



IGME

981

9-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

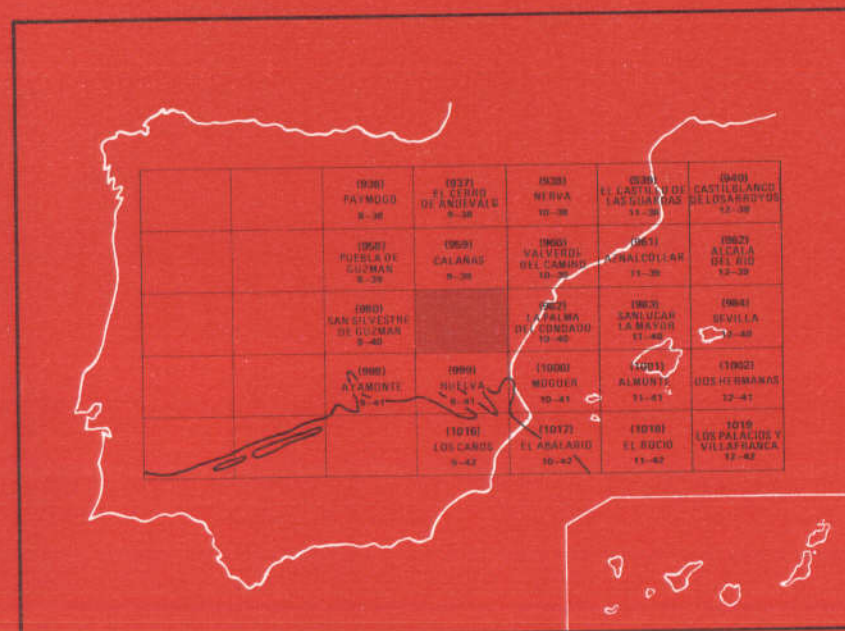
GIBRALEON

Segunda serie - Primera edición



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

I.S.S.N.: 0373-2096



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

GIBRALEON

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: Américo Santos Bonaño y Florencio Fernández Alonso, Licenciados en Ciencias Geológicas (Paleozoico); Fernando Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas (Terciario y Cuaternario).

Petrología: Teresa Nodal Ramos, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Micropaleontología: Luis F. Granados y Granados. Licenciado en Ciencias Geológicas.

Macropaleontología: Hermenegildo Mansilla, Ingeniero de Minas.

Sedimentología: Fernando Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas.

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

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. 16.935 - 1983

Imprime ADOSA - Príncipe de Vergara, 210 - Madrid-2

1 INTRODUCCION

La Hoja de Gibraleón, situada al sur de la provincia de Huelva, forma parte de la Comarca del Andévalo, que se extiende por las estribaciones meridionales del tramo más occidental de Sierra Morena, constituido por la Sierra de Aracena.

Geológicamente se asienta en la zona sud-portuguesa de LOTZE (1945) y más concretamente en la banda meridional de la Faja Pirítica Ibérica según la adaptación del Mapa Tectónico de la Península (JULIVERT et al., 1974).

Morfológicamente esta Hoja es una penillanura con altitud media del orden de 120 m. En el noroeste se encuentran las mayores elevaciones que superan los 200 m.

La red hidrográfica pertenece a dos cuencas diferentes: el tercio suroccidental tributa sus aguas al río Piedras a través principalmente del arroyo Tariquejo, mientras que el resto de la Hoja es subsidiaria del río Odiel.

La pluviometría media de esta región es del orden de 600 milímetros/año, con precipitaciones máximas desde noviembre a marzo y prácticamente nulas desde junio a septiembre.

Aproximadamente en el 50% de la Hoja afloran materiales paleozoicos

devónico-carboníferos. Del Devónico se encuentran presentes sus tramos superiores representados por pizarras y cuarcitas. El Carbonífero "Dinantense" se inicia con un Complejo Volcánico Sedimentario y sigue con pizarras y grauvacas en facies turbidíticas. En el 50% restante afloran sedimentos terciarios y cuaternarios.

El Paleozoico fue deformado por la Orogenia Hercínica cuya fase principal genera pliegues asimétricos, con vergencia sur, macroestructuras de eje aproximado este-oeste y esquistosidad de plano axial muy penetrativa. Dentro de la zona estudiada se encuentra el cierre sur-oriental del Anticlinal de Puebla de Guzmán.

En el campo de la Geología Económica las posibilidades mineras de la zona son muy elevadas por pertenecer a la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa y aflorar el Complejo Volcánico Sedimentario, horizonte portador de los yacimientos estratiformes de sulfuros polimetálicos y de manganeso. En rocas industriales tienen interés las numerosas canteras que aprovechan bancos de grauvacas paleozoicas, así como las instaladas en arcillas, arenas y grauvacas neógenas. En cuanto a aguas subterráneas el carácter impermeable de las litologías paleozoicas impide la formación de verdaderos acuíferos. No sucede así con el recubrimiento terciario, integrado por arenas, gravas y arcillas, donde pueden existir importantes acumulaciones de agua subterránea.

Las poblaciones incluidas en esta Hoja son Gibraleón y San Bartolomé de la Torre. Las comunicaciones en la zona se realizan por las carreteras: nacional Sevilla-Portugal por Huelva; comarcal Huelva-Portugal por Rosal de la Frontera; locales Huelva-Sanlúcar de Guadiana, Gibraleón-Trigueros y San Bartolomé-Cartaya por Tariquejo. Otras vías de comunicación son los ferrocarriles Zafra-Huelva, Huelva-Ayamonte y el minero de la Compañía Española de Minas de Tharsis.

La cartografía geológica regional, publicada sobre esta zona, se reduce al mapa de síntesis 1:200.000 núm. 75 (Sevilla). Trabajos inéditos fueron realizados, en 1976, por el equipo de investigación de la Compañía Española de Minas de Tharsis.

2 ESTRATIGRAFIA

El esquema litoestratigráfico general de la Faja Pirítica "sensu lato" se sintetiza en el siguiente cuadro.

CUADRO I

Edad	Grupo	Litología
CUATERNARIO	POSTPALEOZOICO	Limos, arenas y gravas (aluviones).
TERCIARIO		Gravas. Arenas. Arcillas con niveles arenosos. Margas azules con calcarenitas en la base.

DISCORDANCIA

CARBONIFERO SUPERIOR		Fases orogénicas hercínicas	
CARBONIFERO INFERIOR	Viseiense Sup.	CULM CONCORDANCIA	Pizarras y grauvacas
	Viseiense Inf. y Medio	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.) CONCORDANCIA	Pizarras, areniscas, cuarcitas y nódulos de Fe y Mn. Jaspes chert. Volcanitas ácidas submarinas. Volcanitas básicas, lavas espiliticas y sills diabásicos. Yacimientos estratiformes de sulfuros polimetálicos y de manganeso.
	Tournaisiense		Pizarras y cuarcitas
DEVONICO SUPERIOR	Fameniense	PIZARRAS Y CUARCITAS (P-Q)	
----- MURO DESCONOCIDO -----			

Todas estas unidades están representadas en la zona estudiada, han sido convenientemente cartografiadas y se analizan por separado, comenzando por las más antiguas.

2.1 DEVONICO SUPERIOR (D₃₂)

En el ángulo noroeste de la Hoja afloran pizarras con intercalaciones de cuarcitas que pertenecen al grupo P-Q de la secuencia litoestratigráfica general del Cuadro I. Es la formación más antigua y en consecuencia constituye siempre los núcleos de las estructuras anticlinales. En este caso el afloramiento pertenece al flanco sur y cierre sureste del Anticlinal de Puebla de Guzmán, una de las principales macroestructuras de la región.

Aún cuando aquí no se han encontrado fósiles, por autocorrelación se consideran a estos materiales de edad fameniense en base a dataciones realizadas sobre macrofauna ("*Clymenia laevigata*" MUNST, "*Phacops granulatus*" MUNST) por PRUVOST (1912), y, posteriormente, a partir de conodontos (HOLLINGER, 1959; V. de BOOGAARD, 1963 y 1967; V. de BOOGAARD y SCHERMERHORN, 1975), encontrados siempre en pequeños lentejones calizos de Pomarão y Cabezas del Pasto que ocupan posiciones estratigráficas equivalentes a los dos afloramientos de esta Hoja y pertenecen a la misma unidad estructural. El muro es desconocido y en consecuencia no se puede evaluar su espesor.

Las pizarras representan la litología más frecuente y por el tamaño de grano van desde arenitas a lutitas o pelitas. Son sericíticas de color gris y por alteración pasan a marrones.

Presentan una marcada esquistosidad que enmascara totalmente a la estratificación.

Las cuarcitas afloran en capas y lentejones interestratificados entre pizarras. Son rocas de grano fino, formadas fundamentalmente por cuarzo con láminas de sericita que pueden ser ferruginosas. De colores claros, gris-marrón, la alteración de los minerales de hierro origina tonalidades rojizas que resaltan tanto las estructuras sedimentarias (laminaciones), como las esquistosidades y fracturillas que las afectan. Las capas tienen potencia variable, inferior a 2 metros, y corrida decamétrica por lo general. En los lentejones son frecuentes estructuras tipo "boudin".

En las cuarcitas del techo de la serie, que es la posición de los afloramientos de la Hoja, son frecuentes bandeados paralelos a la estratificación, que desaparecen al descender en la columna, donde las cuarcitas se presentan más masivas.

2.2 CARBONIFERO INFERIOR (H^{A-A}₁₁₋₁₂)

2.2.1 Complejo Volcánico Sedimentario (Hv^{A-A}₁₁₋₁₂; P1; Vb1; P2; V2; P3; (Pm); (J); V3)

A techo del Devónico superior y en concordancia con las pizarras y cuarcitas se encuentra una importante unidad compuesta por rocas volcánicas submarinas, con términos que van desde ácidos a básicos, y un almacén sedimentario constituido principalmente por pizarras, con aportes variables de elementos terrígenos detríticos y componentes biogénicos, químicos y volcánicos. Este complejo grupo estratigráfico imprime carácter a la región y se conoce en la literatura geológica con la denominación de Complejo Volcánico Sedimentario (C.V.S.) y también como V.S.

En general se trata de un volcanismo fisural explosivo en el que predominan rocas ácidas piroclásticas —con tamaño de clastos de grueso a fino y textura frecuentemente porfídica—, lavas, brechas y aglomerados. El volcanismo básico se encuentra representado por rocas extrusivas e intrusivas. La ubicación de los focos se supone próxima al actual emplazamiento de piroclastos gruesos y coladas lávicas.

