.

Al final del Terciario la cuenca comienza una lenta elevación epigeogénica con retirada paulatina del mar y llegada a la cuenca de aportes terrígenos finos, que originan los depósitos de los limos amarillos, con lumaquelas intercaladas, de claro ambiente costero-litoral.

Con la regresión finimiocena gran parte de la cuenca queda emergida siendo erosionadas parcialmente las series andalucenses, si bien, en nuestra zona, la discordancia con la formación suprayacente ("Arenas basales") es muy suave. La retirada del mar al final del Andaluciense no es total en toda la cuenca del Guadalquivir quedando una amplia zona cuyos límites aproximados son los del ámbito de la marisma y sectores adyacentes, en forma de ensenada, que durante el Plioceno y Cuaternario se rellena con los aportes terrígenos de las áreas emergidas, dando lugar a la formación que denominamos Arenas basales de claro ambiente holomarinero.

Al final del Plioceno o posiblemente en el Cuaternario inferior en las áreas que la subsidencia diferencial va dejando emergidas, se instaura un sistema erosivo y de depósito, con arrasamiento generalizado de los sedimentos aflorantes, en un clima árido seco y con una red fluvial tipo "braided" que da origen a la formación roja. El encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario origina el sistema de terrazas descrito en el capítulo 2, así como el glacis actual. La poca compacidad de los sedimentos del Terciario y su constitución litológica, unido a la fuerza del viento en la zona, son el origen de la impresionante barrera dunar que se desarrolla entre Huelva y la desembocadura del Guadalquivir y el sistema de mantos eólicos asociado.