Se caracteriza esta unidad por frecuentes y bruscos cambios de facies tanto en la horizontal como en la vertical y no sólo entre los productos volcánicos sino también entre éstos y los sedimentos.

En la zona estudiada el C.V.S. aflora en el ángulo nor-occidental de la Hoja.

Aunque no se ha encontrado fauna en la Hoja de Gibrleón, la edad del C.V.S. es Tournaisiense-Viseiense inferior y medio, tanto por su posición en la columna litoestratigráfica regional como por correlación litológica. En efecto, el C.V.S. se enmarca entre dos unidades bien datadas: Fameniense en el muro y Viseiense superior en el techo. Por otro lado un estudio de los conodontos de lentejones calcáreos de Sotiel-Coronada realizados por V. de BOOGAARD y SCHERMERHORN (1975), permite establecer edad Viseiense inferior para el C.V.S. Finalmente PRIEM (1968) con dataciones absolutas realizadas por el método Rb-Sr en muestras de volcanitas ácidas de Portugal, calcula una edad entre 330 ± 15 y 344 ± 15 millones de años para dichas rocas, que corresponden al Tournaisiense.

El espesor del C.V.S., considerado en conjunto, es muy variable de unos puntos a otros de la Faja Pirítica. Para los afloramientos de esta Hoja se han calculado espesores máximos del orden de 700 m.

Las rocas sedimentarias interdigitadas con los productos volcánicos no sólo confirman, junto con estructura "pillow", granclasificación, etc., el

carácter submarino de las efusiones, sino que permiten diferenciar períodos de actividad volcánica intensa separados por otros de tranquilidad total o relativa, en los que la sedimentación continuó ininterrumpidamente. Esto hace posible una cronología relativa de los episodios volcánicos, válida al menos para la misma unidad estructural siempre que haya continuidad cartográfica. En base a estas consideraciones se estudian a continuación las diferentes formaciones del grupo volcánico-sedimentario de gran importancia minera, ya que asociado al volcanismo ácido aparecen todos los yacimientos de sulfuros polimetálicos y las mineralizaciones de manganeso, en esta provincia metalogenética.

2.2.1.1 *Volcanismo ácido inicial o inferior* (H V1^{A-A}) 11-12

La sedimentación de los materiales devónicos (grupo P-Q) se vio bruscamente interrumpida por la erupción de rocas volcánicas producidas por un volcanismo explosivo multifocal.

En la zona estudiada el volcanismo ácido inicial comprende tobas gruesas bréichicas, lavas, aglomerados, tobas finas y tufitas, y se presenta irregularmente distribuido, correspondiendo los afloramientos más importantes al este de la carretera comarcal Huelva-Portugal por Rosal de la Frontera.

Las mayores concentraciones de productos volcánicos se encuentran en los puntos de coordenadas X: 296.400; Y: 326.350, paraje "Los Esperones"; en X: 296.600; Y: 328.250, al norte de la Rivera del Aserrador. En ambas zonas afloran facies tobáceas gruesas, masivas, de textura porfídica y color gris. Estos piroclastos probablemente indican la ubicación de centros volcánicos.

El espesor de los materiales de esta formación es muy variable. En algunos lugares es superior a 100 m mientras que en otros está ausente.

La pizarrosidad sólo se aprecia en los horizontes de piroclastos finos.

En los tramos superiores de esta unidad afloran lentejones de jaspes ferruginosos, de color rojo intenso, con menos de 20 metros de corrida y 2 a 4 metros de potencia. En el paraje "Guijo de María Martín", coordenadas X: 295.350; y: 328.250, hay un buen afloramiento de jaspes en los que se puede apreciar una fina disseminación de cristales de pirita.

2.2.1.2 *Pizarras y tufitas con jaspes* (H P1^{A-A}) 11-12

En las áreas de la cuenca sedimentaria no invadidas por productos de las erupciones volcánicas, continuó la sedimentación pelítica terrígena pero ahora con aportes de materiales volcánicos finos procedentes de las erup-

ciones próximas. Estos sedimentos dieron origen a una unidad litológica constituida por pizarras, tobas finas y tufitas con lentejones de jaspes.

Las tobas y tufitas aparecen interestratificadas con pizarras. En conjunto tienen color gris oscuro que al alterarse pasan a marrones. El mejor afloramiento de jaspe es el situado en el vértice "Gozala" (X: 291.405; Y: 326.253) que por sus dimensiones (alrededor de 200 m) ha podido ser diferenciado cartográficamente. Son de color rojo morado, con frecuentes cristales de pirita.

Aún cuando las pizarras y tufitas pueden ocupar cualquier posición en la columna regional del C.V.S., aquí aparecen sólo durante el período de tiempo correspondiente al primer volcanismo, tanto en contacto directo con el Devónico como a muro de los productos del segundo ciclo volcánico.

La potencia de esta unidad es difícil de evaluar debido a la acusada pizarrosidad que impide ver las estructuras. Puede estimarse superior a 100 metros.

2.2.1.3 *Volcanismo básico espilítico* (H Vb1) A-A 11-12

Terminada la actividad del episodio volcánico ácido inicial e interrumpiendo la sedimentación pelítica aparecen efusiones básicas en forma de pequeñas coladas individualizadas.

Los afloramientos más importantes de este volcanismo rodean la Sierra de Urraca Alonso. En el asomo situado al norte de dicha sierra, junto al arroyo de igual nombre (coordenadas Lambert: X: 292.650; Y: 328.050), pueden verse lavas espilíticas con disyunción columnar perfecta, en las que secciones prismáticas transversales tienen polígono de lado decimétrico. La roca es verde, masiva, fácilmente alterable, dando suelos de tonalidades rojizas en los que se instala la agricultura de la zona.

El espesor de los materiales efusivos es muy variable pero en general inferior a 50 metros.

Estratigráficamente se encuentra a techo del volcanismo ácido inicial:

A-A
(H V1)
11-12

2.2.1.4 *Pizarras, areniscas y cuarcitas con nódulos de hierro y manganeso*

A-A
(H P2)
11-12

En concordancia con H P1^{A-A} o con el volcanismo ácido inicial
11-12

^{A-A}
(H V1), aparece una formación de pizarras, areniscas y cuarcitas con nú-
11-12
dulos de hierro y manganeso.

Las pizarras predominan sobre las restantes litologías. Son arcillosas, de color gris que por alteración pasan a tonalidades marrones. Presentan esquistosidad acusada. Las areniscas y cuarcitas son impuras, forman capas de potencia centimétrica a decimétrica, contienen minerales micáceos y su color es de gris a marrón oscuro. En el interior de estas capas se aprecian estructuras sedimentarias como laminaciones, paralelas y oblicuas (entre cuyos planos hay micas orientadas), y granoclasificación. Interstratificados con las pizarras aparecen nódulos de hierro y manganeso, con potencias entre 1 y 10 centímetros y extensión lateral siempre inferior a 2 metros. Los primeros son amarillentos y se encuentran limonitizados, los de manganeso son negros, formados por pirolusita. Esta unidad representa un período de sedimentación tranquila, entre los ciclos de volcanismo ácido inicial e intermedio.

Afloramiento representativo se encuentra en el vértice Obispo (coordenadas Lambert: X: 294.665; Y: 325.787).

Su espesor es del orden de 100 metros.

2.2.1.5 *Volcanismo ácido segundo o intermedio* ^{A-A} (H V2) 11-12

En concordancia con la formación ^{A-A}H P2 y, localmente con ^{A-A}H P1
11-12 11-12

afloran productos piroclásticos correspondientes a un segundo ciclo de actividad volcánica ácida.

Predominan facies finas: tobas de grano fino, tufitas y cineritas. Estas rocas tienen marcada pizarrosidad y colores verdosos que por alteración pasan a rosáceos. Petrológicamente los materiales son riolíticos.

El espesor medio de esta capa es del orden de 50 metros.

2.2.1.6 *Pizarras vinosas* ^{A-A} (H P3) 11-12

A techo del volcanismo ácido intermedio y en cambio lateral de facies con él, se ha diferenciado una unidad pizarrosa con colores rosados de vino característicos, que dan nombre a esta formación.

Son pizarras arcillosas y limolíticas, con marcada esquistosidad. Su potencia es inferior a 50 metros.

2.2.1.7 Pizarras moradas (Pm)

Concordante con H $\overset{A-A}{P3}$ ₁₁₋₁₂, en general, y localmente con H $\overset{A-A}{V2}$ ₁₁₋₁₂, yace siempre una capa de pizarras y tufitas o cineritas ferruginosas, con color morado típico aún cuando localmente puedan presentar tonalidades verdosas. Las pizarras moradas constituyen un nivel guía para todo el C.V.S. y es de gran importancia cartográfica. Su potencia media es de 20-30 metros pero localmente puede ser mayor. En el mapa se ha exagerado intencionalmente su espesor.

2.2.1.8 Jaspes (J)

Como se ha indicado en apartados precedentes, lentejones de jaspes se encuentran presentes en varias formaciones del C.V.S. No obstante en toda la Faja Pirítica son particularmente abundantes y presentan mayores dimensiones los afloramientos relacionados con el volcanismo ácido intermedio y sus facies litológicas asociadas, razón por la que se incluye aquí su descripción.

En la zona estudiada no hay buenos afloramientos, pueden citarse los jaspes existentes junto a la Casa del Obispo de coordenadas Lambert: X: 293.950; Y: 325.750. Predominan colores rojizos ferruginosos pero también aparecen tonalidades verdosas y grises. Los lentejones tienen dimensiones métricas a decamétricas y frecuentemente son manganesíferos por lo que en algunos casos han sido objeto de explotaciones mineras rudimentarias.

Debido a que en toda la Faja Pirítica las explotaciones mineras de manganeso se encuentran precisamente relacionadas con el volcanismo ácido intermedio, es frecuente designar con el nombre genérico de "formación manganesífera" a las unidades H $\overset{A-A}{V2}$ ₁₁₋₁₂, H $\overset{A-A}{P3}$ ₁₁₋₁₂ y Pm, particularmente en aquellas áreas donde la sucesión estratigráfica no aparece clara.

2.2.1.9 Volcanismo ácido tercero o superior (H $\overset{A-A}{V3}$ ₁₁₋₁₂)

Sobre las pizarras moradas (Pm), y concordantes con ellas, se depositan los productos de una tercera fase volcánica ácida que constituye a su vez el techo del Complejo Volcánico Sedimentario.

Este tercer episodio volcánico, de gran continuidad lateral en toda la estructura Anticlinal de Puebla de Guzmán, está constituido fundamental-

mente por materiales piroclásticos en facies que van desde tobas bréichicas poligénicas a tobas finas y tufitas bien estratificadas.

En la Hoja estudiada hay predominio de facies finas, de colores verdosos que pasan casi imperceptiblemente a pizarras con Posidonias del Viseiense superior (H_{12}^{A3}). Facies típicas de tobas bréichicas poligénicas gruesas se encuentran junto al punto de coordenadas Lambert: X: 299.240; Y: 327.780.

El espesor de esta unidad es inferior a 100 metros.

2.2.2 Viseiense Superior (H_{12}^{A3})

Concordantemente con el Complejo Volcánico Sedimentario se encuentra una monótona sucesión alternante de pizarras y grauvacas, que constituyen el Grupo Culm de la columna litoestratigráfica general del Cuadro I. Estos sedimentos se extienden aproximadamente por el 50% de la Hoja y representan la fase flysch de la evolución de este geosinclinal.

El contacto con el C.V.S. es normalmente invertido, subvertical y localmente fallado. La sedimentación se inicia con una unidad de pizarras gris oscuras, muy fosilíferas, que al alterarse dan tonalidades más claras, y cuya potencia varía desde unos 20 metros, al oeste de la Hoja, hasta más de 100 hacia el este. Sobre este nivel pelítico, y en concordancia con él, se depositó una serie bien estratificada de pizarras y grauvacas. Las capas en conjunto se caracterizan por poseer contactos planos y paralelos, e individualmente por una superficie inferior neta, que en las grauvacas presentan frecuentes marcas de base ("sole marks"). Por otra parte, las estructuras internas primarias que se observan en las grauvacas son características de cuencas turbidíticas.

Las pizarras son limolíticas, a veces carbonosas, y de color gris oscuro. Su espesor medio va de centímetros a metros. Las grauvacas forman estratos de potencia entre algunos centímetros y varios metros. Los fragmentos líticos son angulosos y poligénicos, constituidos principalmente por pizarras, cuarcitas, lavas, tobas ácidas y volcanitas básicas. Los componentes cristalinos son cuarzo y albita como fundamentales y en menor proporción micas y minerales pesados. El tamaño de los granos oscila de gruesos a finos, con predominio de las fracciones medias y finas. Localmente aparecen también niveles de conglomerados, con clastos de 2-3 milímetros de diámetro, asociados a la base de las capas más gruesas.

Las estructuras sedimentarias encontradas en la base de los estratos de grauvacas son originadas por erosión de corrientes ("flute casts"), de objetos ("grove casts") o por carga ("load casts"). Las estructuras internas son: granoclasificación ("graded bedding"), laminaciones, "ripples marks", "con-

volute bedding". Todas estas estructuras y su sucesión vertical coincide con la secuencia establecida por BOUMA en 1962 para las facies turbidíticas clásicas y es posible establecer a lo largo de toda la Hoja, secuencias Bouma completas Ta-e y, más frecuentemente, secuencias incompletas Tb-e y Tc-e. Localmente donde las grauvacas tienen un espesor de entre 3 y 5 metros, las estructuras anteriores desaparecen, los afloramientos tienen aspecto masivo y sólo se encuentran "dish structure" (estructuras de "plato") y algunos conductos verticales de escape de fluidos. Estos afloramientos pertenecen a la facies de "areniscas masivas" según establece WALKER (1978) y representan cambios graduales con las secuencias clásicas de Bouma en la evolución de corrientes de turbidez. Por alteración dan disyunción bolar típica.

La relación grauvaca/pizarra en las turbiditas clásicas es en toda la Hoja superior a la unidad (probablemente entre 2 y 5) y representan facies proximales que, siguiendo el esquema establecido por WALKER, se han depositado en el abanico intermedio de la cuenca turbidítica, dentro de la llanura abisal inmediatamente debajo del talud.

El depósito de las "areniscas masivas" representan facies de canal probablemente dentro del mismo submedio sedimentario.

A escala regional en el Culm son numerosos los yacimientos fosilíferos en toda la secuencia estratigráfica, siempre relacionados con las capas de pizarras. En la Hoja estudiada se han encontrado los siguientes:

Lamelibránquios: *Posidonia Becheri*, Bronn.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites scrobiculatus*, Schlot.

Cefalópodos: *Goniatites orientalis*, Libr.

Los lamelibránquios y tallos vegetales, que son los más abundantes, indican una edad dinantiense. La presencia de cefalópodos concuerda con asociaciones faunísticas similares encontradas en puntos equivalentes a la Faja Pirítica donde se citan además otras especies y principalmente "*Goniatites crenística*", Phill., "*Goniatites striatus*", Sow. y "*Goniatites granosus*", Port. En base a esta fauna se puede establecer una edad Viseiense Superior para el Grupo Culm.

La potencia de esta formación es difícil de evaluar con sólo datos geológicos según demuestra las cifras tan dispares que aparecen en la literatura (desde 500 a 3.000 m). En la zona estudiada se estima un espesor medio superior a 600 metros para el Viseiense superior y se puede afirmar que aumenta de norte a sur y de oeste a este.

2.3 Terciario Superior

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Paleozoico, se

encuentran los sedimentos que se atribuyen al Terciario superior. Cartográficamente se distinguen los siguientes tramos:

De base a techo:

- a) Calizas, arenas y conglomerados, de facies transgresiva (T_{11-12}^{BC3-BC})
- b) Margas azules (T_{12}^{BCm})
- c) Limo, arenas y calizas de la facies de Gibraleón (T_{12}^{BCs})
- d) Facies de San Bartolomé de la Torre (T_{12}^{BC})
- e) Limos y margas grises (T_{21}^Bm)
- f) Arenas y limos verde-amarillentos (T_{21}^{Bs})

2.3.1 Facies transgresivas (T_{11-12}^{BC3-BC})

Como anteriormente se indicaba, en discordancia con los materiales Paleozoicos, se encuentran unos sedimentos con abundantes y rápidos cambios de facies en la horizontal y vertical y espesor, igualmente variable. De este a oeste de la Hoja, esta facies se observa con litología eminentemente carbonatada, hacia el límite con la Hoja de la Palma y potencia variable entre 10 y 5 m.

En los sectores centrales al norte de Gibraleón la facies es conglomerática con cemento carbonatado y escasas pasadas de calizas arenosas y bioclásticas.

En la zona de San Bartolomé de la Torre, vuelve a estar constituida por calizas débilmente arenosas y muy ricas en hierro y espesor visible no superior a los (6-7) metros. Estos cambios de facies y de espesor, a veces bruscos, son el resultado de la transgresión marina sobre un paleorrelieve muy acentuado y con canalizaciones preestablecidas de los aportes terrígenos.

Petrológicamente las calizas son biomicruditas arenosas a bioesparuditas arenosas. La fracción arenosa de las calizas es de tipo litarenítico con abundancia de fragmentos de pizarras y grauvacas metamórficas; es constante la presencia de turmalina, circón y óxidos de Fe, como accesorios.

Donde la facies transgresiva es conglomerática, se trata de ortoconglomerados de cemento carbonatado, con cantos de cuarcita, grauvacas, y más escasos de pizarras y rocas volcánicas, subredondeados y con escasa fauna de grandes ostreidos (*Ostrea crassisima*). En paso lateral a las zonas carbonatadas se intercalan en estos conglomerados, areniscas con gravas calcáreas bioclásticas y bioesparuditas muy arenosas.

Micropaleontológicamente se determina: Lamelibranquios, Melobesias,

Elphidium, Ammonia Becarii, Miliólidos, Textuláridos, Cibicides, Dentalium, Rotalidos, Heterostegina, ..., etc., que permiten atribuir a esta facies una edad Tortoniense superior-Andaluciense inferior.

2.3.2 Margas azules (T^{BC}_m)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, que hacia el techo del paquete se cargan progresivamente de limo. El contacto de esta serie con el infrayacente es neto cuando yace sobre calizas y/o areniscas calcáreas y mucho más gradual, con alternancia de arenas limo-arcillosas y margas limo-arenosas cuando la facies transgresiva tiene constitución eminentemente terrígena.

La máxima potencia visible es de 35 a 40 metros. Presentan estratificación difusa a masiva, con fractura de astillosa a foliar concoidea, en los bancos de los tramos basales, más ricos en carbonatos, que hacia el techo pasa a una estratificación más neta con capas en las que se observa laminación paralela. Es constante la presencia de materia orgánica y de óxidos de hierro, probable alteración de cristales de pirita, así como pequeños cristales de yeso en los paquetes superiores de la serie donde el porcentaje de terrígenos finos y macrofauna es mucho más abundante.

Micropaleontológicamente se ha determinado: *Orbulina universa*; *Or. Bilobata*; *Or. Suturalis*; *Globorotalia Miocénica*; *Glob. Martinezzi*; *Glob. Plesiotumida*; *Glob. Pseudopachyderma*; *Glob. Acostaensis*; *Glob. Obesa*; *Glob. Scitula*; *Glob. Humerosa*; *Globigerina Nepenthes*; *Globigerina apertura*; *Glob. Bulloides*; *Glob. Falconensis*; *Glob. Woodi*; *Globigerinoides Quadrilobatus*; *Glob. trilobus*; *Globi obliquus*; *Globi. obliquus extremus*; *Globi. helicinus*; *Globi. Subsacculifer*; *Globi. Bollii*; *Globi. obliquus amplius*; *Uvigerina striatissima*; *Casidulina laevigata*; *Cassidulinoides Bradyi*; *Anomalina Helicina*; *Bolivina dilatada*; *Shaeroidinellopsis subdehiscens*; *Shaeroidinellopsis Seminulum*; *Cibicides lobatulus*; *Cibicides ungerianus*; *Dentalium Communis*; *Eponides umbonatus*; *Gyroidina soldani*; *Bolivina arta*; *Bulimina aculeata*, *Nonion padanum*..., etc. que permite atribuir a estos sedimentos una edad Andaluciense.

2.3.3 Limos, arenas y calizas de la facies de Gibrleón (T^{BC}_s)₁₂

En los alrededores de Gibrleón en especial próximo al cruce de la carretera Huelva-Ayamonte, con el desvío a San Bartolomé de la Torre, puede observarse un tramo constituido por limos, y limos arenosos de color

verde amarillento en alternancia con capas finas de areniscas calcáreas y calizas arenosas, que yace concordante con la serie anteriormente descrita.