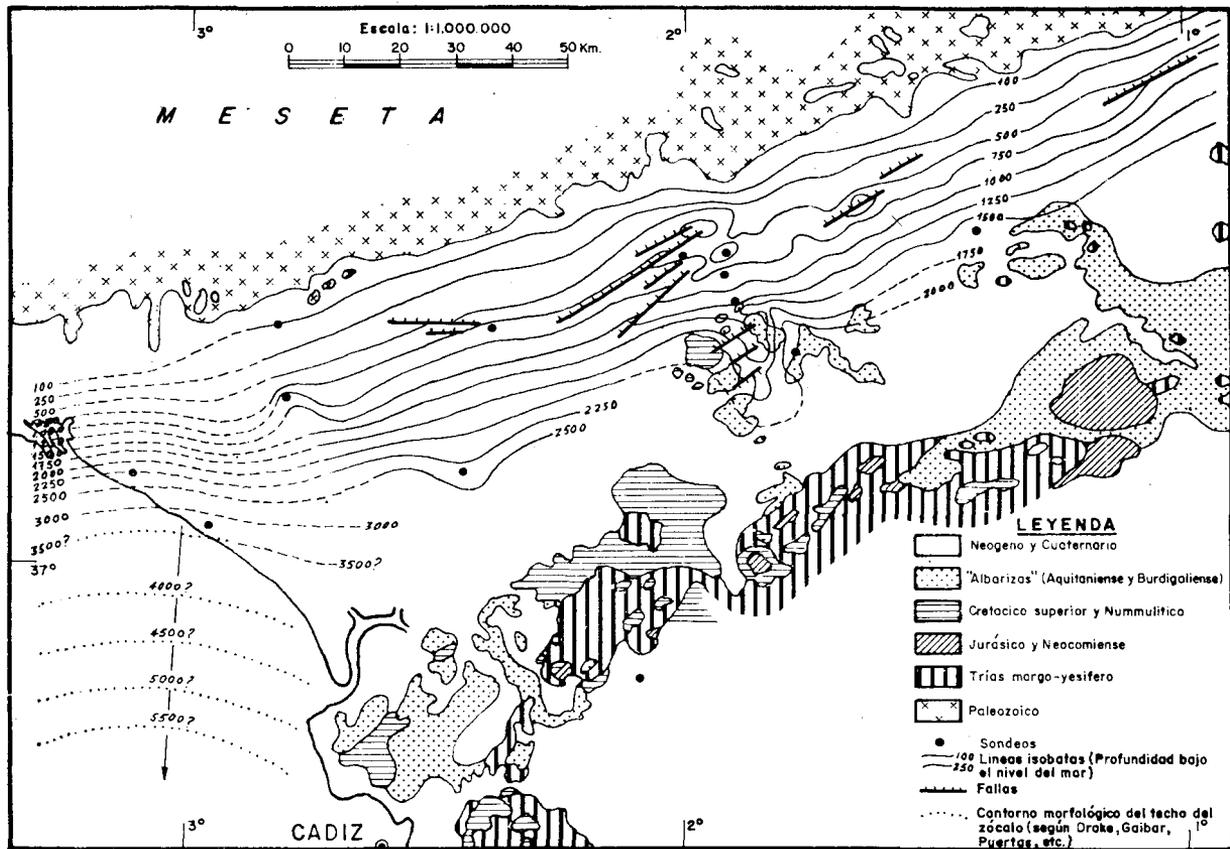


Fig. 3

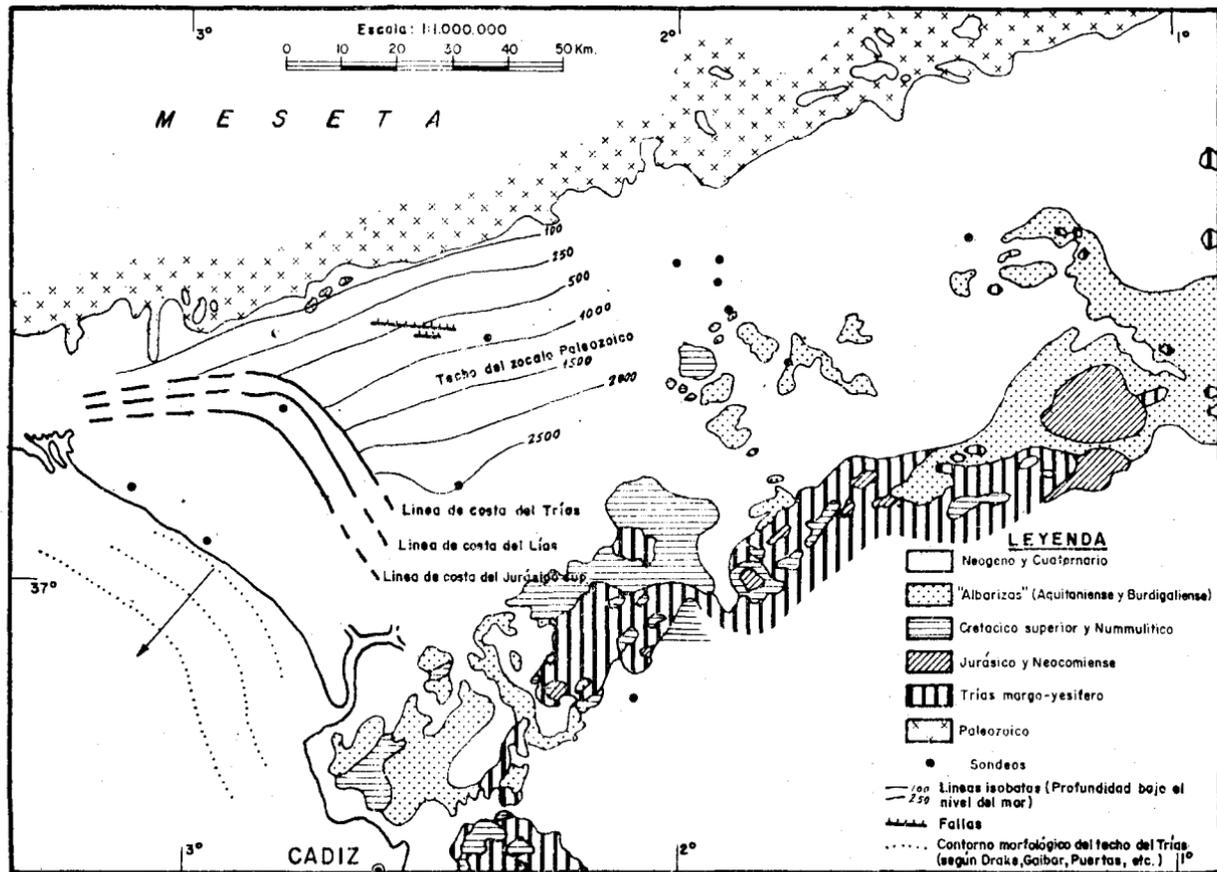


Fig. 4

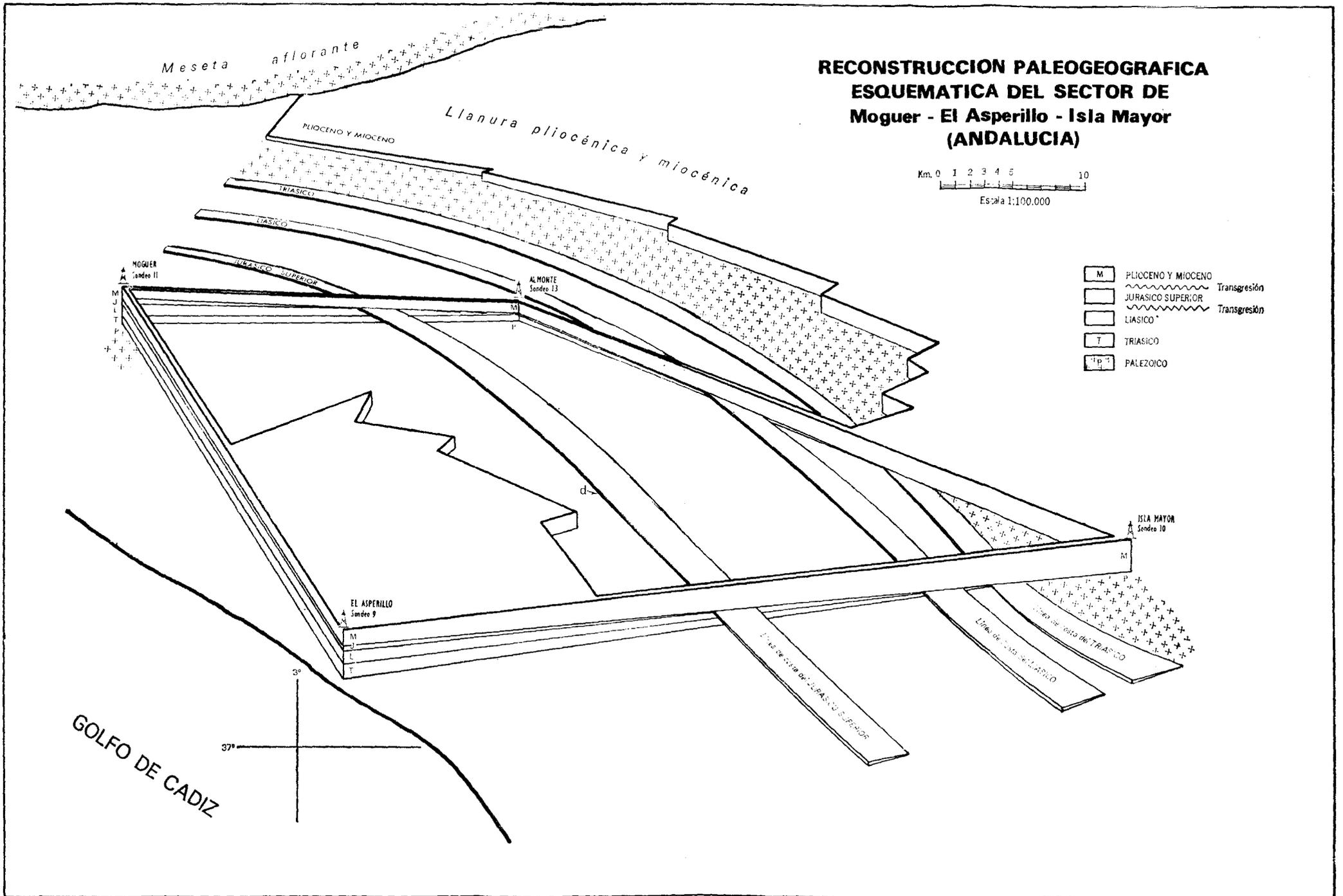


Figura 5

Según E. Perconig

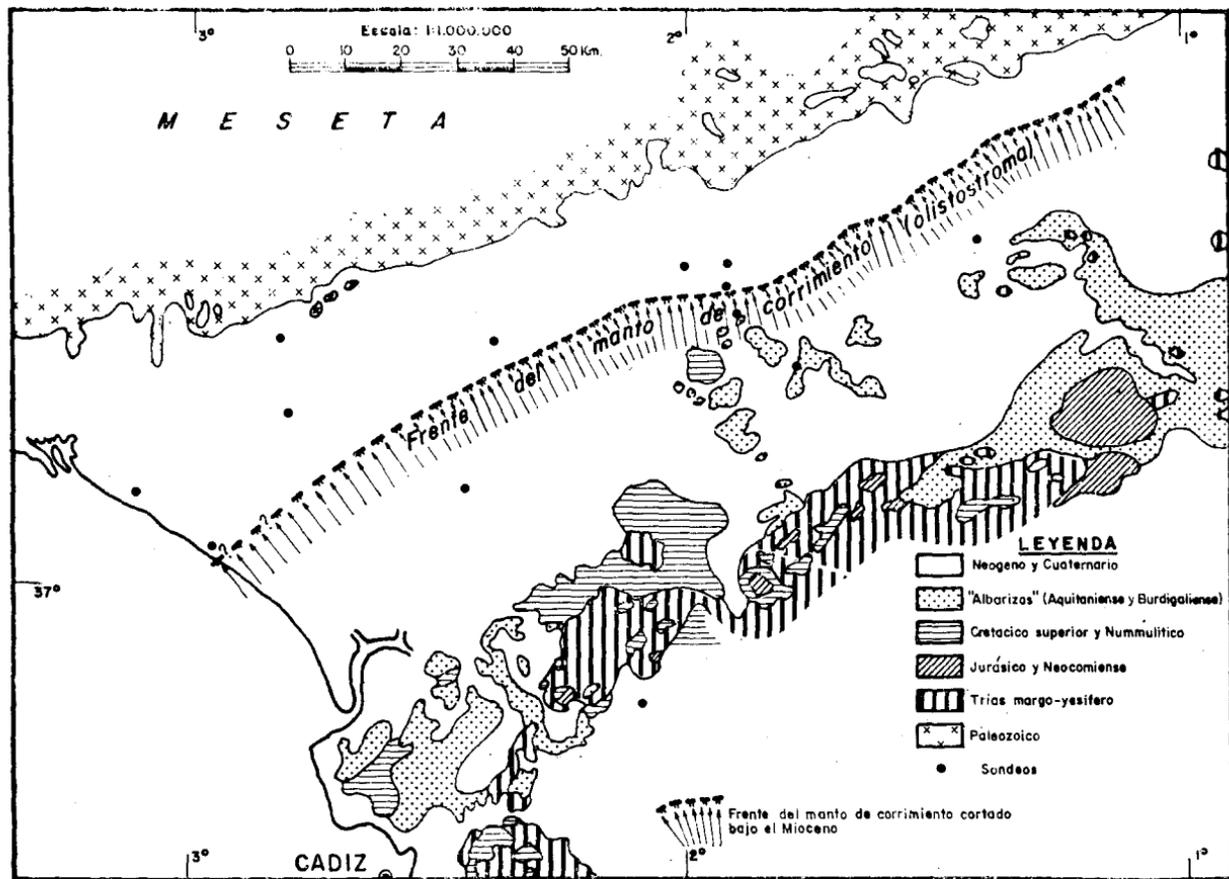


Fig. 6

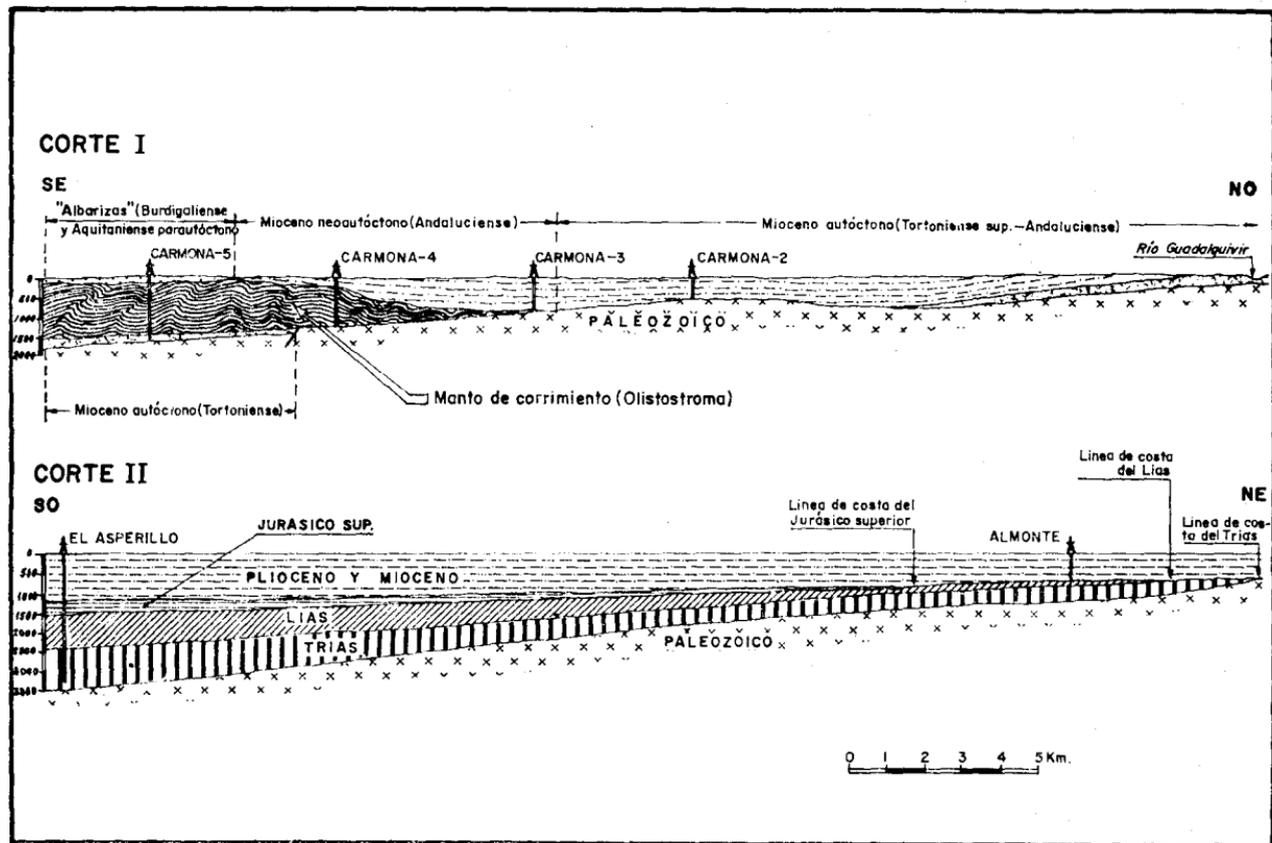


Fig. 7

5 PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

5.1 ROCAS EXTRUSIVAS

Dentro de las rocas ígneas, sólo afloran en esta región las de carácter extrusivo: masivas o piroclásticas. Distinguimos dos tipos de volcanismo en función de su composición: ácido con episodios intermedios y básico.

Para la clasificación hemos utilizado los términos de espilita y queratófido por tratarse de rocas alcalinas, cuyo feldespato esencial es albita, presentándose ésta en la mayoría de las rocas ácidas en cristales maclados límpidos y sin productos de alteración visibles (mineral de epidota, carbonatos, etc.). De todos modos, y puesto que el metamorfismo regional las ha influido directamente en mayor o menor grado (orientación y recristalización mineral), no se descartan otras denominaciones, como son las de metarriolitas sódicas y metabasaltos, dadas por algunos autores para rocas de composición análoga de esta misma región. La elección entre las dos nomenclaturas conlleva un problema genético de mayor envergadura y escala del que se pretende resolver con esta Hoja y en el que están trabajando numerosos científicos desde hace muchos años.

El volcanismo ácido e intermedio está representado por cuarzoqueratófidos, queratófidos y esporádicas rocas cuarzoandesíticas. Los términos piroclásticos están más ampliamente extendidos que las coladas y son tobas cuarzoqueratófidas.

El volcanismo básico está representado casi exclusivamente por lavas, espilitas o diabasas espilíticas, y rara vez aparecen sus equivalentes fragmentarios piroclásticos.

La separación entre las litologías ácidas e intermedias resulta a veces difícil, ya que en general se trata de rocas con cuarzo modal presente, y por tanto sobresaturadas; sin embargo, en muchos casos la presencia de cuarzo está relegada a la matriz y su contenido porcentual es escaso; las hemos llamado entonces queratófidos, utilizando el término cuarzoqueratófido sólo cuando la silicificación de la matriz es importante o el cuarzo aparece formando fenocristales.

Como regla general, y ya que los fenocristales en la mayoría de las veces no sirven como guía debido a la intensa fracturación que presentan, se han asignado como tobas aquellas muestras texturalmente poco homogéneas y con abundante matriz cuarzo-sericítica esquistosa, no microlítica.

5.1.1 Lavas cuarzoqueratofídicas (H $\begin{matrix} \text{A-A} \\ \text{v} \\ 11-12 \end{matrix}$)

Su carácter textural es glomeroporfídico con matriz finogranular, microcristalina y raramente microlítica. Los fenocristales acumulados son en primer lugar de albita maclada y en segundo de cuarzo disperso con golfos de corrosión. La pasta es de composición félsica y está constituida por microcuarzo, albita y feldespato potásico micro y finocristalino, y sericita. El escaso ferromagnesiano primario se halla alterado a clorita y carbonatos; estos dos componentes constituyen además el relleno de amígdalas. Otras rocas de esta composición carentes de fenocristales se hallan totalmente albitizadas y están formadas por microlitos de albita con bordes irregulares y por cuarzo microcristalino. Los componentes accesorios son esfena, mineral de epidota, circón y apatito.

Los efectos de tectonización están poco acentuados: fracturación y extinción ondulantes de los fenocristales y ligera orientación de la matriz.

5.1.2 Lavas queratofídicas (H $\begin{matrix} \text{A-A} \\ \text{v} \\ 11-12 \end{matrix}$)

Aumentan en el contenido de clorita y disminuyen en el de cuarzo con respecto al grupo anterior. Están formadas por fenocristales de plagioclasa alcalina (albita) levemente meteorizada (caolín criptocristalino), la matriz es pilotáxica amigdalar, con microlitos de plagioclasa y clorita. El cuarzo aquí, junto con carbonatos, aparece únicamente rellenando amígdalas o cavidades. Los constituyentes accesorios son: opaco diseminado (sulfuros), mineral de hierro, esfena y apatito.

5.1.3 Lavas cuarzoandesíticas (H $\begin{matrix} \text{A-A} \\ \text{v} \\ 11-12 \end{matrix}$)

Difieren de los cuarzoqueratofidos principalmente en la composición de su plagioclasa que es más cálcica.