Esta facies queda restringida a este sector en la margen izquierda del río Odiel, al menos con estas características litológicas. Petrográficamente las calizas son biomicruditas a bioesparuditas muy arenosas y con abundante glauconita y óxidos de hierro. A veces presentan fracción importante de grava. Las areniscas son de tipo litarenítico con predominio de fragmentos, de pizarra (pizarrarenitas) y grauwacas, el cemento es carbonatado y el porcentaje de fósiles muy escaso. La microfauna determinada es de: *Orbulina universa*; *Orb. suturalis*; *Globigerina bulloides*; *Glo. apertura*; *Globorotalia aff. miocénica*; *Glob. plesiotumida*; *Glob. Scitula*; *Globigerinoides trilobus*; *Uvigerina peregrina*; *Lenticulina cultrata*; *Glandulina Glaus*; *Martinotiella Communis*; *Marginulina costata*; *Giroidina laevigata...*, etc.

La macrofauna es de: *Chlamys scabrella*, (HILBER), *Amussium cristatum* (FONTANNES), *Ostrea aff lamellosa* (BROCCHI), *Venus sp...*, etc.

Ambas asociaciones permiten atribuir a este tramo una edad Mioceno superior (Andaluciense), sin descartar que dentro de estos sedimentos, a su techo, esté el tránsito Mioceno-Plioceno.

2.3.4 Facies de S. Bartolomé de la Torre

En los alrededores de San Bartolomé de la Torre y en concordancia sobre las calizas de la facies transgresiva, se encuentra un tramo constituido por margas, limos arenosos, arenas grises y lentejones carbonatados, con intercalaciones ferruginosas de areniscas con ripples y macrofauna. La máxima potencia visible es de 4 a 5 m. La microfauna, escasísima, está constituida por fragmentos de Gasterópodos, Equínidos, Elphidium, Pectínidos..., etc. Le atribuimos a este tramo una edad Andaluciense por su posición estratigráfica, que en el contexto regional correspondería a las facies compresivas del Andaluciense, en sus tramos margo-arenosos.

2.4 PLIOCENO

Los sedimentos a los que se atribuye esta edad afloran exclusivamente en la margen derecha del río Odiel, en aparente concordancia con la facies del Mioceno superior.

Tres tramos pueden diferenciarse cartográficamente:

- a) Limos y margas verde-grisáceas (T ^B m)
21

b) Arenas y limos arenosos verde-amarillentos (T_{21}^B)

c) Arenas basales (Tramo inferior de la Formación roja)

2.4.1 Limos y margas verde-grisáceas (T_{21}^B)

En concordancia con la facies de Gribaleón se encuentra una serie de constitución eminentemente terrígena fina, con predominio de los limos y margas con porcentajes de arena variable. Su color es variable de gris-verdoso en corte fresco a verdoso-amarillento, por meteorización. Su estratificación es de masiva a difusa con algunos paquetes donde se observan laminaciones paralelas. Las capas con aspecto margoso contienen moldes de macrofauna mal conservados e inclasificables. Son abundantes los nódulos carbonatados y sulfatados en todo el tramo. La potencia media visible es de 15 a 20 metros.

Micropaleontológicamente se determina: *Globorotalia Crasoula*, *Sphaeroidinella dehisces*, *Elphidium*, *Ammonia*, etc., que nos dan una edad Mioceno superior-Plioceno.

2.4.2 Arenas y limos arenosos verde-amarillentos (T_{21}^B)

En concordancia con el tramo anterior y en tránsito gradual se encuentra una serie constituida por limos arenosos y arenas limo-arcillosas de color verde-amarillento. Las muestras recogidas para microfauna sólo dan escasos restos de Equinodermos, *Elphidium*, *Ammonia*, etc. La macrofauna es escasa dentro del ámbito de la Hoja si bien en zonas próximas es rica. Se clasifican: *Chlamys varia*, *Ch. Scaboella*, *Dentalium*, *Cárdium* sp..., etc., fauna de muy amplia distribución. Por su posición estratigráfica y siguiendo criterios regionales le atribuimos una edad pliocena" sensu lato" sin más precisión.

2.4.3 Formación Roja

2.4.3.1 Formación arenas basales (T_2^B-Q)

En discordancia con las formaciones anteriormente descritas, se encuentra una serie de constitución eminentemente terrígena, y potencia variable, con amplia representación cartográfica en la margen derecha del río Odiel. Cuando esta formación yace sobre los tramos arenosos pliocenos, su contacto es difuso aunque se piensa que es igualmente discordante.

Esencialmente son arenas policolores de verde-amarillento a la base, blancas en los tramos intermedios a rojo vinoso a techo por tinción de las aguas de infiltración del glacis suprayacente.

Son frecuentes la laminación paralela y en surco, la estratificación cruzada en surco y la presencia de paleocauces, más abundantes en los paquetes de techo; en los sectores centro norte y suroeste, estos paquetes tienen un predominio de las gravas sobre las arenas con pasos laterales a conglomerados con 20 a 30% de matriz areno-limosa.

La composición de estas arenas es muy variable desde cuarzoarenitas a sublitanitas y litarenitas. Son muy escasos los feldespatos con máximo de 8 a 9% en las muestras estudiadas. Los fragmentos líticos son de pizarra, grauwacas, chert, etc. Los cantos que constituyen los paraconglomerados son de cuarcita, cuarzo y grauwacas, y en menor proporción de pizarras y limolitas, redondeados a subredondeados, teniendo la matriz arenosa una composición similar a los paquetes arenosos.

En toda la formación es generalizada la presencia de melanocratos en proporción variable. Se ha determinado: Turmalina, circón, rutilo, epidota, mica blanca, biotita, ilmenita, magnetita, etc.

El medio de depósito de estas arenas sería fluvial de corrientes anastomosadas (braided stream) en paso a medios litorales determinados en zonas próximas. Es pues, un depósito de medio de transición fluvio-marino. Le atribuimos una edad pliocuaternaria ya que su base son las formaciones Pliocenas datadas y su techo el Glacis atribuido al Cuaternario.

2.5 CUATERNARIO

2.5.1 Glacis (QG)

En discordancia con los sedimentos anteriormente descritos, se encuentra una formación constituida por paraconglomerados; arenas con grava, lutitas arenosas; ortoconglomerados, areniscas ferruginosas y costras ferralíticas de color rojo vinoso. Son frecuentes la estratificación cruzada en surco, los paleocanales de diverso tamaño, ripples linguoides, etc.

La petrografía de las arenas varía de sublitanitas a litarenitas, filarenitas y areniscarenitas, principalmente, con escasas litarenitas feldespáticas y cuarzoarenitas, donde el glacis removiliza en parte las arenas pliocuaternarias. Los orto y paraconglomerados están constituidos por cantos de cuarcita y grauwacas, principalmente con proporciones menores de limolitas, pizarras y rocas volcánicas y plutónicas muy meteorizadas. Varían de

redondeados a subredondeados. La matriz tiene una composición similar a los bancos de arena con proporción de terrígenos finos (lutita) no mayores del (10-15%). Su potencia varía de 1 m a 15 ó 18 metros. En algunas zonas presenta una fuerte coraza ferruginosa en su parte superior.

El medio fluvio marino que le atribuimos al tramo infrayacente evoluciona a un régimen claramente continental de abanicos aluviales coalescentes que colmatan la cuenca. La abundancia de hierro en estos sedimentos y lo propicio de la climatología, hace que la rubefacción sea muy fuerte originando las corazas superiores que cuando rompen originan los típicos suelos con nódulos de areniscas ferruginosas.

El conjunto de arenas basales y glaciares es lo que denominamos formación roja.

2.5.2 Formaciones eólicas (Qe)

La constitución eminentemente terrígena de las formaciones pliocuaternarias y su carácter friable, origina junto con los fenómenos meteorológicos (agua y viento) el desarrollo de un manto eólico, que cubre amplios sectores de la Hoja, si bien sólo se han cartografiado donde su espesor es considerable. En algunos casos las arenas de claro origen eólico se encuentran retrabajadas por el encajamiento, en algunas zonas muy reciente, de arroyos, debido a la tala de bosques. Su espesor como antes se reseñaba es muy variable de escasos centímetros a un máximo de 2 a 3 metros. Por lo general son arenas muy blancas de constitución cuarzoarenítica y con abundantes minerales pesados: turmalina, circón, ilmenita, rutilo, magnetita, etc., en proporciones variables de 1 a 2%. El tamaño de la arena varía de media a media fina, redondeadas a subredondeadas, con porcentaje muy alto de granos de cuarzo facetados y con superficie mate.

2.5.3 Medios de transición (QM)

Aguas abajo de Gibrleón y en ambos márgenes se encuentran áreas poco extensas ocupadas por zonas pantanosas o marismas salobres. La sedimentación en estas zonas es de lutitas y/o fangolitas verdes, azuladas, con capas ricas en materia orgánica y otras de color marrón rojizo, ricas en hierro y con mayor contenido en limo o arena muy fina. No se conoce la potencia de esta formación aunque su desarrollo dentro del ámbito de la Hoja hace pensar que sea escasa.

2.5.4 Sistema de terrazas (QT₁, QT₂, QT₃)

Dentro de la Hoja pueden distinguirse tres niveles de terraza pertenecientes al río Odiel y sus subsidiarios. El superior QT₁, situado entre las cotas de 40-50 m, el nivel QT₂ a cotas variables (30-35 m) y el QT₃ a (10-15 m). La constitución del nivel superior son paraconglomerados, gravas arenosas y arenas con cantos esencialmente cuarcíticos con escasos porcentajes de esquistos limolíticos y grauwacas. Se presentan redondeados y fuertemente meteorizados. El color de este nivel es rojo.

La constitución de los niveles QT₂ y QT₃ es muy similar, si bien en el QT₂ la presencia de fracción rudítica predomina sobre los terrígenos finos, en tanto que, en QT₃ es a la inversa. En ambos casos la composición de las ruditas es más polimíctica con presencia de cantos de cuarcita, esquistos limolíticos, grauwacas y pizarras en proporciones similares. Las arenas son litarenitas y la fracción lutítica es rica en materia orgánica en el nivel QT₃, donde igualmente se observan láminas de hierro, intercaladas en fangolitas de color pardo-negruzco.

2.5.5 Aluvial (QA1)

Los depósitos aluviales recientes con entidad son los ligados al río Odiel, aguas abajo de Gibraleón. Los arroyos que encajan en las diversas formaciones desarrollan un aluvial de escasa entidad y potencia, con litología ligada a las series donde encajan. El aluvial del río Odiel dentro de la Hoja está constituido por arenas, gravas y lutitas con predominio de las primeras. Son destacables los points-bars, tanto actuales como ligados a meandros abandonados, así como las fangolitas con láminas de óxidos y/o hidróxidos de hierro.

2.5.6 Conos de derrubios de ladera (QL)

De escasa importancia son los conos que se desarrollan dentro de la Hoja y en general a favor del encajamiento de la red de arroyos que con dirección NNO y de forma subparalela drenan las formaciones miopliocenas. Su constitución es de arenas, limos y gravas con abundante matriz lutítica de coloración rojiza.

3 TECTONICA

Las rocas paleozoicas de la zona estudiada, al igual que las del resto de la Faja Pirítica, fueron intensamente afectadas por la Orogenia Hercínica y presentan diferente grado de deformación según su competencia y nivel estructural.

Aún cuando los geólogos que han estudiado esta parte del Macizo Ibérico reconocen que la deformación se ha producido en distintas etapas, no hay acuerdo en el número de fases ni en su relación temporal. La opinión más generalizada que coincide con lo observado en la Hoja de Gibraleón, es de que existen tres etapas de plegamiento y una última de fracturación.

– Primera fase de plegamiento: Es la etapa principal para todo el cinturón pirítico y el origen de los grandes anticlinorios y sinclínorios que describen un arco de concavidad nororiental y dirección NNO-SSE en Portugal a ONO-ESE en Huelva y Sevilla. En el área estudiada estas estructuras tienen dirección N90-120E. Se trata de un plegamiento muy intenso, con anticlinales volcados hacia el sur y suroeste, y desarrollo de una esquistosidad S_1 de plano axial muy penetrativa, con buzamiento N o NE según la transversal, que en los niveles pelíticos de la pila sedimentaria enmascara la estratificación S_0 .

Dentro de esta fase se han diferenciado, en otros puntos de la Faja Pirítica, estadios o subfases que responden a esfuerzos cuyos componentes principales tienen la misma orientación, precedidos probablemente por una elevación parcial del conjunto devónico-complejo volcánico que justificaría la naturaleza de los clastos en las gravacas. Merece destacar la presencia de mantos de corrimientos en Aljustrel descritos por SCHERMERHORN y STATON (1969), y en Pero da Vinha (Mértola) estudiado por FANTINET (1971), que se interpretan como movimientos subhorizontales precoces de la etapa principal, posteriormente plegados al progresar ésta. También se han establecido estadios póstumos sinesquistosos que originan principalmente fallas longitudinales.

– Segunda fase de plegamiento: Durante esta etapa se desarrollan pliegues de gran radio con dirección N-S o NE-SO, prácticamente perpendiculares a los de la fase principal, que localmente van acompañados por una esquistosidad S_2 menos penetrativa que la S_1 .

– Tercera fase de plegamiento: Etapa tardía que produce pequeños pliegues angulares en V o "kink folds", coaxiales con los de la fase principal, que sólo se manifiestan en la esquistosidad S_3 subhorizontal.

— Cuarta fase de deformación: Como etapa póstuma de la Orogenia Hercínica aparecen fallas conjugadas, con predominio de la familia de dirección aproximada NE-SO y NO-SE que a veces origina saltos importantes. Con menos frecuencia se encuentran también fallas N-S.

Temporalmente el plegamiento principal es sin duda posterior al Viense superior en toda la región. Probablemente correspondan a la fase Sudética las etapas iniciales y a la Astúrica los estadios finales.

3.1 ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS

En correspondencia con cada fase deformada se han generado diferentes estructuras que se describen a continuación.

— Primera generación de estructuras

S_0 : Estratificación.— Se manifiesta por bandeados en las rocas producidos por cambios de composición, color, tamaño de grano, etc.

S_1 : Pizarrosidad longitudinal.— Coincide con la superficie axial de los pliegues de la primera fase. Es muy penetrativa y aparece con mayor intensidad en las rocas incompetentes, pizarras tufitas, etc. Su dirección es N-110-120-E y buzamiento norte o subvertical.

L_1 : Ejes de pliegues de la primera generación.— Son paralelos a la intersección de S_0 y S_1 , que origina estrías sobre S_0 formando estructuras prismáticas (mullions).

Geoméricamente los pliegues de esta primera generación pertenecen a diferentes tipos predominando los asimétricos con vergencia sur. La escala del plegamiento varía desde milimétrica a kilométrica.

— Segunda generación de estructuras

S_2 : Pizarrosidad transversa.— Coincide con la superficie axial de los pliegues de la segunda fase de deformación, tiene dirección N-S o NE-SO y buzamiento subvertical. Es poco penetrativa.

L_2 : Ejes de pliegues de la segunda generación.— Son paralelos a la intersección de S_0 y S_2 .

Las estructuras resultantes son pliegues abiertos, concéntricos y de gran longitud de onda. Sus ejes son perpendiculares a los de la primera generación y en consecuencia fueron producidos por esfuerzos ortogonales y posteriores a los de aquélla.

– Tercera generación de estructuras

S_3 : Planos axiales de los pliegues en V o "kink folds".— Originados por deformaciones tardías de las estructuras anteriores, su acción se aprecia sobre S_1 y a veces también sobre S_0 , pero siempre en los materiales poco competentes.

L_3 : Ejes de los pliegues en V.— Son paralelos a la intersección de S_1 y S_3 .

– Fallas

Distintas deformaciones hercínicas llevan asociadas fallas longitudinales y oblicuas principalmente.

Las longitudinales son fallas en dirección, inversas y con buzamiento norte. Este sistema tiene muy poca representación en el dominio de la Hoja de Gibraleón y se concretan a las pizarras vinosas de la "formación manganesífera" donde tienen escasa continuidad lateral y salto muy pequeño. Corresponden a estadios tardíos de la fase principal de deformación.

Las fallas oblicuas son generadas en las deformaciones hercínicas póstumas y se agrupan en dos familias: una de dirección N-S y otra de dirección NE-SO y NO-SE, ambas ampliamente representadas en esta Hoja.

3.2 ANALISIS β

La Hoja de Gibraleón, ubicada en la Faja Pirítica, tiene la dirección característica de las estructuras hercínicas de la fase orogénica principal que se observa a lo largo de esta provincia metalogénica. Por ello se han elaborado los diagramas 1 y 2 con los datos de S_0 y S_1 (proyectados en una falsilla equiareal de SCHMIDT), tomando al Paleozoico en conjunto.

3.2.1 Geometría del Paleozoico

El diagrama 1 comprende 106 polos S_0 que definen un eje β_1 horizontal, de dirección N114E y corresponde al eje estadístico del primer plegamiento.

El análisis de dicho diagrama muestra un máximo con el 11,5% de polos S_0 en una posición N114E con buzamiento variable al norte entre 25 y 50°. Este resultado confirma el tipo de pliegue que se observa en el campo y corresponde a un plegamiento asimétrico donde ambos flancos buzaban al norte y es mayor el buzamiento de los flancos inversos.

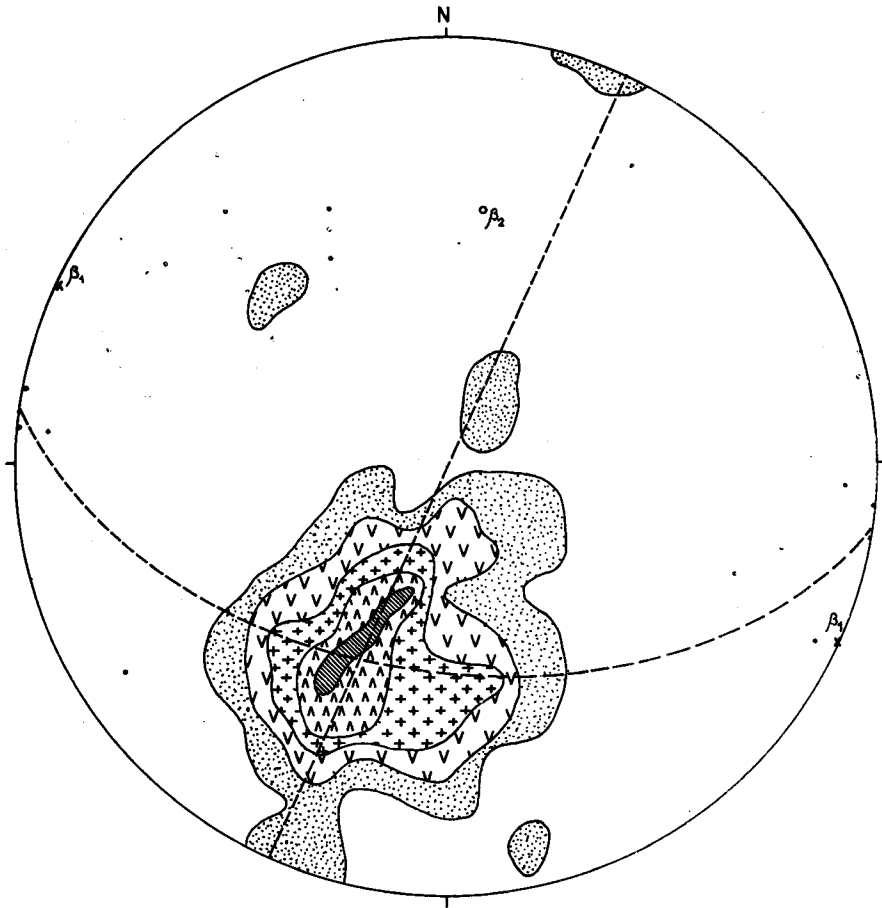


DIAGRAMA 1.— 106 polos de S_0 (contornos 1, 3, 6, 9 y 12%) y 40 L.