Los fenocristales de plagioclasa están a menudo zonados, siempre maclados y se hallan alterados a mineral de epidota (zoisita y clinozoisita). La mesostasis es microlítica intersertal, de plagioclasa y clorita. Otros componentes son opaco (sulfuros), sericita y esfena. La aparición de abundante cuarzo es debido a un proceso de silicificación tardía, apareciendo en cavidades intersticialmente y sustituyendo a los fenocristales de plagioclasa.

5.1.4 Tobas cuarzoqueratofídicas (H T^{A-A}) 11-12

Forman un conjunto de rocas muy abundante y homogéneo en este área. En ellas, los fenómenos de deformación tectónica que acompañan al metamorfismo regional son muy patentes debido a la presencia de vidrio en la pasta, ahora recrystalizado a albita-cuarzo-sericita. Una característica común a todas es la existencia de una matriz fuertemente orientada. El carácter textural es porfidoclástico con matriz microcristalina pizarrosa o filitosa. Los fenoclastos fundamentales son de albita y cuarzo, aunque hay variedades que conservan solamente los de cuarzo y al contrario (tobas queratofídicas). El tamaño y la abundancia de los fenoclastos varía de unas muestras a otras.

La albita nunca está zonada y sí maclada con las leyes de Albita y Carlsbad, aparece fresca o insignificadamente sericitizada o enturbiada por caolín presentando sus bordes netos. La que forma parte de la mesostasis es de grano fino, también maclada y por el contrario tiene los contornos de sus cristales xenomórficos y granulados a albita microcristalina del mismo aspecto que el cuarzo que aparece también asociado a ella en la matriz.

La sericita presenta sus laminillas con orientación paralela, marcando claramente la esquistosidad principal; en algunos casos se dispone en lechós alternantes y siempre rodeando a los fenoclastos; cuando la recrystalización metamórfica es importante (matriz filitosa) se puede observar en estas tobas incluso una segunda esquistosidad de fractura, casi perpendicular que origina una tenue, local e irregular crenulación.

Los efectos de deformación se manifiestan por: la presencia de la mesostasis esquistosa, extinciones ondulante fuertes y, por último, granulaciones y fracturación intensa de los fenoclastos de albita y cuarzo; estas fracturas se utilizan como vías por donde penetran los minerales recrystalizados de la matriz: sericita y cuarzo fundamentalmente.

El carácter leucocrático de estas rocas es general aunque enmascarado por la abundancia de mineral de hierro. La única representación de minerales melanocráticos es la escasa clorita, la esfena y el mineral de hierro. Sólo en algunas muestras se pueden apreciar agregados cloríticos, irregulares y estirados por deformación, o bien biotita cloritizada (tobas queratofídicas).

Más frecuente es la existencia de esfena, en asociaciones granulares, pseudomórficas de ferromagnesianos prismáticos, o en cristales pardos aislados. Igualmente, es destacable el mineral de hierro formando parte de los componentes principales; en numerosas ocasiones se halla en pulverizaciones orientadas o sustituyendo al mineral opaco. Un accesorio habitual es el circón, se presenta en cristales dispersos con bordes bastante idiomórficos.

La aparición de apatito, por el contrario, es accidental.

5.1.5 Lavas espilíticas (H vb^{A-A}) 11-12

Su textura es porfídica con matriz microlítica intersertal, a menudo amigdalar. Los fenocristales de plagioclasa alcalina albítica pueden presentar frecuentes inclusiones de minerales de epidota (en masas criptocristalinas), sericita y carbonatos. La mesostasis es dominante, posee microlitos de albita orientados y en ella abundan los minerales retrometamórficos: clorita-carbonatos (calcita y dolomita)-esfena-epidota-sericita. El relleno de las vacuolas lo forman precisamente estos componentes y esencialmente la clorita, mineral de epidota, cuarzo y calcita. Aparecen amígdalas alargadas poli o monominerales, con cualquiera de los minerales citados: agregados de clorita dispuestos radialmente, cuarzo de grano fino, a veces bien desarrollado (mediogranular), zoisita en prismas idiomórficos euhedrales y maclados y grandes placas de calcita maclada. En muchos casos el contenido amigdalar es polimineral con dos o más elementos y se ve afectado por la tectónica.

Ocasionalmente es apreciable la esquistosidad principal por la segregación y orientación de la clorita acompañada de esfena y de minerales de hierro; no se observa con claridad en ningún caso la segunda que se ve en los materiales pelíticos y tobas ácidas de la zona.

Algunas muestras presentan una cristalinidad muy elevada, con o sin fenocristales y otras están fuertemente transformadas a productos metamórficos y metabasitas. En ambos casos, aunque por diferentes causas (textura dolerítica y desaparición de caracteres primarios) se podría tratar de rocas subvolcánicas o filonianas (diabasas espilitizadas).

Los componentes accesorios no citados son mineral opaco, apatito y circón.

5.2 ROCAS FILONIANAS

Las rocas filonianas que se encuentran atravesando los materiales paleozoicos de la Hoja, se pueden separar en tres grupos perfectamente diferenciados: Diques básicos de carácter diabásico, diques ácidos porfídicos y diques de cuarzo. Estos grupos presentan transformaciones tardías que borran parte o la casi totalidad de la paragénesis ígnea original.

a) Diques básicos (Fe³)

Están representados por diabasas totalmente alteradas y cuya minera-

logénesis primaria se halla completamente sustituida por productos autometamórficos (metabasitas). La textura es porfídica residual; los fenocristales de plagioclasa están reemplazados por cuarzo con fuertes efectos de deformación, y el componente máfico por láminas de mica blanca y clorita con pequeñas exoluciones de esfena. Los carbonatos y el mineral de hierro son también de origen secundario; el único constituyente primitivo que se conserva es el apatito.

La potencia oscila entre 50 cm y 10 m predominando los comprendidos entre 7 y 10 m y muy micáceos en general por la alteración total que presentan.

b) Diques porfídicos ácidos (FO³)

A ellos pertenecen unos pórfidos de composición granítica-grandioítica afectados por procesos tardimagmáticos neumatolíticos de greisenización. Cuando esta acción tardía es de débil intensidad, se pueden apreciar fenocristales de cuarzo y plagioclasa alcalina sericitizada y levemente caolinizada, en una mesostasis finogranular, con esferulitos de cuarzo y albita micrográficos, y en la que abundan las pajuelas de mica blanca (alteración moscovítica predominante). La escasa clorita (derivada del ferromagnesiano), el mineral de hierro y el apatito son los componentes accesorios de la roca. En otros casos, cuando el fenómeno neumatolítico es más importante, se llega a borrar el carácter textural primario, que ahora es granoblástico heterogranular, y gran parte de la mineralogía original se ve sustituida por la nueva paragénesis estable de cuarzo, mica blanca, sericita y turmalina, conservándose únicamente albita residual y circón accesorio. En este caso se puede hablar ya de un endogreisen.

Aspecto masivo, color rosado y potencia comprendida entre 7 y 15 m.

c) Diques de cuarzo (Fq³)

Son de color blanco, aspecto lechoso, pequeña potencia (50 cm a 3 m) y dirección variable, predominando la comprendida entre N 90-110° E sobre la N 45° E. También se reconoció algún dique silicificado de 8 m de potencia, constituido por una roca monomineral de cuarzo microcristalino a prismático.

Superficialmente presenta óxidos de hierro y algunos, con óxidos de manganeso y sulfuros, han dado lugar en ocasiones a mineralizaciones económicas.

En los diques de cuarzo y en los porfídicos la tectonización está poco acusada.