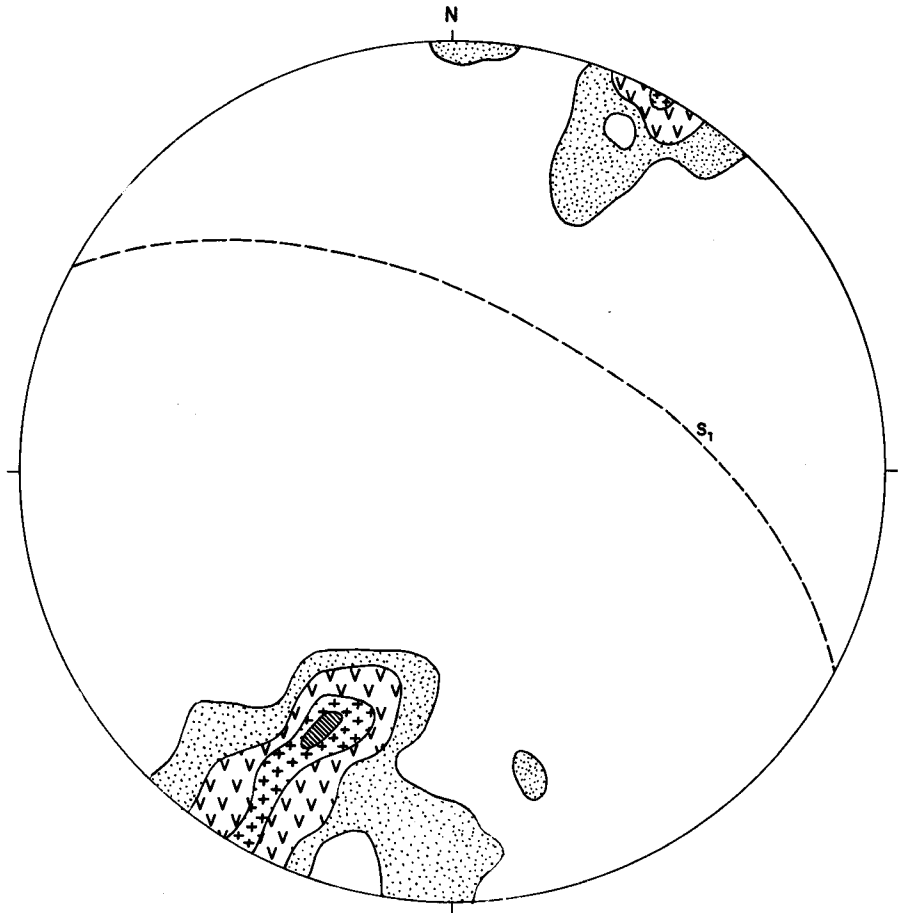


DIAGRAMA 2.— 50 polos de S_1 (contornos 3, 7, 11 y 15%)

En el mismo diagrama se proyectan 40 lineaciones que se disponen, con fuerte dispersión, a uno y otro lado del círculo máximo definido por el plano axial S_1 , con hundimientos tanto al este como al oeste. La coincidencia del eje β_1 con la mayor concentración de proyecciones L_1 significa que ambos están relacionados con la primera fase de plegamiento.

A partir de la dispersión lateral de los polos S_0 en torno al círculo máximo que pasa por los puntos de mayor concentración de polos, se ha definido el eje β_2 con 40° de hundimiento en la dirección N8E, y representa el eje estadístico de una segunda fase de plegamiento prácticamente ortogonal a la primera, coincidiendo con lo observado en el campo.

En el diagrama 2 se proyectan 50 polos de la pizarrosidad S_1 . El máximo, de 18%, se encuentra en la posición N118E y buza 58° N. La traza del plano S_1 contiene al eje β_1 por lo que la esquistosidad es subparalela al plano axial de los pliegues de S_0 . Se trata por lo tanto, de una esquistosidad de plano axial que pertenece a la primera etapa del plegamiento.

4 HISTORIA GEOLOGICA

El Cinturón Pirítico, del que forma parte la zona estudiada, representa la parte central de un geosinclinal Devónico-Carbonífero, situado al sur del geoanticlinal Beja-Aracena, constituido por rocas de edad Precámbrico-Paleozoico inferior, que se considera el área fuente de los materiales detríticos depositados en dicho geosinclinal.

Los sedimentos más antiguos pertenecen al Devónico, que en Gibraleón, forman parte del núcleo del Anticlinal de Puebla de Guzmán, y afloran en el ángulo noroccidental de la Hoja.

Aun cuando no hay uniformidad de opiniones sobre este punto, parece que los sedimentos pelíticos y arenosos devónicos se depositaron en un mar poco profundo, con subsidencia lenta y continuada, donde existía equilibrio entre sedimentación y hundimiento. Apoyan esta hipótesis las estructuras sedimentarias observadas en las cuarcitas y la presencia de niveles carbonatados lenticulares de facies nerítica profunda (presencia de algas y foraminíferos bentónicos).

En el tránsito del Devónico al Carbonífero sin variar sensiblemente las condiciones de sedimentación se produjo, desde el Tournaisiense al Viséense inferior una etapa de inestabilidad cortical y se originan series de fracturas acompañadas de emisiones volcánicas submarinas, según confirman

la presencia de "pillow-lavas" y los niveles de pizarras entre coladas. Las efusiones están representadas por lavas y piroclastos.

El volcanismo a escala regional se desarrolla en cuatro ciclos o episodios superpuestos, separados por períodos de tranquilidad total o relativa, que son de muro a techo:

Volcanismo ácido inicial.

Volcanismo básico.

Volcanismo ácido intermedio.

Volcanismo ácido superior.

Los productos volcánicos son lavas, ácidas y básicas, y sus correspondientes piroclastos, que en las efusiones ácidas son los más abundantes. Esta es la secuencia volcano-sedimentaria más completa, y se encuentra perfectamente representada en la Hoja de Gibrleón. Localmente pueden faltar alguno de estos episodios, con frecuencia los más antiguos, o tener una representación cartográfica muy reducida.

Entre el Devónico y el volcanismo ácido intermedio se instalan intrusiones básicas formando "stocks topolíticos" y "sills" de composición diabásica albítica.

Finalizada la actividad volcánica se inicia un progresivo hundimiento de la cuenca y la deposición, durante el Viseense superior, de un horizonte pizarroso en la base, seguido de una serie turbidítica de pizarras y grauvacas que representa la fase flysch en la evolución del geosinclinal. La presencia de clastos volcánicos en las grauvacas implica la emersión y erosión de los materiales del C.V.S., hecho que debió producirse durante los primeros movimientos hercínicos (Fase Bretónica?).

Durante el Carbonífero superior tienen lugar los principales movimientos hercínicos que originan los pliegues volcados con vergencia sur, de dirección ONO-ESE, y una esquistosidad longitudinal de plano axial muy penetrativa. Esta etapa de deformación, probablemente la Fase Astúrica, es la fase orogénica principal e imprime el estilo tectónico dominante en la región. Esta misma fase Astúrica origina posteriormente pliegues ortogonales a los anteriores, de gran radio, escasos en número y acompañados de una esquistosidad poco penetrativa.

Movimientos hercínicos tardíos intracarboníferos piegaron la esquistosidad S_1 , dando pliegues en V o "kink folds", originaron la red de fallas que afecta a toda la comarca y finalmente emergieron la región que quedó sometida como país rígido a la erosión.

Los datos que pueden obtenerse dentro del ámbito de la Hoja no permiten precisar la evolución de la cuenca con esta zona desde la finalización de la Orogenia Hercínica. Si bien es cierto que en Hojas colindantes, La Palma

de Condado (982), Ayamonte (998) afloran sedimentos de edad triásica, y en sondeos próximos se cortaron series continuas hasta el Cretácico (sondeos de Moguer I y Asperillo), en esta Hoja no se tiene certeza de la posible existencia de sedimentos mesozoicos bajo la discordancia terciaria.

Por ello nos remitimos a dichas Hojas donde la Historia Geológica de la zona, queda expuesta de forma más amplia en cuanto al intervalo existente entre la discordancia posthercínica y la discordancia del Terciario superior.

Dentro de la Hoja, y salvo las circunstancias expuestas, los sedimentos paleozoicos plegados en la Orogenia Hercínica quedaron expuestos a los procesos erosivos hasta el Tortonense superior en que ocurre la transgresión marina con depósitos de los conglomerados, areniscas y calizas de facies típicamente litorales; el progresivo aumento de la subsidencia origina depósitos de mayor profundidad, margas azules, con abundante microfauna pelágica y bentónica que hacia el techo del tramo se empobrece en dicha microfauna y se enriquece en macrofauna al tiempo que aumenta la proporción de terrígenos de tamaño limo-arena fina, estos paquetes marcan el inicio del período regresivo. Coincidiendo con los movimientos epirogenéticos que provocan la regresión finimiocena, hubo reactivación en fracturas Hercínicas, en especial las de dirección NNE-SSO y NNO-SSE. Las primeras dejaron el bloque oriental, margen izquierda del río Odiel, emergido con lo que los depósitos marinos acabaron con la regresión finimiocena, en tanto que el bloque occidental, margen derecha del río Odiel quedó como fosa invadida por el mar, con lo que los depósitos marinos continuaron hasta el Plioceno en lenta regresión progresiva y de forma escalonada dadas las distintas subcuencas originadas por las fallas de dirección NNO-SSE.

Con posterioridad a las arenas Pliocenas el mar se retira y el bloque occidental sufre un período erosivo no muy pronunciado para, de nuevo, entrar en subsidencia instaurándose un régimen fluviomarino con aportes terrígenos masivos, arenas basales, que colmatan la cuenca de forma progresiva pasando progresivamente a un régimen continental, de abanicos aluviales (QG). Un cambio en el nivel de base origina el encajamiento de la red fluvial con desarrollo de terrazas, conos, marismas, etc.

5 PETROLOGIA

En el Paleozoico del área de la Hoja de Gibralfón, se han estudiado dos tipos rocosos, en cuanto a ámbito generador se refiere. Por un lado, aquellas rocas de origen sedimentario, arcillosas, cuarzosas o líticas y por otro, las de génesis ígnea, ácidas o básicas que yacen en forma de coladas, sills, o piroclastos. Entre ambos extremos se pueden encontrar solapamientos, casos de cenizas volcánicas que pasan a pizarras comunes.

Todos estos materiales están afectados en mayor o menor forma pero siempre en grado bajo, por un metamorfismo regional epizonal influido más por la presión que por la temperatura. Constituyen parte del Cinturón Pirítico del suroeste de la Península cuyas características petrológicas son tan homogéneas, que hacen que el análisis que exponemos a continuación, sea absolutamente comparable y complementario con otros efectuados en Hojas adyacentes pertenecientes a dicha Banda.

En lo que atañe a sus características microtectónicas, en estas rocas se pueden llegar a observar en primer lugar, y puesto que el metamorfismo origina recristalizaciones y neofORMACIONES minerales escasas, una estratificación (S_0) bien visible. En segundo término, la esquistosidad principal (S_1) la más acentuada y comúnmente oblicua a la estratificación. Por último, una esquistosidad S_2 netamente de fractura que da lugar a fisurillas aisladas o en el caso más favorable origina crenulaciones suaves. Su penetratividad es poco acusada, desponiéndose siempre de forma oblicua y casi perpendicular a la anterior.

Naturalmente, el que se aprecien unas u otras de estas superficies es función directa de la naturaleza inicial de la roca. Así los tres planos podrán observarse mejor en una pizarra pelítica que en una pizarra normal y en ésta aún mejor que en una grauwaca. En las volcanitas de composición básica o de origen lávico, la S_2 , es prácticamente invisible.

5.1 ROCAS METASEDIMENTARIAS

Incluimos en este apartado las rocas metamórficas paraderivadas aunque, como acabamos de decir, las rocas ígneas son también metavolcanitas. El efecto metamórfico es siempre muy bajo o bajo, no sobrepasando en general, la zona de la clorita. Normalmente este metamorfismo es muy suave y consiste en una reorientación, neofORMACIÓN y ligera recristalización mineralógica que afecta principalmente a los componentes micáceos. Este bajo

efecto metamórfico hace posible la conservación de buena parte de las texturas y estructuras sedimentarias.

En el ámbito de la Hoja encontramos tres tipos de materiales: pizarras, metagrauwacas y cuarcitas. Entre las dos primeras y sobre todo en el Viseense superior, existe todo un tránsito incluso milimétrico.

La composición de las *pizarras* varía de pelítica a limolítica más o menos ferruginosa (pizarras moradas a techo del volcanismo ácido 2) o grafitosa. La estratificación relictiva normalmente se pone de manifiesto por la alternancia de lechos más o menos cuarzosos y micáceos y/o grafitosos; igualmente están intercalados microlechos pizarrosos con otros grauváquicos muy finos. En estas rocas se pueden observar con claridad estructuras sedimentarias ligadas a un origen turbidítico, como marcas de erosión, grano-selección, etc.

Aunque generalmente los minerales micáceos son los primeros en recrystalizar, sin embargo, en muchos casos el metamorfismo es tan poco acentuado que hace que se pueda observar bien aún el carácter detrítico de las micas de mayor tamaño. En muchos casos se produce una blastesis de clorita ahora parcialmente muscovitizada de formación tardisincinemática.

Los constituyentes subordinados son albita (en las pizarras de mayor granulometría) y clorita en esfena-leucoxeno-turmalina-circón-rutilo-opaco y apatito como accesorios.

Una característica bastante común en las pizarras del Viseense superior y que constituye una novedad en esta zona y en el suroeste pensinsular, es la presencia de cristales de monacita de origen premetamórfico (diagenético), siempre en cantidades muy inferiores al 5% de la roca. La identificación de esta especie como tal al microscopio resulta difícil por su reducido tamaño y su similitud aparente (relieve muy alto, birrefringencia elevada y coloración parda) con algún mineral titanado tipo esfena.

En general los granos de este fosfato de tierras raras se presentan aislados, englobados y a veces penetrados por la pasta pizarrosa, lo que hace que sus contornos sean bastante irregulares. Su tamaño varía entre 30 a 100 μ x 60 a 200 μ , siendo la medida más frecuente 60 x 100 μ . Su estructura interna es radiada, formada por cuatro individuos difícilmente visibles. Contiene microinclusiones en su mayor parte de cuarzo.

Las muestras de *metagrauwacas*, excepto algún caso esporádico de granulometría grosera conglomerática, son de grano fino (tamaños que oscilan entre 0,1 a 0,9 mm, con predominio de 0,25 mm), mal o medianamente seleccionadas. Los fragmentos de roca destacan por su proporción generalmente superior a la de los cristalinos. La forma de estos clastos es angulosa o

subangulosa y su composición lítica y mineralógica es: en primer lugar, rocas metamórficas de bajo grado, que van desde pizarras y filitas a cuarcitas y microcuarcitas con los tránsitos intermedios más o menos micáceos; rocas volcánicas, sobre todo de la serie espilita-queratófido y algún fragmento aislado quizás filoniano; como cristales individuales destacan abundante albita, cuarzo, micas (biotita-moscovita) subordinadas, y en último término accesorios pesados como turmalina-apatito y rutilo. La matriz está relegada a la categoría de accesorio o subordinada, su composición es de clorita-microcuarzo-sericita y accidental cemento calcítico.

Por último las *cuarcitas*, tanto las del Devónico como las del Complejo volcánico-sedimentario, son de características análogas entre sí. Corresponden a términos equigranulares (80 a 120 μ) de granulometría fina y muy impuros. Estas impurezas son debidas a la existencia de productos arcilloso-micáceos (sericita y caolín), además se pueden hallar frecuentes fragmentos individualizados de roca metamórfica distinta (filita, pizarra grafitosa) y de igual tamaño. El mineral de hierro suele destacar, además de por su coloración, por su abundancia: rellena intersticios y fracturas y a menudo dibuja la esquistosidad.

El proceso metamórfico produce recristalizaciones en los bordes del cuarzo (núcleo detrítico) y neogénesis cloríticas y sericíticas.

Los minerales pesados accesorios son circón-turmalina y rutilo. Cuando las impurezas aumentan y el tamaño del cuarzo se hace menor, podemos hablar de metalimolitas y metalimolitas arcósicas.

5.2 ROCAS IGNEAS

Aunque encontramos los dos tipos de orígenes, piroclástico y lávico, en las rocas extrusivas, sin embargo, en este área de Gibrleón, destaca un gran predominio del primero. Distinguir lava de toba incluso en lámina delgada resulta a veces complejo. Para considerar la muestra como material volcánico lávico y no fragmentario, hemos utilizado criterios como la homogeneidad de la roca, forma de los fenocristales, golfos de corrosión y bordes de reacción con la pasta, matriz menos esquistosa, etc.

A grandes rasgos, existen dos tipos de volcanismo de diferente naturaleza. Por un lado, uno de composición ácida intermedia, con fenocristales de cuarzo y escasos ferromagnesianos, y por otro, uno de carácter básico, con abundantes fases melanocráticas y carente de cuarzo o relegado a algunos intersticios.

El metamorfismo y las dos deformaciones visibles en otras rocas de la

zona, son también patentes aunque en menor escala en las volcanitas, especialmente en las tobas.

5.2.1 Volcanismo ácido-intermedio

Se incluyen aquí los "volcanismos ácidos 1, 2 y 3". Se trata de rocas, en su mayoría (> 90%) piroclásticas con fenoclastos de albita maclada o minoritariamente de cuarzo escasos y aislados en una pasta texturalmente pizarrosa e incluso filitosa, microcristalina, constituida por cuarzo-sericita y albita y feldespato potásico esporádicos.

Muchas tobas eran de carácter esencialmente vítreo: los fenoclastos son muy poco frecuentes e incluso están ausentes, en los casos más favorables se hallan cristales de cuarzo y albita fresca o pseudomorfa sustituida por sericita. Ocasionalmente se han encontrado rocas con numerosos clastos líticos de igual naturaleza que la roca englobante.

El mineral ferromagnesiano de estas piroclastitas es bastante escaso, y está representado por clorita, carbonatos accidentales, m. hierro marcando la pizarrosidad de la matriz, y rutilo. El apatito cuando se presenta suele constituir fenocristales o microfenocristales. Un componente accesorio que se puede decir omnipresente es el circón, cuyos prismas destacan de la matriz silíceo y a veces están asociados al opaco. La clorita y el cuarzo pueden observarse igualmente como relleno de amígdalas y este último además como modalidad fisural.

Las características ópticas de las plagioclasas parecen indicar que se trata de términos sódicos (albita-oligoclasa ácida).

A la hora de clasificar estos materiales intermedios-ácidos, se ha venido utilizando el término queratófido-cuarzoqueratófido; otros autores para las mismas rocas han empleado denominaciones como dacita o riolita. En cualquier caso se debe anteponer el prefijo "meta" o bien añadir el adjetivo "pizarroso", con el fin de reflejar con exactitud su estado metamórfico actual.

5.2.2 Volcanismo básico

Comprende los términos de composición básica albitica espilitica que exhiben texturas pilotácicas (plagioclasa), intersetales (clorita y carbonatos entre plagioclasa) y/o porfídicas (fenocristales plagioclásicos). Normalmente se hallan en avanzado estado de transformación metamórfica (autometamorfismo-metamorfismo regional) resultando marcadamente esquistas y con paragénesis de: clorita-albita-carbonatos-prenhita-m. de epidota. Es fre-

cuenta la presencia de amígdalas cloríticas con o sin carbonatos y prehita orientadas según el plano de la esquistosidad S_1 .

5.2.3 Diabasas (F_e^3)

Se presentan como stocks lopolíticos, con contactos oblicuos y verticales a las estructuras generales, y más frecuentes, sobre todo en la parte alta de la columna, en forma de sills, a veces concordantes con las estructuras.

Las diabasas atraviesan la columna estratigráfica hasta el muro del volcanismo ácido intermedio ($H \sqrt{2}^{A-A}$) y por lo tanto como edad mínima de las ¹¹⁻¹² intrusiones es la del comienzo de dicho episodio volcánico. Intruyen asimismo en las rocas básicas efusivas con lo que diferenciar entre el carácter efusivo o intrusivo de las rocas básicas no siempre puede hacerse con certeza.

Presentan textura ofítica de grano medio con grandes placas xenomórficas de clinopiroxeno augítico maclado englobando poiquilíticamente tablillas finas de plagioclasa alcalinizada y sausriritizada, y abundante clorita intersticial. Los accesorios comunes son ilmenita leucoxenizada y apatito acicular.

6 METALOGENIA

La Faja o Cinturón Pirítico Ibérico que se extiende desde Sevilla, en España, hasta el Océano Atlántico, en Portugal, con una longitud del orden de 240 Km y una anchura media de 45 Km, es una de las más importantes provincias metalogénicas de Europa.

El potencial minero de esta región se estima superior a mil millones de toneladas de sulfuros con leyes medias de 44-48% de S; 39-44% de Fe; 2-6% de Cu + Pb + Zn; 0,3-0,5% de As; 0,2-1,5 g/t de Au y 5-40 g/t de Ag. Se admite que unos 250 millones se han extraído, 500 millones son reservas seguras y el resto constituye mineral probable.

Otras mineralizaciones de esta provincia son las de manganeso y, con menos importancia, los filones hidrotermales de calcopirita, plomo, estibina y barita.

6.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS

Aunque se citan hasta 34 especies de minerales metálicos primarios, la mena comprende: pirita (60 al 90% del total), calcopirita, galena, esfalerita, arsenopirita, pirrotina y cinabrio, que justifican sobradamente el carácter polimetálico y complejo de estos depósitos. La ganga son carbonatos (0-25%) y silicatos (5-15%).

Desde comienzos de la década de los años 60, se admite que los yacimientos de sulfuros del Cinturón Pirítico son singenéticos y que se han formado por procesos exhalativos-sedimentarios. El carácter singenético y sedimentario se pone de manifiesto por la relación de los depósitos con ciertos niveles de la columna estratigráfica; por la concordancia entre éstos y la roca caja; por la lenta transición, en algunos casos, entre ésta y aquéllos y por las estructuras sedimentarias observadas en las mineralizaciones masivas, principalmente estratificación gradada. El origen exhalativo se confirma por la estrecha asociación entre los yacimientos y ciertos episodios efusivos ácidos del Complejo Volcánico Sedimentario.

El mecanismo que origina las mineralizaciones puede esquematizarse como sigue:

En las últimas etapas de cada ciclo del volcanismo ácido submarino fisural, instalado en la región durante el Tournaisiense-Viseense inferior, se producirían vapores sulfurosos, bien a través del cono central pero principalmente por alguno de sus adventicios, que se disuelven en el agua. En cuencas de ambiente reductor y por procesos bacteriológicos, se produce el ión sulfuro S^{2-} que al combinarse con los cationes metálicos (Fe, Cu, Pb, Zn, etc.) contenidos en salmueras oceánicas y/o procedentes de la sedimentación normal de la cuenca, origina lodos geliformes de sulfuros complejos que se depositarían en pequeñas depresiones continuamente neoformadas en un fondo marino inestable debido a la actividad volcánica. Estos lodos originan depósitos estratiformes masivos y cuando se emplazan cerca del foco volcánico dan lugar a yacimientos "proximales" que llevan asociada una mineralización diseminada de pirita frecuentemente rica en calcopirita, tipo "Stockwork" de geometría columnar que corresponde a chimeneas de aporte de los elementos que originan las menas. Si el transporte de los geles sulfurosos es mayor el yacimiento es "distal" y no tiene "Stockwork" asociado. Evidentemente entre ambos tipos hay situaciones intermedias.

Las masas de sulfuros sufrieron posteriores modificaciones debido al plegamiento hercínico y a procesos de alteración y removilización. En la actualidad, para distinguir ambos yacimientos es necesario recurrir a las facies del volcanismo ácido correspondiente y a las estructuras sedimentarias

de la mineralización. Los depósitos "proximales" se encuentran relacionados con piroclastos gruesos y en ellos las estructuras sedimentarias son infrecuentes y groseras; en los depósitos "distales", por el contrario, dichas estructuras son muy claras, principalmente la estratificación gradada, y los productos volcánicos de tamaño muy fino.

Morfológicamente los depósitos masivos son generalmente lenticulares, con longitudes extremas de 50 a 2.900 metros; potencia entre 3 y 100 metros; tercera dimensión casi siempre superior a 150 metros y tamaño entre 1 y 50 millones de toneladas.

Los procesos de meteorización durante el Secundario y el Terciario originaron "gossan" o monteras de hierro (hematites, goethita y limonita principalmente), y en la zona de cementación enriquecimientos secundarios de oro, plata y cobre, objeto de explotación desde tiempos prehistóricos por tartesos, fenicios y romanos.

Las monteras de hierro fueron los indicios que permitieron llegar al mineral en épocas pasadas. Actualmente todos los afloramientos de gossan se encuentran reconocidos con labores mecánicas y en la investigación de nuevas masas se utilizan técnicas geofísicas, principalmente, y geoquímicas. Los métodos geofísicos más indicados son eléctricos "sensu lato" y el gravimétrico, que miden dos propiedades físicas características de los sulfuros masivos: su buena conductividad eléctrica y elevada densidad. Ambos métodos son complementarios y para establecer la naturaleza "metálica" o "sin metal" de la anomalía de cualquiera de ellas es necesario comprobarlo con el otro (STRAUSS, FDEZ. ALONSO y MADEL, 1974). Los métodos geoquímicos tradicionales tropiezan con el inconveniente de la elevada contaminación de toda la Faja Pirítica y por esto su aplicación práctica es muy limitada. La mercuriometría parece tener mejores posibilidades.

Desde 1960 en todos los descubrimientos de nuevas masas los métodos geofísicos han desempeñado un importante papel (STRAUSS, MADEL y FDEZ. ALONSO, 1977).

No se conocen depósitos de sulfuros polimetálicos en el dominio de la Hoja de Gibraltor, no obstante sus posibilidades potenciales son muy elevadas debido a la presencia de buenos afloramientos de piroclastos pertenecientes al volcanismo ácido inicial (H ^{A-A} V1), formación que controla las masas de Tharsis, tan sólo 10 Km más al norte, dentro de la misma estructura tectónica.

Por otro lado, en buena parte de la superficie cubierta por sedimentos del Viseense superior, es posible la existencia de nuevos depósitos asociados al C.V.S. subyacente.

6.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

Las mineralizaciones de manganeso se encuentran en el C.V.S., dentro de la "formación manganesífera", asociadas a jaspes y pizarras ferruginosas.

Así como en relación con el volcanismo ácido inicial se encuentran masas explotables de sulfuros en el dominio del Anticlinal de Puebla de Guzmán, los depósitos de manganeso aparecen relacionados con actividades tardi-volcánicas del segundo ciclo ácido. Son yacimientos de manganeso, de los que se beneficia normalmente "bolsadas" de óxidos y peróxidos asociados a fracturas y fallas, dentro de la zona de enriquecimiento secundario. En la Hoja de Gibraleón se conocen dos pequeños depósitos de manganeso.

6.3 YACIMIENTOS FILONIANOS

En la Faja Pirítica existen numerosas mineralizaciones de calcopirita, galena y barita, de origen hidrotermal, relacionados con fracturas, siempre muy pequeñas y sin interés práctico.

En la zona estudiada no se han encontrado manifestaciones de este tipo de yacimientos.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA

No hay mina activa en el dominio de la Hoja de Gibraleón. Sólo existen dos labores antiguas sobre manganeso.

7.1.1 Yacimientos de manganeso

— Paraje "Cabezo Tejonera".— En dicho paraje, en el punto de coordenadas X: 298.250; Y: 328.150, hay labores mineras de escasa importancia, que beneficiaron óxidos y peróxidos en pizarras y tufitas muy trituradas y falladas.

— Paraje "El Obispo".— Junto a la casa del mismo nombre, coordenadas X: 294.000; Y: 325.700, se encuentra otra mina abandonada de

manganeso que, a juzgar por las labores y escombreras, ha tenido menos importancia que la anterior.

7.2 CANTERAS

Es intensa la actividad en varias canteras de la zona, todas situadas en el Viseiense superior (Grupo Culm), donde se aprovechan las grauvacas principalmente. Por esta razón están instaladas siempre en áreas con predominio de grauvacas sobre pizarras.

Por orden de importancia se pueden definir, tres áreas canterables:

– Norte de Gibraleón.— Tienen una superficie de unos 3 Km² y se extienden a uno y otro lado del río Odiel. Actualmente se explota la situada en X: 306.700; Y: 316.500, con el fin de conseguir principalmente grandes bloques que se destinan para el espigón del nuevo puerto de Huelva.

– Canteras de Tariquejo.— Se encuentran en ambos márgenes del arroyo Tariquejo.

La mayor actividad se encuentra en X: 293.500; Y: 313.700 donde la Empresa "Rus" produce unos 200 m³/día que emplea en la construcción y reparación de carreteras. Previamente trituran a pie de cantera el material y la fracción gruesa es utilizada para firmes y los finos en la fabricación de aglomerado asfáltico.

En este mismo paraje, unos 300 metros al norte, existe otra cantera de menor importancia explotada por "Construcciones Moreno" cuyos áridos también se destinan para carreteras.

– Paraje de "La Bellida".— En este paraje, a la altura del Km 37,500 de la carretera de Huelva a Sanlúcar de Guadiana, al oeste de San Bartolomé de la Torre (coordenadas X: 290.600; Y: 324.800) el IRYDA explota una cantera para firmes de caminos. La producción aproximada es de 100-150 m³/día.

En el Terciario existen varias pequeñas graveras y areneros que se aprovechan para la construcción y para la explotación de arenas silíceas.

7.3 HIDROGEOLOGIA

El Paleozoico es pobre en recursos hidrológicos. Sólo en los suelos y la zona de alteración de rocas básicas y en relación con fracturas y fallas, se pueden encontrar pequeños caudales que a duras penas son suficiente para usos humanos y ganaderos restringidos. El rendimiento de todas estas captaciones es muy sensible a los cambios estacionales.

En el Terciario hay importantes acuíferos, asociados a arenas y gravas, que se explotan con notable rendimiento dentro de esta Hoja, principalmente para regadíos de naranjos y praderas.

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. Espilitos 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 espilitos 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)”. *Enadinsa*, 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).— "Sucession 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 mediane". *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. París.
- 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).
- OLIVEIRA, J.T.; HORN, M. y PADROTH, E. (1979).— "Preliminary note of the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern Portugal and on the palaeogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65: 151-168.
- 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).— "Livre a la mémoire du professeur Paul Fallot. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéés et alpins d'Europe". *Société Géologique de France*, T.I. París.
- 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 andalucense 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 Micropaleontología*, 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 Vorkommen von Culmschichten mit *Posidonomya becheri* auf dem Südbhange 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: Some comments". *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969).— "Folded over-

- thrusts 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-quartzkératophyres 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.
- 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.
- VIGUIER, C. (1969).— "Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)". *Boletín Geológico y Minero. IGME*, T. LXXX, V. 6, pp. 545-546. Madrid.
- VISHER, G.S. (1969).— "Gran sizedistributions and depositional processes". *J. Sediment. Petrol.* 39, (1.074-1.106).
- 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.