5.3 ROCAS METAMORFICAS

Todos los materiales paleozoicos, tanto volcánicos como sedimentarios, representados en la Hoja, han sufrido un metamorfismo regional hercínico, esencialmente de carácter dinámico, de bajo grado correspondiente a la facies de los esquistos verdes, en la epizona superior o zona de la clorita 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 intensidad de este metamorfismo, aunque en general es muy escasa, varía notoriamente de unas rocas a otras según su naturaleza, evidenciándose mejor en las muestras pelíticas que en las detríticas y lávicas.

Los materiales sedimentarios se transforman por este metamorfismo en pizarras y metagrauwacas, existiendo toda una serie gradual de tránsito de unos términos a otros, sobre todo en el Viseense.

No existen a grandes rasgos, diferencias entre las pizarras del C.V.S. y las pizarras basales del Viseense.

Las rocas pelíticas pasan a pizarras poco recrystalizadas, sin llegar casi nunca a formar tipos filitosos. Los componentes comunes son material micáceo, sericita y esporádicos clorita, biotita y mica blanca y cuarzo. Como accesorios entran a formar parte la albita, mineral de hierro, grafito, opaco, turmalina, circón y raro rutilo y apatito. La aparición de mineral opaco, fundamentalmente pirita, suele ser casual; se presenta con formas cúbicas bien definidas, levemente afectado por la tectónica y con cuarzo y clorita en su entorno como sombras de presión. El cuarzo, a menudo se encuentra en microfisuras que cortan las estructuras o en segregaciones prismáticas a favor de la esquistosidad.

Según la proporción relativa de los constituyentes principales, se distinguen los tipos litológicos siguientes: pizarras, pizarras pelíticas, pizarras limolíticas y pizarras arenosas. Cualquiera de ellas, pero sobre todo las primeras, pueden ser altamente grafitosas (colores grises o negruzcos macroscópicamente) y/o ferruginosas (tintes pardo-rojizos). Tanto el grafito como el mineral de hierro (óxidos y/o hidróxidos) impregnan las láminas micáceas marcando la orientación de la roca. En las pizarras limolíticas y arenosas aumenta el contenido en cuarzo y más esporádicamente en feldespato (albita) detríticos, (de tamaño limo o arena respectivamente) diseminados de modo homogéneo por la muestra o excepcionalmente dispuestos en lechos.

Puesto que las manifestaciones metamórficas son débiles, es relativamente frecuente hallar restos de estructuras sedimentarias, estratificación

normal, laminaciones cruzadas e incluso, modificaciones producidas por corrientes de turbidez.

La estratificación se pone de manifiesto por la presencia de niveles con diferentes contenidos en cuarzo y/o grafito. La esquistosidad principal forma con la anterior un ángulo aproximado de 30° y produce orientación mineralógica y recristalización de la sericita y el cuarzo principalmente. Una segunda esquistosidad de fractura, poco penetrativa y tanto más irregular en cuanto la roca se va haciendo más detrítica, se desarrolla casi perpendicularmente a la anterior; su acción, no siempre visible, genera deslizamientos y crenulaciones suaves.

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.

Aunque no existen rocas ni paragénesis de metamorfismo de contacto en la zona, sí se han encontrado accidentalmente algunas muestras de pizarras con turmalina de neoformación en secciones prismáticas longitudinales aisladas o en haces radiales. Ello puede ser debido a causas locales como la presencia cercana de diques de composición ácida afectados por acciones neumatolíticas tardías.

Las rocas metasedimentarias detríticas de grano más grueso proceden de grauvacas. En aquellas que poseen matriz escasa, la intensidad de metamorfismo es tan baja, que no se llegan a producir recristalizaciones importantes, y sí sólo una ligera orientación mineralógica. La esquistosidad principal es entonces de fractura y los efectos de la segunda no son observables. Por el contrario, en las rocas con matriz más abundante, como por ejemplo las de la formación del Guijo (del C.V.S.), la acción metamórfica es más perceptible.

Como norma, las variaciones entre las metagrauvacas, son ocasionadas por las diferencias en la relación clastos/matriz o por insignificantes cambios en la proporción de la naturaleza de los clastos. Dentro de las estudiadas, predominan las de tamaño fino a medio (100 a 600 μ), medianamente seleccionadas e integradas por granos angulosos y subangulosos de fragmentos de roca y cristalinos. Entre los segundos, destacan en orden de abundancia, los de cuarzo, feldespato (albita) y subordinados de mica blanca, biotita y clorita y como accesorios: opaco, turmalina, rutilo, circón, apatito y accidentalmente colofana.

La composición de la unidad fragmentaria lítica es de dos tipos, por un lado rocas metamórficas predominantes: pizarras, filitas, cuarcitas y esporádicos de chert y radiolaritas, y por otro, clastos volcánicos y subvolcánicos de cuarzoqueratófidos, queratófidos, diabasas y espilitas.

Los tonos oscuros en la muestra de mano son ocasionados por estos fragmentos de rocas (pizarras ferríferas, grafitosas y volcanitas básicas con clorita abundante). Su extensión es muy amplia, ocupan en muchas ocasiones más del 70 % de la muestra. Cuando el fenómeno metamórfico se hace relativamente más acusado, los granos de pizarras y la matriz sericítica se confunden, existiendo un tránsito insensible de unos a otra; de esta forma se pasa gradualmente a pizarras arenosas e incluso limolíticas. La alternancia entre pizarras y metagrauvascas se puede apreciar hasta escala microscópica.

La existencia de cuarzitas está restringida a la formación de El Guijo; se trata de términos muy impuros feldespático-carbonatados.

6 METALOGENIA

6.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS

La Hoja de La Palma del Condado pertenece desde el punto de vista metalogénico, al extremo SE de la Faja Pirítica, en la que las metalizaciones se hallan exclusivamente en el llamado Complejo Volcánico Sedimentario.

Aunque en la formación del Guijo perteneciente a dicho C.V.S. no se han encontrado indicios superficiales, ni existen grandes afloramientos volcánicos, tiene dicho nivel, en otras zonas de la Faja Pirítica, gran importancia minera (Formación Atalaia con el yacimiento de Santo Domingo en Portugal).

La génesis de los yacimientos de sulfuros masivos del cinturón pirítico del SO ha suscitado desde el pasado siglo grandes discusiones y originado diversas teorías. Las dos principales hipótesis sobre reemplazamiento hidrotermal y sobre inyección magmática han sido abandonadas y dado paso a la teoría volcánico-sedimentaria (RÖMER, 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 entre 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 reduciría así:

Con el volcanismo submarino que se origina a través de fracturas, se producirían vapores sulfurosos que se disolverían en el agua. Las bacterias existentes en cuencas de ambiente reductor, producirían el ión sulfuro S^{2-} que se combinaría 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, cuya deposición pudo hacerse en condiciones de tranquilidad cerca de los focos de emisión (en ausencia de corrientes o deslizamientos), o por el contrario, con movimiento del fondo de la cuenca, redepositándose a distancias variables de su fuente de origen. Los que sufrieron mayor transporte muestran estructuras sedimentarias como "slumping", estratificación gradada, etc.

Los yacimientos sufrieron posteriormente modificaciones debidas al plegamiento hercínico y a procesos de alteración y removilización.

Los procesos de meteorización durante el Secundario y Terciario originaron las monteras de hierro oxidadas o gossan (constituido principalmente por hematites, goethita y limonita) y un enriquecimiento secundario de los criaderos en la zona de cementación, concentrándose el cobre en forma de calcosina y covellina.

6.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

Los depósitos de manganeso también de origen singenético sedimentario se encuentran estrechamente ligados a las masas de sulfuros y situados como éstos en el Complejo Volcánico Sedimentario. En la Faja Pirítica estos criaderos en general se presentan al exterior asociados a jaspes.

En la Hoja de La Palma las explotaciones de manganeso son antiguas y de poca importancia y se localizaron bien en las capillas de manganeso de 1 a 10 cm de potencia sobre las pizarras, buscando el manganeso de origen singenético (óxidos y peróxidos), bien en filones de cuarzo en fracturas de tensión, tanto en terrenos del C.V.S. como del Viseiense superior, lo que implica una removilización del manganeso a partir de los terrenos del C.V.S. infrayacentes. En este caso la mineralización es de Fe-Mn (pirolusita más o menos ferruginosa).

6.3 YACIMIENTOS FILONIANOS

Las distintas mineralizaciones filonianas que aparecen en el ámbito de la Hoja, son de origen hidrotermal, de baja temperatura y relacionadas con fracturas y diques.

Dentro de los yacimientos filonianos que se describen en el apartado de Minería, se ha dedicado especial atención a la mina de sulfuros complejos del Acebuchal del Grupo del Río Corumbel, la más importante de la zona, sobre la que se realizaron grandes labores en los siglos pasado y actual, y que tanto porvenir puede tener todavía.

La paragénesis reconocida en muestras pulidas es la siguiente:

Minerales principales: Pirita, galena, blenda, cuarzo...

Minerales accesorios: Pirrotina, calcopirita, marcasita y carbonato.

Los dos minerales más abundantes (pirita y galena) pueden presentarse en forma masiva o en agregados de finos cristales, en los que la galena ocupa generalmente una posición intersticial, aunque también aparece incluida en pirita o incluso sustituyéndola; forma también, junto con marcasita y carbonato, el relleno de microfisuras en pirita.

La blenda aparece también en forma masiva, pero sobre todo como inclusiones en las anteriores especies. La escasez de sus reflexiones internas y el tono rojizo de las menas indica un contenido en Fe relativamente elevado, propio de una temperatura alta de formación. La pirrotina, relativamente abundante, suele formar cristales diseminados o masas mayores (ya casi totalmente sustituidas); es frecuente su sustitución por agregados de marcasita, pirita y el todavía poco conocido "producto intermedio". La calcopirita —frecuentemente asociada a galena— suele formar inclusiones en los tres primeros componentes citados.

Las texturas observadas sugieren la posible existencia de dos generaciones de pirita, de las cuales la primera se caracterizaría por estar bien cristalizada y la segunda por formar agregados de pequeños cristales, con galena intersticial; ésta puede llegar a sustituir a la primera pirita. Asimismo es característica también la sustitución parcial de pirrotina por marcasita y pirita, que podría corresponder a un aumento de la presión parcial de azufre, en zonas supuestamente hidrotermales de menor temperatura.

Se obtuvieron leyes del 70% de Pb y 1.000 gramos de Ag por tonelada y concentrados de blenda con 40% de Zn. El exceso de pirita ha permitido que estos criaderos no se hayan explotado con la intensidad merecida y así hayan llegado hasta nuestros días una metalizaciones muy interesantes, valorizadas también con unos trabajos de preparación ya realizados, nada despreciables.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA

Dentro del área estudiada se han localizado más de veinte puntos en los que se han efectuado labores mineras, respresentadas todas ellas en la cartografía geológica; pero vamos tan sólo a describir las más importantes y representativas del conjunto.

Cabe distinguir los siguientes tipos de mineralización:

- Yacimientos de manganeso.
- Yacimientos filonianos de mispíquel.
- Yacimientos filonianos de sulfuros complejos.

7.1.1 Yacimientos de manganeso

Los yacimientos de manganeso se encuentran única y exclusivamente distribuidos dentro de la formación del Guijo, perteneciente al Complejo Volcánico Sedimentario y son de escaso interés económico.

La mineralización constituida principalmente por óxidos y peróxidos de manganeso (pirolusita), se presenta en las pizarras del C.V.S. en forma de pequeñas capas de 1 a 10 cm de potencia y extensión lateral de hasta varios metros. Citamos entre otros los siguientes registros: Raboconejos frente a la bodega, Casas de Juan de Mora, Cabezo de los Caños, Cabezo Partido, Cabezo de la Minilla (coordenadas X:335.900; Y: 324.850) y el más importante con varios pozos y calicatas el Cabezo de la Mina en el Guijo (coordenadas X: 341.000; Y: 325.625), con capillas de manganeso de 2 a 7 cm en dirección N 105° E, interestratificadas con pizarras e incluso manganeso asociado a jaspe rojo y cuarzo.

Rara vez la mineralización va asociada a cuarzo filiniano en dirección N-S, como es el caso de la Mina del Carrizo (coordenadas X: 328.400; Y: 325.350), situada en la misma Rivera del Castaño con una galería en dirección N-S inundada y cubierta por zarzas y con la siguiente paragénesis: cuarzo, pirita, peróxidos de manganeso, óxidos de hierro, mispíquel y galena o estibina.

Resumiendo, la paragénesis en los registros de manganeso está constituida por óxidos de brillo metálico, peróxidos deleznable y tiznables en concreciones o en pequeñas gotas o verrugas (pirolusita) y óxidos de hierro (goethita y limonita).

7.1.2 Yacimientos filonianos de mispíquel

Se hallan asociados a diques de cuarzo de dirección N 100-110° E y N 0°-15° E y a diques porfídicos de dirección N 80-100° E, encontrándose indistintamente en el C.V.S. o en las pizarras basales carboníferas.

Asociados a diques de cuarzo citamos entre otros los siguientes registros: Mina del Carrizo anteriormente descrita, Valle Juncal, Registro del Moro en la carretera de Niebla y los registros de Las Zorreras y del Olivar en las proximidades de la carretera de La Palma al Berrocal. En esta última se describen las siguientes minas:

a) Mina de la Peña Caballera. Coordenadas X: 347.000; Y: 320.700.

Paraje: Situada al sur de la Casa Comandanta.

Paragénesis: Mispíquel, pirita, calcopirita, cuarzo, y posibles sulfosales de plomo y antimonio.

Roca de caja: Pizarras de la formación del Guijo del C.V.S.

La mineralización arma en un crestón de cuarzo de 3 m de potencia de dirección N 110° E entre pizarras del C.V.S. Al pie del crestón existe un pozo inundado que llegó a los 15 m de profundidad.

b) Pozo de la Charca de los Patos. Coordenadas X: 345.350; Y: 320.350.

Paraje: Al norte del Cortijo de los Cuquiles.

Paragénesis: Mispíquel, pirita, covellina, óxidos de Mn y óxidos de Fe.

Roca de caja: Dique porfídico greisenizado.

La mineralización arma en un dique porfídico con mica blanca y cuarzo, de 7 m de potencia y dirección N 80-100° E, entre las pizarras basales carboníferas. Existe un pozo de 5 m de profundidad.

c) Mina del Piperero. Coordenadas X: 345.425; Y: 321.150.

Paraje: Al este del Molino del Rincón (en el río Tinto).

Paragénesis: Mispíquel, pirita y óxidos de hierro.

Roca de caja: Dique silicificado y cuarzo.

Existen varias calicatas y pozos de 10 m de profundidad efectuados sobre un dique silicificado y cuarzo de 8 m de potencia y dirección N 100-110° E, entre pizarras basales carboníferas.

Resumiendo, la paragénesis en los registros de mispíquel está constituida fundamentalmente por mispíquel de color gris plateado, pirita y óxidos e hidróxidos de Fe y Mn.

7.1.3 Yacimientos filonianos de sulfuros complejos

Las minas del Río Corumbel situadas en la zona en que se unen los

términos municipales de Villalba, Paterna y Manzanilla constituyen un campo filoniano con interesantes mineralizaciones complejas. Se trata en todas ellas de filones de cuarzo de origen hidrotermal, de baja temperatura, con direcciones aproximadas E-O y longitud entre 5 y 6 Km. El cuarzo tiene color blanco lechoso, si bien es frecuente encontrarlo teñido de rojo por su contenido en óxido de hierro.

Dentro del área estudiada está el extremo occidental de esta corrida con la mina del Acebuchal, también denominada Gupo Aragón y Minas del Corumbel (correspondiente al grupo de la antigua concesión "Las Completas"), la más importante del conjunto y sobre la que se realizaron las labores más extensas en los siglos pasado y actual. Vamos a describirla.

a) Mina del Acebuchal. Coordenadas X: 349.125; Y: 321.825.

Paraje: En el término municipal de Villalba de Alcor, en la Dehesa Acebuchal.

Paragénesis: Galena, blenda bastante argentífera, pirita masiva calcopirita, óxidos de hierro y como ganga cuarzo y carbonatos.

Roca de caja: Pizarras del C.V.S. de dirección N 90-95° E, casi verticales.

Se hicieron dos pozos que se comunicaron con una galería y se unió mediante un socavón la ladera izquierda del río con uno de los pozos. El río Corumbel pasa dos veces por encima de las labores. Las potencias reducidas varían de 8 a 12 cm mitad galena y mitad blenda, siendo hacia el este donde aumenta la mineralización, habiéndose alcanzado incluso una potencia de 40 cm para la galena. Existen galerías que corren en dirección E-O y la explotación tuvo lugar por realces.

Se instaló un lavadero con trituradoras, molinos, cribas, mesas, etc., pero se tropezó con la dificultad de obtener concentrados de galena y blenda de alta ley por el exceso de pirita. Las labores pararon en 1909 al haber sufrido el precio del plomo una bajada en el mercado (PINEDO VARA, 1963).

7.2 CANTERAS

Dentro de los terrenos paleozoicos se han explotado canteras para áridos en rocas básicas. (Km 12 de la carretera de Valverde a La Palma del Condado y en el Km 45 del ferrocarril minero de Riotinto), en lavas ácidas (proximidades del río Corumbel), en el dique porfídico de la carretera de La Palma al Berrocal y en menor intensidad en las grauvacas groseras carboníferas (cercanías de Beas, Candón, Niebla y Puente Gadea).

Son importantes las canteras localizadas en los alrededores de Niebla, donde se explotan las calizas biogénicas de la "facies transgresiva" para fabricación de cemento. Igualmente las margas azules en sus tramos basales son motivo de intensa explotación en todas las localidades situadas en la margen izquierda del Tinto, para la fabricación de materiales de construcción y cerámica.

Actualmente la mayor cantera es la situada al sur de Niebla donde las dolomías y sobre todo la colada basáltica son motivo de intensa explotación, empleadas como áridos en la construcción de la autopista Sevilla-Huelva y la carretera de la costa.

La formación roja y las arenas basales son motivo de pequeñas y esporádicas explotaciones como áridos para construcción.

7.3 HIDROGEOLOGIA

La zona que ocupa el Paleozoico se caracteriza por la carencia de acuíferos importantes debido a la poca permeabilidad de los materiales.

La serie volcano-sedimentaria con sus intercalaciones de lavas o tobas con pizarras, es impermeable y en cuanto al Carbonífero, la alternancia de tramos pizarrosos (impermeables) con tramos detríticos (permeables) de poca potencia, no permite la acumulación de agua, por lo que la poca que se aprovecha es superficial o de fractura.

Debido además a la evapotranspiración de las numerosas plantaciones de eucaliptus que limitan aún más las pocas reservas de agua, vemos que el Paleozoico 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.).

La hidrogeología del Mesozoico y las series terciarias es compleja. Los afloramientos del Mesozoico son escasos, y su posición estratigráfica entre el Carbonífero poco permeable y las calizas y/o areniscas calcáreas de la transgresión permeables y con mayor afloramiento superficial hace posible que en profundidad sean un buen acuífero en carga. No se conocen pozos destinados a la posible explotación de este acuífero.

Dentro de las series terciarias, las calizas de la transgresión son indudablemente las que por su constitución litológica, presentan mayores posibilidades como acuífero. Pero de hecho los pozos realizados en esta formación suministran caudales poco importantes debido por una parte a que en la margen derecha del Tinto donde se apoyan directamente sobre el Paleozoico, su buzamiento original y el que el nivel del río discurre por debajo de

la discordancia entre ambos tramos, origina un drenado continuo del posible acuífero.

En la margen izquierda la "facies transgresiva" se apoya indistintamente sobre el Paleozoico o sobre el Mesozoico. En ambos casos el afloramiento de la serie es escaso si bien dado su ligero buzamiento al sur-sureste, pueden sufrir recarga por las aguas del Tinto. No se conocen pozos que exploten este posible acuífero dentro de la zona.

Las margas azules y los limos amarillos, se comportan como series prácticamente impermeables, sin embargo son numerosísimos los pozos que intentan alumbrar agua de esta formación dado su interés agrícola como tierra de cultivo. La mayoría de estos pozos son absolutamente negativos, con pequeños aforos, algunos situados en los tramos más terrígenos de los limos amarillos.

Las arenas basales y la formación roja podrían constituir por su composición, porosidad y posición estratigráfica magníficos acuíferos pero su escasa potencia y reducido afloramiento las descarta en cuanto a un mayor interés hidrogeológico.

Los sistemas de terrazas si bien tienen amplia representación cartográfica, las potencias son pequeñas y su ubicación, mayoritaria sobre el Paleozoico, condiciona la posibilidad de pequeños pozos (2-4 m) con escaso aforo.

8 BIBLIOGRAFIA

- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de El Cerro de Andévalo (núm. 937)". *I.G.M.E.*
- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de Nerva (núm. 938)". *I.G.M.E.*
- BARD, J.P. (1969).— "Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale: 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.

- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1974).— "Aperçu sur la province pyriteuse sud-ibérique. *Centenaire de la société géologique de Belgique*. Gisements stratiformes et provinces cuprifères". Liege, pp. 287-315.
- BOOGAARD, M. Van Den (1963).— "Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal". *Geol. Mijnb*, núm. 42, pp. 248-259.
- BOOGAARD, M. Van Den (1967).— "Geology of the Pomarão region (Southern Portugal)". *Doctoral Thesis. Univ. of Amsterdam*. Rotterdam. Deltro, 113 p.
- BOOGAARD, M. Van Den y SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Conodonts faunas from Portugal and Southwestern Spain". *Scripta Geolog.*, núm. 28, pp. 1-43.
- BOUMA, A.H. (1962).— "Sedimentology of some flysch deposits". *Elsevier*, Amsterdam, 168 p.
- CARANTINI, C.; VIGUIER, C. (1973).— "Etude palynologique et sédimentologique des sables Holocenes de la falaise littorale d'El Asperillo (Huelva)". *Est. Geol.* vol. XXIX C.S.I.C. Madrid.
- 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". *Neun. y Notic.*, núm. 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 Rosa de Luna Area II. I.G.M.E.* pp. 91-145.
- CARVALHOSA, A. O da (1961).— "Contribuição para o estudo dos ofiolitos de Baixo Alentejo. Espilotos da região de Castro Verde-Messajana". *Com. Serv. Geol. Portugal*, núm. 45, pp. 371-390.
- CLIFTON, E.; HUNTER, R.; PHILLIPS, L. (1971).— "Depositional structures and processes in the non-barted Heigh-energy nearshore". *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 41, núm. 3, pp. 651-670.
- CRUZ GASPAS, O da (1961).— "Associação genética dos espilotos com os jazigos de manganés de Baixo Alentejo". *Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 15, pp. 177-196.
- DESPREZ, D. y SOLER, E. (1970).— "Les minéralisations pyriteux et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva". *Bull. B.R.G.M.* Paris, sect. II, núm. t, pp. 5-16.
- DOETSCH, J. (1957).— "Esbozo geoquímico y mineralogenético del criadero de piritas "Las Herrerías" Puebla de Guzmán (Huelva)". *Bol. Inst. Geol. Mins. 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, núm. 959". *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 77, pp. 187-202.
- FEBREL, T. (1966).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de Calañas (núm. 959)". *I.G.M.E.*
- FEBREL, T. (1967).— "Estratigrafía, Tectónica y Petrografía de la zona de Calañas (Huelva)". *Enadimsa*, Madrid.
- 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. 93-124, Salamanca.
- GAVALA, J. (1936).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 1.017, El Asperillo". *IGME*, Madrid.
- GAVALA, J. (1949).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 1.018, El Rocío". *IGME*, Madrid.
- GAVALA, J. (1952).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 1.033, Palacio de Doñana". *IGME*, Madrid.
- GONZALO Y TARIN, J. (1878).— "Reseña geológica de la provincia de Huelva". *Bol. Com. Mapa Geol. de Espa.*, Madrid.
- GONZALO Y TARIN, J. (1886-1887).— "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva". *Mem. Com. Mapa Geol. de Esp.*, Madrid.
- HOLLINGER, R. (1958).— "Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva". *Tesis Geol. Inst. Munster*.
- HORIKOSHI, E. (1969).— "Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-Type Deposits in the Kosaka. Distric, Japan". *Mineral Deposita* (Berlín), 4, pp. 321-345.
- 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.
- KLOCKMAN, F. (1894).— "Ueber die lagerartige Natur des kiesvorkommen des südlichen Spaniens und Portugals". *Sitzber, d. k. preuss. Akad, Wiiss. Berlín*. v. 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.
- LECOLLE, M. (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.
- LECOLLE, M. (1972).— "Sucesion lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva; positions des minéralisations manganésifères et pyriteuses". *C.R. Acad. Sci. Paris.* t. 274, pp. 505-508.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1973).— "Métallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyritocuprifère sud-Ibérique". *C.R. Acad. Sci. Paris,* t. 276, pp. 141-144.
- LECOLLE, M.; ROGER, G.; AYE, F. y MOLIERE, P. (1977).— "Amas sulfurés volcano-sédimentaires. La ceinture sud-Ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole mediana". *Université Pierre et Marie Curie.* Paris, 387 p.
- MAGNE, J.; VIGUIER, C. (1970).— "Stratigraphie du Néogène de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona". *Bulletin de la Société Géologique de France.* T. XII, pp. 200-209. Paris.
- MALDONADO, A. (1972).— "El delta del Ebro". *Boletín de Estratigrafía. Facultad de Ciencias.* Barcelona.
- MENENDEZ AMOR, J. (1964).— "Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva". *Estudios Geológicos. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C.* vol. XX, pp. 183-186, Madrid.
- 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. IGME,* t. 58, 3ª serie, Madrid.
- MUÑOZ CABEZON, C.— "Memoria del Sondeo núm. 9 "El Asperillo". Comisión de Investigaciones Petrolíferas "Valdebro". Madrid, septiembre 1967 (inédito).
- PASSEGA, R. (1957).— "Texture as characteristic of clastic deposition". *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists.* V. 41, núm. 9, pp. 1952-1984.
- PASTOR, F. y LEYVA, F.— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 núm. 1.000. Moguer", *IGME,* Madrid, 1974.
- PERCONIG, E. (1962).— "Livres à la mémoire du professeur Paul Fallot. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe". *Société Géologique de France,* T.I. Paris.
- PERCONIG, E. (1964).— "El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno". *II Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo*

- (Sabadell-Madrid). *Cursillos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada C.S.I.C.* fasc. IX, pp. 218-229, Madrid.
- PERCONIG, E. (1966).— "Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico andaluzense para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina". *Notas y comunicaciones IGME*, vol. 91, pp. 13-40, Madrid.
- PERCONIG, E. (1966).— "Sull'esistenza del Mioceno Superiore in facies marina nella Spagna meridionale". *III Reunión C.N.M.S.*, pp. 288-303, Berna.
- PERCONIG, E. (1968).— "Biostratigrafía della sezione di Carmona in base al foraminiferi planctonici". *Giornale di Geología. IV Congreso Intern. de Geología*, vol. 35, pp. 191-218, Bologne.
- PERCONIG, E. (1971).— "Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta". *ADARO, Revista de Micro-paleontología*, vol. 29, pp. 309-323, Madrid.
- PERCONIG, E. (1974).— "Informe Geológico sobre el Sustrato de la parte Occidental del Valle del Guadalquivir. E.N. ADARO (Div. de Geología) (inédito).
- PEREZ MATEOS, ORIOL RIBA (1961).— "Estudio de los sedimentos Pliocenos y Cuaternarios de Huelva". *II Reunión de Sedimentología C.S.I.C.* p. 88-94, Madrid.
- PFEFFERKORN, H.W. (1968).— "Geologie des Gebietes zwischen Serpa un Mértola (Baixo Alentejo, Portugal)". *Munst. Forsch. Geol. Palaont.*, H, pp. 9-134.
- PINEDO VARA, I. (1963).— "Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento". *Ed. Summa*. Madrid, p. 1003.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1963).— "Notas geológico-estructurales de la zona norte de Riotinto". *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, t. 19, pp. 67-99.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1969).— "El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 71, p. 229.
- RAMSAY, J.G. (1960).— "The deformation of early linear structures in areas of repeated folding". *Jour. Geol.*, vol. 68, pp. 75-93.
- RÖMER, F. (1872).— "Ueber das Verkommen von Culmschichten mit *Posidonomya becheri* auf dem Südabhange der Sierra Morena in their Provinz Huelva". *Zeit. d. Deutsch. geol. ges.*, t. 24, Berlín.
- SAAVEDRA, J.L.; BOLLO, M.F. (1966).— "Estudio Geológico-Estructural de la cuenca del río Genil". *Ministerio Obras Públicas C.E.H.*, pp. 1-45, Madrid.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970).— "The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian Pyrite Belt". *Miner. Depos.*, vol. 5, pp. 273-279.

- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970).— "Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal". *Geol. Mijnb.*, vol. 49, pp. 439-450.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— "An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt". *Bol. Geol. Min. Madrid*, vol. 82-84, pp. 239-268.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. Min.*, vol. 82-84, pp. 304-308.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme comments". *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969).— "Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal)". *Geol. Mag.*, Cambridge, vol. 106, núm. 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.
- SOLER, E. (1973).— "L'association spilites-quartzkératophyes du sud-ouest de la Péninsule Ibérique". *Geol. Mijnb.*, Rotterdam, t. 52, núm. 5, pp. 277-288.
- STRAUSS, G.K. (1970).— "Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste 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. 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 practica for strata-bound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt.: Geology, Geophysics and Geochemistry". *Springer-Verlag*, Berlín, pp. 55-93.
- TORRES, T. (1974).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 999, Huelva". *IGME*, Madrid.
- TURNER, F.J. y WEISS, L.E. (1963).— "Structural analysis of metamorphic tectonites". *McGraw-Hill*, New York, IX + 545 pp.

- VAZQUEZ, F. y ARMENGOT, J. (1970).— “Memoria explicativa de la Hoja geológica de Valverde del Camino (núm. 960)”. *IGME*.
- 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. IGME*.
- VEGAS, R. (1974).— “Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica”. *Bol. Inst. Geol. Min.*, t. LXXXV-II, pp. 153-156.
- VIGUIER, C. (1969).— “Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)”. *Boletín Geológico y Minero. IGME*, T. LXXX, V. 6, pp. 545-546. Madrid.
- 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. América Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.
- WHITTEN, E.H. (1966).— “Structural geology of folded rocks”. *Rand McNally*. Chicago, 663 p.
- WILLIAMS, D. (1934).— “The geology of the Riotinto mines, Spain”. *Trans. Inst. Min. Met. Lond.*, vol. 43, pp. 593-640.
- WILLIAMS, D. (1962).— “Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Riotinto Spain”. *Trans. Inst. Min. Met. London*, vol. 71, pp. 265-266.
- WILLIAMS, D. (1966).— “Volcanism and ore deposits”. *Freiberger Forschungshefte*. C. 210. Leipzig, pp. 93-111.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA