



IGME

959

9-39

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CALAÑAS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CALAÑAS

Segunda serie - Primera edición

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

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A., dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Memoria: Francisco Contreras Vázquez, Licenciado en Ciencias Geológicas (INGEMINSA); Américo Santos Bonaño, Licenciado en Ciencias Geológicas (THACSA).

Petrología: Teresa Nodal Ramos, Licenciada en Ciencias Geológicas (ENADIMSA).

Macropaleontología: Hermenegildo Mansilla, Dr. Ingeniero de Minas.

También se ha contado con la asesoría del Ingeniero de Minas D. José M^a Zapardiel para la confección de esta Hoja.

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 - 18750—1982

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Calañas está situada en la parte central de la Provincia de Huelva. Pertenece a la Comarca de Andévalo, que se extiende por las estribaciones meridionales de la Sierra de Aracena, que es la zona más suroccidental de Sierra Morena.

Geológicamente se encuentra en la parte meridional del Macizo Ibérico, en la zona sur-portuguesa (LOTZE, 1945), o Ibérica-suroccidental (STRAUSS, G.K., 1965); más concretamente en lo que se denomina Faja Pirítica Hispano-Portuguesa.

La morfología de esta Hoja es medianamente accidentada, con altitudes superiores a 200 m. en su mitad norte e inferiores en la sur. Las cotas máximas corresponden a los vértices Morante (junto a Calañas) con 419 m. y Mazmorra (junto a Tharsis) con 367 m. Las cotas mínimas son de 40 m. en el río Odiel.

La red hidrográfica, bastante encajada, pertenece fundamentalmente a la cuenca del río Odiel y de su tributario Oraque. El ángulo noroccidental da sus aguas a riveras y arroyos subsidiarios del río Guadiana.

La pluviometría en la región es irregular, con precipitaciones máximas

entre los meses de noviembre a marzo y prácticamente nulas en verano. La media anual es del orden de 600 milímetros, aunque puede sufrir grandes fluctuaciones.

En la casi totalidad de esta Hoja afloran materiales paleozoicos (devónico-carboníferos). El Devónico se encuentra presente en sus tramos superiores con litologías dominantes de pizarras y cuarcitas. El Carbonífero está representado por el Dinantiense, que se inicia con un complejo volcánico-sedimentario (aunque éste puede comenzar ya en el Devónico Superior) y sigue con pizarras y grauvacas en facies turbidíticas. En el ángulo suroccidental de la Hoja afloran sedimentos terciarios.

El Paleozoico fué deformado en la Orogenia Hercínica, cuya fase principal produce pliegues asimétricos de vergencia al sur y macroestructuras de dirección aproximada este-oeste. Dentro de la zona estudiada se encuentra el cierre oriental del Anticlinorio de Puebla de Guzmán, el cierre occidental del Anticlinorio de Valverde del Camino, así como numerosos pequeños anticlinales en los que afloran materiales del Complejo Volcánico Sedimentario en medio de pizarras y grauvacas (facies Culm); entre estos anticlinales destacan el de Villanueva de las Cruces y otros más al SSE.

El interés minero de la zona es grande por pertenecer a la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa y tener amplia representación el Complejo Volcánico Sedimentario, que constituye el horizonte portador de las mineralizaciones de sulfuros polimetálicos y depósitos de manganeso, que se vienen explotando con diferente intensidad desde épocas prehistóricas.

En rocas industriales el interés es muy escaso, así como desde el punto de vista hidrogeológico, pues el carácter impermeable de las litologías paleozoicas hace que la región sea prácticamente nula para almacenar aguas subterráneas.

Los núcleos de población más importantes son Calañas, Alosno, Tharsis y Villanueva de las Cruces; existen también algunos poblados mineros que en la actualidad están total o parcialmente despoblados, como son La Torerera y Lagunazo.

Las principales vías de comunicación son las carreteras de Huelva a Portugal por Rosal de la Frontera, de Valverde del Camino a la Frontera Portuguesa, de Ayamonte a Aracena, de Tharsis a Calañas por Villanueva de las Cruces, de Tharsis a Puebla de Guzmán, de Alosno a Puebla de Guzmán, de Calañas a Zalamea la Real, de Calañas a Silos de Calañas, de Sotiel Coronada a Torerera, así como los caminos de Alosno a Castillejos, de Alosno a la Estación del Cobujón y de Calañas a la Estación de los Milanos. Otras vías de comunicación son los ferrocarriles Zafra-Huelva y el minero de

la Compañía Española de Minas de Tharsis desde Corrales a sus centros mineros de Tharsis y La Zarza.

Entre los trabajos geológicos precedentes en la zona se encuentran:

– Mapa Geológico de España 1:50.000 (CALAÑAS) núm. 959, FEBREL MOLINERO, T. (1968).

– Mapa de Síntesis 1:200.000 (Sevilla) núm. 75.

– Mapa geológico 1:25.000, F.AYE; M. LECOLLE, G. ROGER, 1974 (ROUTHIER, P. et al., 1980).

– Investigaciones geológico-mineras realizadas en las minas de Tharsis y Sotiel (Inéditos).

– Publicaciones de G.K. STRAUSS; J. MADEL y F. FERNANDEZ ALONSO.

2 ESTRATIGRAFIA

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

CUADRO I

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

D I S C O R D A N C I A

CARBONIFERO SUPERIOR		FASES OROGENICAS HERCINICAS	
CARBONIFERO INFERIOR	Viseiense Sup.	CULM	Pizarras y grauvacas
	Viseiense Inf. y Medio	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	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)	
DEVONICO SUPERIOR	Fameniense	CONCORDANCIA	Pizarras y cuarcitas
	PIZARRAS Y CUARCITAS (P-Q)		
----- MURO DESCONOCIDO -----			

2.1 DEVONICO

Es la formación más antigua de la serie sedimentaria, y en consecuencia, constituye siempre núcleos de estructuras anticlinales.

Está constituido por pizarras, areniscas, cuarcitas y pizarras con nódulos calcáreos que se sitúan en los niveles superiores, en los que existe fauna del Fameniense. Los niveles inferiores se atribuyen al Devónico Superior, y su base es desconocida.

2.1.1 Devónico Superior (D_3)

Al oeste y suroeste de la Hoja afloran pizarras con intercalaciones de cuarcitas que pertenecen al grupo P-Q de la secuencia litoestratigráfica general del cuadro anterior. Estos afloramientos forman parte del cierre oriental del Anticlinorio de Puebla de Guzmán, una de las principales macroestructuras de la región.

Las pizarras constituyen la litología más frecuente, y por el tamaño de grano van desde arenitas a lutitas o pelitas, a veces con tránsitos graduales que producen finos bandeados en los que se aprecia la estratificación (S_0). Son sericíticas, de color gris, en ocasiones negruzco, que por alteración pasan a tonalidades marrones rojizas y grises blanquecinas. Presentan esquistosidad acusada, que puede enmascarar totalmente la estratificación.

Las cuarcitas aparecen irregularmente distribuidas interestratificadas entre pizarras en forma de capas y lentejones. Son rocas de grano fino, formadas fundamentalmente por cuarzo e impurezas arcilloso-micáceas. De colores grises y marrones, por la alteración de minerales de hierro se producen coloraciones rojizas que resaltan las estructuras sedimentarias, esquistosidades y microfracturas que las afectan. En la zona estudiada no existen afloramientos destacables de cuarcitas; los niveles tienen potencias variables, inferiores a 2 m., y corrida decamétrica, siendo la potencia más generalizada entre 10 y 30 cm. En estas capas se observan estructuras sedimentarias principalmente laminaciones paralelas y cruzadas.

Ocupando posiciones de techo dentro de esta formación de pizarras y cuarcitas, se han cartografiado niveles de conglomerados cuarcíticos con cantos bien redondeados de cuarcitas (diámetros entre 1 y 5 cm.) en matriz arcillosa. Los afloramientos tienen potencia del orden decamétrico y sin continuidad lateral.

En el cuadrante nororiental de la Hoja existe un lentejón de estos conglomerados en el paraje La Caganchuela, dentro de la Formación Devónico Superior-Carbonífero Inferior. Presentan tonos rojizos debidos a óxidos

de hierro, con presencia local de pirita. Se han visto también algunos restos de conchas limonitizadas. Este lentejón conglomerático se encuentra próximo a niveles de tobas finas, cuarzovacas y calizas.

En el Anticlinal de Tharsis (estructura más a levante del Anticlinorio de Puebla de Guzmán) la formación de pizarras y cuarcitas se ve atravesada por venas de sulfuros que por alteración dan colores rojizos a esta formación.

2.1.2 Fameniense (D₃₂)

A techo de las pizarras y cuarcitas aparecen afloramientos discontinuos de pizarras con lentejones calcáreos de escala métrica a decamétrica que generalmente han sido aprovechados para caleras. En ellos se han citado estructuras sedimentarias que sugieren una redeposición por corrientes de turbidez entre los sedimentos normales del grupo P-Q (V. de BOOGAARD y SCHERMERHORN, 1975).

De los tres afloramientos cartografiados en la mitad occidental de la Hoja destacan los situados junto a la carretera de Tharsis a Puebla de Guzmán (x: 293.500; y: 340.000) y los ubicados junto a la Rivera del Aserrador (x: 292.300; y: 329.000). Muestras estudiadas han dado la siguiente fauna de conodontos:

a) Afloramiento junto a la carretera de Tharsis a Puebla de Guzmán;

- *Apatognathus* sp.
- *Bispathodus stabilis*, (BRANSON y MEHL) Morfotipo 1 .
- *Bispathodus* sp.
- *Hindeodella* sp.
- *Ozarkodina* sp.
- *Palmatolepis gracilis gracilis*, BRANSON y MEHL .
- *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, ZIEGLER .
- *Palmatolepis perlobata schindewolfi*, MULLER .
- *Palmatolepis* sp.
- *Polygnathus* cf. *hassi*, HELMS.
- *Polygnathus* cf. *Homoirregularis*, ZIEGLER.
- *Polygnathus* sp.
- *Prioniodina* sp.
- *Spathognathodus* sp.
- *Tripodellus robustus*, BISCHOFF.

b) Afloramiento junto a la Rivera del Aserrador;

- *Bispathodus bispathodus*, ZIEGLER, SANDBERG y AUSTIN.

- *Bispathodus stabilis*, (BRANSON y MEHL) Morfotipo 1.
- *Hindeodella* sp.
- *Ozarkodina* sp.
- *Palmatolepis gracilis graciles*, BRANSON y MEHL.
- *Palmatolepis* sp.
- *Polygnathus communis communis*, HASS.
- *Polygnathus* sp.
- *Pseudopolygnathus* sp.

Estos conodontos (de ambos afloramientos) pertenecen a la parte superior de la Zona-Styriacus o parte inferior de la Zona-Costatus, de edad Fameniense Superior.

En la mitad oriental del plano abundan los afloramientos de estas rocas. Son aquí pizarras grises con nódulos de calizas impuras, generalmente de varios centímetros, que a veces llegan a constituir niveles de escasa continuidad. Las pizarras presentan frecuentes huecos con óxidos y arcillas de descalcificación. Los afloramientos más importantes se sitúan en el Cabezo de las Febreras, 1 Km. al oeste de Sierra Ortiz, y a unos 3 Km. al sur de Calañas (Paraje de Caganchuela). En el Cabezo de las Febreras (coordenadas x: 310.450; y: 339.650) se ha encontrado un ejemplar de "*Reptoclymenia Roemeri*" WEDEAIND, que data Fameniense. También se ha clasificado fauna de conodontos:

- "*Palmatolepis Gracilis Gracilis*" BRANSON y MEHL.
- "*Palmatolepis Gracilis Signoidalis*" ZIEGLER.
- "*Palmatolepis Gracilis Gonioclymeniae*" MULLER.
- "*Palmatolepis Perlobata*" VERICH y BASSLER.
- "*Polygnathus Communis Communis*" HASS.
- "*Bispathodus Stabilis*" BRANSON y MEHL. Morfotipo 1.
- "*Bispathodus Stabilis*" BRANSON y MEHL. Morfotipo 2.
- "*Hindeodella* sp."

Estos conodontos pertenecen a la Zona-Costatus, de edad Fameniense Superior.

En pizarras que parecen idénticas, aunque no se han encontrado calizas pero existen caleras antiguas (el terreno está removido y plantado de Eucaliptos), 2 Km. al ONO de la Estación de los Milanos (coordenadas x: 313.050; y: 338.150), existen abundantes fósiles clasificados como:

- *Aulophyllum* sp.
- *Poteroicrinites* sp.

- *Posidonia*?
- Posible molde externo de *Goniatites*.

Esta asociación parece corresponder al Viseiense Superior-Namuriense Inferior, aunque sin descartar el Devónico Superior.

Afloramientos similares, que ocupan posiciones estratigráficas equivalentes a los de esta Hoja, y dentro de la misma unidad estructural, en Pomarão y Cabezas del Pasto son considerados como Fameniense en base a dataciones realizadas sobre macrofauna ("*Clymenia Laevigata*" MUNST, "*Phacops y granulatus*" MÜNST) por PRUVOST (1912), y, posteriormente, a partir de conodontos (HÖLLINGER, 1959; V. de BOOGAARD, 1963 y 1967; V. de BOOGAARD y SCHERMERHORN, 1975).

Todas las dataciones faunísticas precisas establecen una edad Devónico Superior para la facies carbonatada (D₃₂) del techo del P—Q, y en consecuencia las pizarras y cuarcitas de este Grupo son igualmente devónicas, al menos en sus tramos superiores. Aún cuando son posibles materiales más antiguos (infradevónicos) en los núcleos de los anticlinales, no hay criterio paleontológico, ni cambios litológicos que sugieran la presencia de tales materiales.

2.2 DEVONICO SUPERIOR-CARBONIFERO INFERIOR

Esta formación se ha distinguido en la mitad oriental de la Hoja, y en su mayor parte debe corresponder al Devónico Superior, ocupando el núcleo del Anticlinal de Sotiel.

Se considera Devónico Superior-Carbonífero Inferior porque en el flanco sur del Anticlinorio de Valverde del Camino, y su cierre al oeste dentro de la Hoja (Anticlinal de Sotiel), existen pizarras y cuarcitas en las que se intercalan finos niveles de tobas. En la Hoja vecina de Valverde, entre las pizarras con cuarcitas y las pizarras y grauvacas de facies Culm (Viseiense Superior), en gran parte no existe Complejo Volcánico Sedimentario diferenciable, sino finos niveles tuffíticos aislados dentro de pizarras, sin haberse podido establecer un límite seguro entre el Devónico y el Carbonífero.

El flanco sur del Anticlinal de Sotiel parece corresponder a un paso gradual entre el Devónico Superior y el Complejo Volcánico Sedimentario en su facies fina, distal. Por otra parte, este flanco está afectado por fallas inversas o cabalgamientos que acercan, y posiblemente mezclan, estas dos formaciones.

En el flanco norte del mismo anticlinal existen abundantes niveles de tobas y tufitas que se interpretan como estructuras (charnelas sinclinales).

También son abundantes las intrusiones de grabo-diabasas, presumiblemente en forma de sills.

En esta formación están representadas pizarras, areniscas, cuarcitas, cuarzovacas, tobas, tufitas ácidas y metabasitas, además de lentejones ocasionales de calizas (D_{32}), y conglomerados, antes descritos.

2.2.1 Pizarras, areniscas y cuarcitas con tufitas locales ($D_3-H_{11-12}^{A-A}$)

Es el término general que puede englobar o equivaler a toda la serie inferior al Viseiense Superior.

Aflora en la mitad nororiental de la Hoja, constituyendo el núcleo del Anticlinal de Sotiel, y dos pequeños afloramientos en su continuación al oeste (Cabezo de las Febreras).

En la mayor parte son pizarras arcillosas o limolítico-arcillosas con abundantes niveles cuarcíticos, a veces arenosos, que se sitúan preferencialmente hacia la base. Son de color gris oscuro a negro, a veces bandeados, con ligeros tonos verde-azulados. Con frecuencia tienen tonos rojizos de alteración. Poseen abundantes estructuras sedimentarias, sobre todo estratificaciones cruzadas. En niveles superiores de estas pizarras, al SO de Sierra Ortiz (coordenadas x: 313.350; y: 339.200) se ha encontrado una muestra con restos vegetales clasificados como posible *Lepidodendron* (Carbonífero Inferior).

Los niveles cuarcítico-arenosos varían desde milímetros a varios metros de potencia. Presentan estratificaciones cruzadas, huellas de corrientes y algunos "cantos blandos" de orden centimétrico. En muchos puntos, en la superficie de estos niveles o bancos de cuarcitas existen huellas que parecen fósiles. NERY DELGADO (1876) las describió en Portugal como "Nereites", y en 1910 las consideró como verdaderos fósiles (anélidos); PERDIGAO (1961), las consideró como trazas producidas por anélidos, gasterópodos y otros organismos; para RAMBAUD (1969), las considera huellas sin significado estratigráfico.

Las pizarras y cuarcitas descritas deben corresponder al Devónico Superior (D_3), pero existen localmente otras con nódulos y niveles finos de hierro y manganeso que pueden corresponder al Complejo Volcánico Sedimentario, pero que no han podido diferenciarse, así como la presencia de nivelillos tufídicos y de tobas finas que se han diferenciado cuando adquieren mayor desarrollo ($D_{32}-H_{11}^A$).

La potencia de esta formación puede estimarse como mínimo en 800 m.

2.2.2 Pizarras, cuarzovacas, tufitas, tobas ácidas y metabasitas con carbonatos (localmente metadiabasas) (D₃₂-H₁₁^A)

Es el término de transición entre el Devónico y el Carbonífero. Se encuentra rodeando a las pizarras y cuarcitas en la mayor parte del Anticlinal de Sotiel, sobre todo en su flanco norte, así como en la recuperación local de este anticlinal algo más al oeste de su cierre (Cabezo de las Febreas). También como pequeños afloramientos correspondientes a estructuras menores en medio de las pizarras y cuarcitas.

Las pizarras de este término son las propias devónicas; si acaso más sericíticas, lo que puede indicar algunos aportes cineríticos.

La denominación de cuarzovacas responde a la de grauvacas con gran predominio de cuarzo (grauvacas cuarcíticas, SCHERMERHORN, 1971). Son rocas de grano medio, generalmente bastante anguloso y color pardo-rojizo.

Las tufitas son mezcla de aportes volcánicos y sedimentarios, sobre todo de grano fino por ambas partes. Las tobas calcáreas son bastante frecuentes dentro de este término, pudiendo tratarse de tobas keratofídicas, pero lateralmente pueden existir nódulos de calizas impuras que aunque no se ha encontrado fauna interpretamos del Fameniense. Por tanto, se considera la existencia de volcanismo, aunque sea en una actividad inicial muy débil, ya en el Fameniense. No obstante, existe la duda de si estas calizas son del Fameniense o corresponden con lentejones de edad Viseiense Inferior, como las que existen dentro del Complejo Volcánico Sedimentario.

Otro tipo de rocas incluidas aquí son metabasitas, que pueden corresponder a las que se describirán después al hablar del volcanismo básico, pero en posición más distal.

Existen algunas muestras clasificadas como metadiabasas, pero resulta imposible, a esta escala, separarlas cartográficamente.

La potencia de esta unidad, muy variable según los puntos es como máximo de 50-80 m.

2.3 CARBONIFERO INFERIOR

A techo y en concordancia con el Devónico Superior o el Devónico Superior-Carbonífero Inferior se encuentra una importante unidad, litológicamente heterogénea, compuesta por rocas volcánicas submarinas, con términos que van desde ácidas a básicas, y un armazón sedimentario constituido principalmente por pizarras, con aportes variables de elementos terrí-

genos 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. por predominar en él litologías volcánicas y silíceas.

Se han distinguido 3 episodios volcánicos de carácter ácido (el último también con carácter intermedio e incluso básico), y dos de volcanismo básico-intermedio. Entre ellos y lateralmente mediante pasos graduales, series volcano-sedimentarias con el carácter volcánico más o menos acentuado según la intensidad de la actividad volcánica y su proximidad a las zonas de foco.

Se considera que son de naturaleza fisural, de dirección aproximada E-W.

El comienzo es de carácter ácido, existiendo, aunque no de forma continua, manifestaciones básicas entre dos ácidas sucesivas.

Sobre esta unidad y concordante con ella se depositó una monótona serie de pizarras y grauvacas, que constituyen el Grupo Culm de la columna litoestratigráfica general (Cuadro I) con la que termina la sedimentación paleozoica.

2.3.1 Complejo Volcánico Sedimentario

Esta importante unidad está constituida por rocas procedentes de un volcanismo fisural explosivo en el que predominan productos piroclásticos ácidos e intermedios, con tamaño de clastos de grueso a fino y texturas frecuentemente porfídicas, lavas, brechas y aglomerados. El volcanismo básico se encuentra representado por rocas extrusivas e intrusivas. Estos productos volcánicos se encuentran entre niveles de sedimentación detrítica constituidos principalmente por pizarras.

La ubicación de los focos se supone próxima a la máxima concentración de piroclastos gruesos y coladas lávicas, siendo frecuentes las variaciones bruscas de potencia y cambios de facies tanto en la horizontal como en la vertical, y no sólo entre productos volcánicos sino también entre éstos y los sedimentos.

El espesor del C.V.S., considerado en su conjunto, es muy variable de unos puntos a otros de la Faja Pirítica.

Para los afloramientos de esta Hoja se han calculado potencias máximas algo superiores a 700 m.

Por la posición en la columna litoestratigráfica regional y correlación litológica, el C.V.S. se puede datar como Tournaisiense-Viseiense Inferior y

Medio. En efecto, este grupo se enmarca entre dos unidades bien datadas: Fameniense en el muro y Viseiense Superior en el techo. Por otro lado un estudio de conodontos en lentejones calcáreos dentro del C.V.S. en la Mina de Sotiel, relizado por V. de BOOGAARD y SCHERMERHORN (1975), establece una edad Viseiense Inferior. Idéntico estudio realizado en este proyecto en lentejones situados varios kilómetros al sur de esta mina, ha señalado la presencia de un ejemplar difícil de clasificar por estar roto, pero que parece ser "*Gnathodus cf. Girtyi*" HASS, cuya edad sería Carbonífero Inferior o Medio. Finalmente PRIEM (1968), por dataciones absolutas realizadas con el método Rb-Sr en muestras de volcanitas ácidas de la Formación São Luis (Portugal), establece una edad entre 330 ± 15 y 344 ± 15 millones de años, que corresponde al Tournaisiense.

En la Hoja de Calañas hay varios afloramientos de Complejo Volcánico Sedimentario independientes. Por un lado el cierre occidental del Anticlinorio de Valverde y por otro el cierre oriental del Anticlinorio de Puebla de Guzmán, ambos constituyen los dos afloramientos más importantes de la zona. Por otra parte existen numerosas charnelas anticlinales con afloramientos aislados de C.V.S. en medio de pizarras y grauvacas (Culm), entre los que cabe destacar el Anticlinal de Villanueva de las Cruces. Además, en el ángulo noroeste de la Hoja, aflora un C.V.S. de características propias denominado Formación Duque, al igual que en la Hoja de Puebla de Guzmán en donde tiene amplia representación.

Las rocas sedimentarias interdigitadas con los productos volcánicos confirman junto con estructuras "pillow", granoclasificación, etc..., el carácter submarino de las efusiones, y permiten establecer períodos de actividad volcánica intensa, separados por épocas de tranquilidad total o parcial 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 de afloramientos. Teniendo en cuenta estas consideraciones, definidos litológica y paleontológicamente el techo y muro de esta unidad, y gracias a la similitud de litologías y facies en cada dominio volcánico sedimentario de esta Hoja, se ha podido llegar a correlacionar y definir una secuencia litoestratigráfica general.

En base a estas consideraciones se estudian a continuación las diferentes formaciones del Complejo Volcánico Sedimentario, de gran importancia minera, ya que asociado al volcanismo ácido aparecen los yacimientos de sulfuros polimetálicos y de manganeso de esta provincia metalogénica.

2.3.1.1 *Pizarras, tufitas y tobas* (H_{11-12}^{A-A} p1)

Es un término general que puede equivaler al Complejo Volcánico Sedimentario. Representaría una facies distal de los distintos episodios que se traducen en el relleno de las cuencas creadas por las alineaciones de focos o fisuras.

Esta formación ocupa cualquier posición en la columna estratigráfica del Complejo Volcánico Sedimentario. Se puede situar sobre materiales devónicos, en áreas no invadidas por productos volcánicos, donde continúa la sedimentación pelítica-terrágena con algunos aportes volcánicos finos de erupciones más o menos próximas. Esto da origen a una unidad litológica constituida por pizarras, tufitas y tobas finas con esporádicos lentejones de jaspes y chert, no cartografiables en la mayoría de los casos a esta escala, sin poderse establecer su posición con relación a los distintos episodios volcánicos. En el cierre oriental del Anticlinorio de Puebla esta unidad llega desde el Devónico Superior hasta la formación de pizarras moradas (H_{11-12}^{A-A} pm). El Anticlinal de Sotiel puede comprender parte del volcanismo final (tercero) en su facies más fina, cuando no se desarrollan las pizarras moradas.

La litología predominante es de pizarras entre las que se interestratifican niveles de tobas finas y tufitas. Son de color gris oscuro a negro y por alteración pasan a marrones. En pizarras limolíticas se aprecia la estratificación en finos bandeados por cambio de granulometría y color, con planos de esquistosidad poco desarrollados. Las pizarras arcillosas tienen la esquistosidad muy marcada y difícilmente se aprecia estratificación. Pueden ser carbonosas por la abundancia de materia orgánica, de color negro que pasa a marrón-rojizo por la alteración de diseminaciones finas de pirita. En zonas tectonizadas estas pizarras pueden hacerse grafitosas por la transformación de la materia orgánica en grafito, con frecuente cuarzo de exudación entre los planos de esquistosidad. Estas pizarras negras carbonosas, a veces grafitosas, se encuentran preferentemente junto a los sulfuros masivos (H_{11-12}^{A-A} Py) e incluso ocupando su nivel estratigráfico.

Esta unidad detrítica tiene amplia representación en el dominio estudiado y su distribución es muy irregular.

La potencia es variable y difícil de evaluar, pero pueden estimarse espesores máximos de 350-400 m.

2.3.1.2 *Volcanismo ácido primero o inicial* (H_{11-12}^{A-A} V1)

Está constituido por rocas ácidas procedentes de un volcanismo explosivo multifocal. Predominan las facies piroclásticas, principalmente tobas de

gruesas a finas y en menor proporción afloran lavas, aglomerados y brechas que nos indican la posible ubicación del aparato volcánico. Con el distanciamiento del foco se depositan materiales cada vez más finos, llegando a tener tufitas y tobas finas a veces interestratificadas con pizarras.

Los afloramientos de esta emisión volcánica no son continuos. En el cierre del Anticlinorio de Puebla de Guzmán están ocupando posiciones en la mitad sur, mientras que en el norte no afloran o son inexistentes. En el Anticlinal de Sotiel están rodeando su núcleo, sobre todo en su flanco norte y zona de cierre.

Las tobas, sobre todo de grano grueso, son rocas de color claro, a veces blanco por alteración, de aspecto porfídico, por lo que han sido consideradas frecuentemente como porfiroides o pórfidos.

Las coladas de lavas son muy locales, y a veces tienen vacuolas alineadas de 3 cm. de longitud, bien representadas en Cabezo Bramilla a unos 2,5 Km. al sur de Alosno.

Los aglomerados están formados por clastos, de naturaleza volcánica, redondeados, de 2 a 7 cm. de diámetro, existiendo algunos hasta de 20 cm., englobados en una matriz tobácea. Así ocurre en el afloramiento junto a la Rivera Aserrador al suroeste de la Hoja.

Tanto los piroclastos como las lavas son de naturaleza riolítica y ocasionalmente andesítica, leucocráticos y con textura porfídica.

En esta unidad volcánica, y principalmente en los niveles superiores, afloran lentejones de jaspes ferruginosos y chert que tienen dimensiones métricas a decamétricas, colores rojos y blanquecinos, y con frecuentes cristales de pirita.

Asociados a este volcanismo inicial se encuentran los sulfuros masivos polimetálicos ($H_{11-12}^{A-A} Py$). Son cuerpos lenticulares o en forma de capas que se depositaron ocupando posiciones de techo del episodio volcánico ácido, a veces interestratificados entre facies finas, siendo normal que el tránsito de roca volcánica a sulfuro masivo se realice a través de un fino nivel de pizarras negras carbonosas. Sus afloramientos debieron dar grandes crestos de "gossans". En la actualidad donde se ve superficialmente esta mineralización es gracias a explotaciones mineras a cielo abierto. Su color es verde-gris oscuro y pueden apreciarse estructuras sedimentarias, principalmente estratificación gradada. La mena está compuesta de pirita (60-90 por ciento del total), calcopirita, galena, esfalerita, arsenopirita, pirrotina y cinabrio, que justifican el carácter polimetálico de estos depósitos, además de silicatos, carbonatos de hierro o magnesio, etc... La potencia es inferior a 100 m. y sus longitudes extremas entre 50 y 3.000 m.

2.3.1.3 *Tobas básicas verde-violetas* (H ^{A-A} Tv_v) 11-12

Tienen escasa representación en la Hoja, tan sólo dos afloramientos, uno al SE de Calañas en el límite del plano, y otro varios kilómetros al O de la Estación de los Milanos. En ambos casos se sitúan directamente a techo del volcanismo ácido primero, en tránsito a las volcanitas básicas espiliticas.

Los tonos violetas se deben a diseminaciones hematíticas que impregnan la roca en zonas concretas. Poseen con frecuencia cristales de cuarzo y a veces su carácter no pasa de intermedio.

La presencia de cuarzo ha sido interpretada como fragmentos arrastrados de rocas ácidas. También tienen clastos de pizarras moradas y jaspes aunque no en el dominio de esta Hoja.

La potencia aquí es muy reducida, inferior a 40 m.

2.3.1.4 *Volcanismo básico espilitico* (H ^{A-A} V_b) 11-12

A techo del volcanismo ácido inicial y a veces sobre las pizarras, tufitas y tobas (H ^{A-A} P₁)₁₁₋₁₂, o en medio del volcanismo ácido segundo, se ha diferenciado un episodio efusivo básico, constituido principalmente por tobas y lavas espiliticas con frecuentes estructuras almohadilladas (pillow), que a veces quedan enmascaradas por las deformaciones tectónicas. En la mitad oeste de la Hoja los afloramientos son escasos, estando restringidos a Filón Norte (Tharsis) y norte de la Mina Cascabelero en el punto de coordenadas Lambert x: 298.500; y: 343.000.

El núcleo del Anticlinal de Villanueva de las Cruces está constituido por rocas básicas espiliticas, existiendo áreas en las que no se puede confirmar el carácter efusivo o intrusivo de la roca básica.

En la mitad oriental de la Hoja se encuentran ampliamente distribuidas, sobre todo en los alrededores de Calañas y en el cierre del Anticlinal de Sotiel.

Son rocas de color verde oscuro, que por alteración pasa a marrón, más o menos compactas, masivas o esquistosas, de grano grueso a fino. Se presentan como lavas y tobas que han sufrido un proceso de espilitización, con pérdida de Ca de las plagioclasas que se convierten en más sódicas, quedando CO₃Ca en vacuolas. Localmente tienen carácter subvolcánico (diabasas) que llegan a producir metamorfismo de contacto.

El carácter submarino de este volcanismo queda de manifiesto por los procesos de espilitización, las estructuras de pillow lavas, y la interdigitación

con pizarras. También existen texturas amigdalares, en las que se concentran principalmente carbonatos.

Entre estas rocas se pueden encontrar chert y jaspes.

La potencia es muy variable de unas zonas a otras, y se puede estimar el máximo en 250 m.

2.3.1.5 Pizarras, areniscas y cuarcitas con nódulos y capas finas de hierro y manganeso (H_{11-12}^{A-A} P2)

En ausencia de productos volcánicos, tiene lugar en la cuenca sedimentaria la deposición de una formación detrítica constituida por pizarras, areniscas y cuarcitas con nódulos y capas finas de hierro y manganeso.

Cronoestratigráficamente se sitúa entre los episodios volcánicos primero o inicial (H_{11-12}^{A-A} V1), y el ácido segundo (H_{11-12}^{A-A} V2).

Las pizarras suelen ser arcillosas, a veces limolíticas; tienen color gris, que por alteración pasan a tonalidades marrones.

Las areniscas y cuarcitas forman capas con potencia decimétrica, muy impuras, con abundantes minerales micáceos, y poseen menos recristalización metamórfica que las cuarcitas devónicas. Se encuentran interestratificadas entre pizarras. En el interior de estas capas se aprecian estructuras sedimentarias, principalmente laminaciones paralelas y entrecruzadas, y estratificación gradual.

En esta formación hay que destacar la presencia de nódulos y capas finas de minerales de hierro y manganeso, con potencias que oscilan entre 1 y 10 cm. y longitud métrica o inferior. Los primeros son amarillentos y se encuentran limonitizados; los de manganeso son negros, formados por piro-lusita. Se encuentran siempre entre las pizarras.

Esta unidad representa un período de sedimentación tranquila entre las efusiones ácidas primera y segunda, donde el aporte volcánico es muy escaso, y cuando existe tiene una granulometría muy fina.

Su potencia es muy variable, pudiendo incluso estar ausente, como puede deducirse de la poca continuidad lateral de afloramientos, en general es inferior a 200 m.

La falta de afloramientos de cuarcitas y areniscas hace que parte de las pizarras cartografiadas en H_{11-12}^{A-A} P1 puedan corresponder a este nivel estratigráfico, y en otros casos pueden estar incluidos en la Formación Devónico Superior-Carbonífero Inferior ($D_3 - H_{11-12}^{A-A}$).

2.3.1.6 *Volcanismo ácido segundo* (H $\overset{A-A}{V2}$) 11-12

Con la efusión de productos piroclásticos correspondientes a un segundo ciclo volcánico ácido se interrumpe la sedimentación detrítica en la cuenca, depositándose concordantemente sobre la formación H $\overset{A-A}{P2}$ y a veces con H $\overset{A-A}{P1}$.
11-12 11-12

Está constituido por lavas, brechas de flujo, aglomerados, tobas bréchicas, tobas lapilli, tobas gruesas y generalmente tobas de grano fino, tufitas y cineritas.

Centros efusivos de este episodio, con predominio de piroclásticas gruesas, se encuentran en Lagunazo, en Tharsis y su continuidad hacia poniente, al oeste de Calañas y al suroeste de Sierra de Aguila, pero por lo general es característico de esta formación el predominio de tobas finas y cineritas que se interstratifican con tufitas y pizarras. Así, en el flanco sur del Anticlinal de Sotiel ha sido imposible delimitar este episodio volcánico y se ha englobado en la unidad de pizarras, tufitas y tobas (H $\overset{A-A}{P1}$).
11-12

Las facies gruesas son de colores blancos, grises y verdes. Localmente en el centro volcánico de Lagunazo afloran tobas gruesas de colores morados debido a la gran diseminación de hematites y ocupan posición de techo en este paquete volcánico. En el punto (x: 292.500; y: 340.900) de la alineación existente desde Tharsis hacia poniente afloran aglomerados y brechas verdes y moradas, colores que son debidos a jaspes ferruginosos que se encuentran en forma de clastos y a veces en la matriz. A las facies volcánicas con colores verdes y morados se denominan abigarradas y están localizadas exclusivamente en los puntos descritos.

Las piroclásticas finas tienen colores grises, blanquecinos y rosados, poseen gran esquistosidad y pueden pasar gradualmente a términos pizarrosos.

Con frecuencia se encuentran en esta formación lentejones de jaspes ferruginoso-manganesíferos que se sitúan prioritariamente en facies de grano fino.

Petrológicamente los materiales de este ciclo volcánico son riolitas, a veces de naturaleza vítrea con posterior transformación en roca pizarrosa.

La potencia es muy variable, estimándose en algunos puntos superior a 200 m.

2.3.1.7 *Pizarras, tufitas y tobas finas vinosas* (H ^{A-A} Pv)
11-12

Sobre el volcanismo ácido segundo y en ocasiones en cambio lateral de facies con él, se depositó una unidad pizarroso-tobácea de colores rosados de vino característicos que dan nombre a la formación. El color vinoso proviene de óxidos de hierro (hematites) diseminados, lo que indica una transición con las "pizarras moradas" (formación situada a techo). También presentan colores verde claro y grises, incluso negros localmente.

Se trata de pizarras arcillosas y limolíticas con radiolarios, en las que hay aportes variables de piroclásticas finas procedentes del volcanismo ácido segundo, dando niveles de pizarras tuffíticas, tufitas e incluso de tobas finas. Cuando la proporción de materiales detríticos es superior a la de volcánicos se ha considerado dentro de esta formación, y en el caso contrario se han incluido en el volcanismo ácido segundo en facies finas.

Sus afloramientos están situados al N de Tharsis y en la zona de cierres anticlinales más al N de la mitad oriental de la Hoja, así como pequeños asomos en el afloramiento volcánico en medio de pizarras y grauvacas del Culm que hay al SE de las Casas Moriscas (centro de la Hoja en su mitad S). La potencia de esta formación es variable, estimándose entre 50 y 100 m.

2.3.1.8 *Volcanismo básico abigarrado* (H ^{A-A} Ab)
11-12

Se trata de un segundo episodio de volcanismo básico, constituido por tobas y lavas en las que se aprecian colores verdes y violetas, debidos a la presencia de hematites, como consecuencia de ocupar la posición estratigráfica de las "pizarras moradas" (H ^{A-A} Pm), al menos de forma parcial. Por lo demás, responden a las mismas características del volcanismo básico espilítico H ^{A-A} Vb).
11-12

Se han distinguido en dos zonas: cierre del Anticlinal de Tharsis-Alosno (en su parte más levante) y en el cierre del Anticlinal de Sotiel (en su posición más poniente, al sur de la casa del Salto del Lobo y su prolongación hacia el este).

Estratigráficamente se encuentra a techo del volcanismo ácido segundo, al que puede acuñar, y a muro de pizarras moradas (H ^{A-A} Pm) e incluso localmente del volcanismo tercero (ácido intermedio) H ^{A-A} V3 .
11-12

Su potencia puede calcularse del orden de los 100 m.

2.3.1.9 Pizarras y tufitas violetas "pizarras moradas" (H ^{A-A} Pm) 11-12

Formación con gran continuidad lateral, posiblemente a escala regional, que separa los episodios volcánicos ácidos segundo y tercero. Puede considerarse como un "nivel guía" para el C.V.S.

Además del nivel principal, existen a veces lentejones próximos, que en algunos casos pueden ser repeticiones estructurales, pero en otros existen algunas diferencias, aunque pequeñas, como pueden ser variación en el tono de color y el tamaño de grano.

Otros lentejones de pizarras moradas se encuentran en posiciones más irregulares, que con frecuencia no adquieren representación cartográfica, y parecen situarse entre los ciclos volcánicos ácidos primero y segundo.

Su localización es casi generalizada rodeando a los materiales volcánicos, o en charnelas anticlinales dentro de ellos, cuando se trata del volcanismo tercero ácido intermedio. Como excepción tenemos el centro volcánico de Lagunazo (H ^{A-A} V2) en cuyo techo el nivel de pizarras moradas está ocupado casi exclusivamente por lentejones aislados de jaspes.
11-12

El color violeta-morado y en ocasiones verde se debe a la abundancia de óxidos de hierro (hematites) finamente diseminado en pizarras, tufitas y a veces en tobas. El término "pizarra", aquí, como en la mayoría de los casos en que se refiere a materiales detríticos dentro del grupo volcano-sedimentario, tiene un carácter descriptivo más que composicional, pues en gran parte y a veces en todo, puede corresponder a cenizas volcánicas.

La potencia media es de 20-30 m. y en ocasiones bastante menor. En el mapa se ha exagerado intencionadamente el espesor para dar representación cartográfica a un nivel con la importancia estratigráfica de éste.

2.3.1.10 Jaspes y Chert (H ^{A-A} J) 11-12

Como se ha indicado en apartados precedentes, hay jaspes y chert en varias formaciones del C.V.S. No obstante, en toda la Faja Pirítica son particularmente importantes y presentan mayores dimensiones los afloramientos relacionados con el volcanismo ácido segundo y facies litológicas asociadas.

En la zona estudiada predominan los jaspes de colores rojizos ferruginosos debido a fina impregnación de hematites. En ausencia de hematites la roca tiene color gris claro, gris oscuro debido a manganeso y en menor proporción encontramos jaspes verdosos. La presencia de pirita, en cristales o rellenando fisuras es bastante frecuente.

El paso de jaspe a chert es transicional, incluso a escala de afloramiento.

El mayor afloramiento de jaspes de la Hoja, incluso de la región, está en el Cabezo del Morante (este de Calañías) prolongándose hacia el oeste con lentejones más pequeños. Igualmente sucede con los afloramientos al este del Apeadero Los Milanos llegando con lentejones menores hasta el "Culm" en el cierre volcánico del Anticlinal de Sotiel. Su composición fundamentalmente silíceo hace que sea una roca dura y resistente a la erosión, así los encontramos con bastante frecuencia coronando las cumbres topográficas sobre las que se sitúan vértices como Guijos, Juré y Utreras en la mitad poniente de la Hoja.

Los lentejones tienen dimensiones métricas a decamétricas siendo excepción el afloramiento de El Morante con corrida de 1.500 m. aproximadamente. Con frecuencia son manganesíferos en cuyo caso han sido objeto de registros y explotaciones mineras. Adoptan una disposición estratófila, pero a veces tienen formas y disposiciones respecto a los demás materiales con cierto carácter filoniano. Esto puede explicarse porque ocupen parte de las fisuras por donde salieron los fluidos y gases que los ocasionaron, y a partir de ellos su depósito estratiforme.

Están asociados a las facies finas de las volcanitas ácidas, pero también llegan a estar en estrecha relación con las facies gruesas, siendo frecuente que se dispongan sobre tobas ácidas finas dando paso a tufitas y pizarras, casi siempre próximos al nivel de pizarras moradas.

Debido a que en toda la Faja Pirítica las explotaciones mineras de manganeso se encuentran precisamente relacionadas con el volcanismo ácido segundo (fundamentalmente asociados a los jaspes), es frecuente designar con el nombre genérico de "formación manganesífera" a las unidades H $\begin{matrix} A-A \\ \sqrt{2} \end{matrix}$, H $\begin{matrix} A-A \\ Pv \end{matrix}$ y H $\begin{matrix} A-A \\ Pm \end{matrix}$ así como a los jaspes de estos niveles.

11-12 11-12 11-12

2.3.1.11 *Lentejones y nódulos calcáreos* (H $\begin{matrix} A-A \\ C \end{matrix}$) 11-12

Se presentan en afloramientos de pequeñas dimensiones, generalmente de métricos a decimétricos formando lentejones o nódulos. Se han cartografiado por ser peculiares dentro del C.V.S., ocupando distintas posiciones respecto a los episodios volcánicos.

El más importante está situado en el límite este de la Hoja, un kilómetro al sur de Sotiel, y se prolonga en la vecina de Valverde del Camino. Otros lentejones y niveles más reducidos están al norte y oeste del anterior, en la trinchera del ferrocarril al este y norte de Calañías, al norte de la mina

Torerera en la misma trinchera de la carretera del Apeadero Los Milanos.

Son calizas impuras, de color gris oscuro a negras. En algunas de ellas se observan de visu numerosos tallos de crinoides, y una muestra estudiada para conodontos (sur de Sotiel) ha revelado la presencia de un ejemplar (roto) de *Ghathodus?* cf. *Girtyi* HASS, de edad Carbonífero Inferior a Medio. Esto concuerda con dataciones efectuadas sobre niveles equivalentes en otras zonas de la Faja Pirítica.

2.3.1.12 *Volcanismo tercero ácido e intermedio* (H ^{A-A} V3) 11-12

A techo de las "pizarras moradas" y concordantes con ellas se depositan las rocas efusivas de una tercera fase de carácter ácido-intermedio (localmente básico), que constituye a su vez el techo del Complejo Volcánico Sedimentario.

Este volcanismo tiene gran continuidad lateral rodeando las estructuras anticlinales. El máximo desarrollo lo adquiere junto al pueblo de Alosno, al este de Tharsis, a levante y poniente del Apeadero Los Milanos y en el flanco norte del Anticlinal de Villanueva de las Cruces.

Se encuentra representado fundamentalmente por piroclastos en facies que van desde tobas bréchicas poligénicas y aglomerados (que ocupan posiciones de foco o muy próximas a ellos), hasta tobas finas y tufitas bien estratificadas. El cambio lateral de facies puede ser brusco, incluso a escala de afloramiento.

Las rocas tienen colores grises y verdosos, muchas veces por la presencia abundante de clorita, aún siendo la roca de marcado carácter ácido. En ocasiones, como sucede al sur de Sotiel y al sur del Apeadero Los Milanos, este volcanismo adquiere carácter básico.

Con frecuencia las facies finas pizarrosas, de colores grises y verdosos, representan el tránsito casi imperceptible a pizarras con posidonias del Visiense Superior (Culm) observando a veces sobre las tufitas de transición a las pizarras, óxidos de Fe.

Esporádicamente estas volcanitas tienen pequeños lentejones de chert-jaspes.

El espesor de esta formación es muy variable, estimándose como media en unos 150 m.

2.3.2 Complejo Volcánico Sedimentario: Formación Duque (D_3-H ^{A-A} P1-1) 11-12

La Formación Duque tiene una amplia representación en la vecina Hoja de Puebla de Guzmán, describiendo aquí sus rasgos generales por un pequeño afloramiento situado en el ángulo noroeste de la Hoja, prolongación de los de Puebla.

Esta formación tiene a techo pizarras y grauvacas del Viseiense Superior (Culm), claramente diferenciables, y a muro pizarras y cuarcitas devónicas del Grupo P-Q cuya delimitación cartográfica no es tan evidente debido a la similitud litológica entre P-Q y las rocas dominantes de esta formación.

La actividad del volcanismo fisural multifocal que da continuidad de afloramientos volcánicos en otras zonas, fue en esta formación poco intensa según sugiere el predominio absoluto de los componentes sedimentarios sobre los volcánicos.

En la cuenca ocupada por la Formación Duque continuó ininterrumpidamente la sedimentación pelítica terrígena con facies similares a las del Grupo P-Q.

Litológicamente predominan las pizarras entre las que se intercalan capas y lentejones de cuarcitas y cuarzovacas.

Las pizarras son arcillosas, a veces sericíticas, de color gris, que por alteración superficial, pasan a marrones. Poseen pizarrosidad penetrativa que enmascara los planos de estratificación.

En la presente Hoja no hay afloramientos volcánicos dentro de esta formación y las cuarcitas y cuarzovacas son poco frecuentes, apareciendo algunas en capas finas de color gris entre las pizarras.

De visu las pizarras y cuarcitas de esta formación son similares a las devónicas y diferenciarlas, a falta de dataciones faunísticas, es sólo posible por la presencia de volcanitas.

2.3.3 Viseiense Superior "Culm" (H ^{A3} pg, H ^{A-3} gp) 12 12

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 por ciento de la Hoja.

El contacto con el C.V.S. es normal, vertical, invertido y localmente fallado, como sucede en el flanco sur del Anticlinal de Villanueva de las Cruces y al sur de los embalses del Calabazar y Torerera en donde el volca-

nismo tercero queda muy laminado e incluso desaparece por la existencia de falla inversa o cabalgamiento, que en algunos puntos coloca el volcanismo tercero sobre pizarras del Culm en secuencia normal.

Cartográficamente se ha diferenciado entre predominio de pizarras sobre grauvacas (H_{pg}^{A3}) de otro término en que el predominio es de grauvacas sobre pizarras (H_{gp}^{A-A}). Esta distinción no es rígida y debe entenderse en términos de predominio, pues dada la distribución irregular de las grauvacas, como corresponde a series turbidíticas del tipo flyschoides, debajo de un predominio de pizarras puede existir el de grauvacas.

La sedimentación del Grupo Culm se inicia, como norma general, con un nivel de pizarras fosilíferas, de potencia variable sobre el que se deposita concordantemente, una serie bien estratificada de pizarras y grauvacas. El nivel inferior puede desaparecer, poniendo en contacto el C.V.S. con grauvacas, como sucede en el cierre del Anticlinal de Sotiel (alrededores de la Casa del Salto del Lobo) y en el pequeño isleto de volcanitas y tufitas al oeste del Apeadero la Encarnación.

Las capas en conjunto se caracterizan por contactos planos y paralelos, e individualmente por una superficie inferior neta que en las grauvacas tiene frecuentes marcas de base ("sole marks") y estructuras internas primarias características de cuencas turbidíticas.

Las pizarras son con frecuencia limolíticas, a veces carbonosas, de color gris oscuro a negro, y por alteración dan tonalidades más claras. Presentan estructuras bandeadas, nodulares y a veces de corrientes. En ocasiones son pizarras muy finas en las que se desarrolla extraordinariamente la esquistosidad.

Los estratos de grauvacas tienen potencias desde centímetros a metros. Los fragmentos líticos son angulosos y poligénicos y se encuentran constituidos principalmente por pizarras, cuarcitas, lavas y 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 entre grueso y fino con predominio de las fracciones medias y finas. Localmente aparecen niveles de microconglomerados, 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 están originadas por erosión de corrientes ("flute casts"), de objetos ("groove casts") o por carga ("load casts"). Las estructuras internas son: granoclasificación ("graded bedding"), laminaciones, "ripples marks",

"convolute bedding". Es también frecuente la presencia de cantos blandos. Todas estas estructuras y su sucesión vertical coinciden 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 2 ó 3 m., las estructuras anteriores desaparecen, los afloramientos tienen aspecto masivo y sólo se encuentran algunas estructuras "dish" (estructuras de "plato") y conductos de escape de fluidos que plegados y alterados dan una disyunción bolar típica. Estos afloramientos pertenecen a las facies de "areniscas masivas" según establece WALKER (1978), y representan cambios graduales con las facies clásicas de Bouma en la evolución de corrientes de turbidez.

La relación grauvacas/pizarra en las turbidíticas clásicas es en general superior a la unidad 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 e inmediatamente debajo del talud.

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

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

Lamelibranchios: *Posidonia Becheri*, BRONN y *Posidonia* sp.

Cefalópodos: *Goniatites* sp.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites* sp., *Archaeocalamites Scrobiculatus*, Scholt.

Equinodermos: *Poteriocrinites* sp.

Lamelibranchios y tallos vegetales, que son las más abundantes, indican una edad Dinantiense. No obstante, por correlación con otros puntos equivalentes de la Faja Pirítica donde se han encontrado asociaciones faunísticas de *Posidonia becheri* con varias especies de cefalópodos y principalmente con "*Goniatites crenística*". PHILL, "*Goniatites striatus*", SOW. "*Goniatites granosus*", PORT., 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 demuestran las cifras tan dispares que aparecen en la literatura (desde 500 hasta 3.000 m.). En la zona estudiada se puede afirmar que el espesor de la serie turbidítica es superior a 500 m.

2.4 TERCIARIO—CUATERNARIO

En discordancia angular y erosiva se deposita sobre el Paleozoico una formación constituida por sedimentos detríticos.

Corresponden a la transgresión miocena que se desarrolló sobre la Cuenca del Guadalquivir.

Su disposición es horizontal o subhorizontal con pequeño buzamiento al sur. Los afloramientos ocupan zonas elevadas en forma de mesas.

2.4.1 Mioceno Superior ($T_{11-12}^{Bc^3-Bc}$)

Comprende el Tortoniense Superior-Andaluciense. En Hojas vecinas pueden diferenciarse varios niveles de esta unidad, cosa que no ha sido posible en Calañas debido a la escasez y poca magnitud de los afloramientos existentes, situados en el ángulo sureste de la Hoja.

Esta formación está constituida por gravas, arenas, limos y arcillas en disposición heterogénea y con abundantes cambios de facies tanto en horizontal como en vertical.

Las gravas suelen tener color rojizo, con cantos de cuarzo bien redondeados y diámetro medio de varios centímetros.

La fracción fina, arenas, limos y arcillas, constituyen niveles y en ocasiones como matriz de los cantos de gravas. Las arenas tienen color grises y amarillos claros pasando hasta las arcillas donde son frecuentes los tonos rojizos.

Potencia máxima de estos afloramientos es de 20 a 30 m.

2.4.2 Pliocuaternalio (T_2^P-Q)

Se encuentran en pequeños afloramientos irregularmente distribuidos en la mitad sur de la Hoja, casi siempre sobre pizarras y grauvacas del grupo Culm y en ocasiones sobre rocas volcánicas.

Están constituidos por gravas heterométricas y poligénicas (cantos de cuarzo, cuarcitas, rocas volcánicas y algunos de pizarras), en una matriz areno-arcillosa de color rojizo.

La edad asignada es dudosa, por no haber encontrado criterios precisos para su datación.

Esta formación tiene potencia de 10 a 15 m., con máximo en el afloramiento al oeste de la Casa de la Encarnación que es de unos 30 m.

2.5 CUATERNARIO

El gran encajamiento de la red hidrográfica hace que la deposición de materiales sea prácticamente nula. En la presente Hoja se ha diferenciado como Cuaternario los sedimentos antrópicos constituidos por los vacíos procedentes de las explotaciones mineras a cielo abierto en los alrededores de Tharsis, Lagunazo y Torerera.

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 Calañas es de que existen tres etapas de plegamiento (fig. 1) con sus respectivos episodios de fracturación tardía.

— Primera fase de plegamiento (F_1): Produce pliegues apretados, de

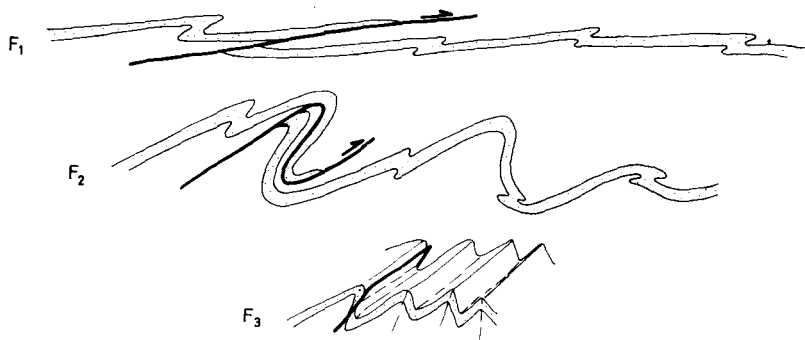


Fig. 1.— Estructuras producidas por las fases de plegamiento (F_1 , F_2 y F_3).

tendencia isoclinal, que a veces lo son realmente, tumbados o volcados, con vergencia al sur. Estas estructuras tienen dirección $N 90-120^\circ E$, cuyas varia-

ciones parecen estar producidas por las fases posteriores. Los pliegues de esta primera fase tienen un desarrollo local, mucho más acentuado en unas zonas que en otras, y sobre todo en los niveles inferiores de la serie como son pizarras y cuarcitas devónicas o Devónico Superior-Carbonífero Inferior. Estos pliegues dan una esquistosidad de flujo (S_1), de plano axial, y producen un metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Asociadas a esta fase existen importantes fallas inversas o cabalgamientos difíciles de detectar en el campo, al ser paralelos a las estructuras, crearse en condiciones próximas a la ductilidad, y estar afectados posteriormente por plegamientos. Estas fracturas importantes fueron descritas como mantos de corrimiento en Aljustrel (SCHERMERHORN y STANTON, 1969), y en Pero da Vinha (Mértola), (FANTINET, 1971).

— Segunda fase de plegamiento (F_2): Produce pliegues de mayor amplitud, con dirección aproximadamente igual a los de la primera fase. Son concéntricos con tendencia a similares, algo volcados al sur, generalmente asimétricos, con el flanco norte más desarrollado que el sur, y éste suele estar roto por fallas inversas. Aparece una esquistosidad (S_2) que generalmente es de fractura, pero en materiales poco competentes e inferiores en la serie, puede ser de flujo. Esta esquistosidad es paralela al plano axial de dichos pliegues.

Durante la segunda fase de plegamiento pudo producirse también un metamorfismo de bajo grado a muy bajo.

Existen muchas zonas donde los rasgos estructurales de esta segunda fase son los primeros en producirse, al no estar afectados por la primera debido a su desarrollo local.

— Tercera fase de plegamiento (F_3): Es de dirección aproximada N—S, variando sus ejes de N 30° O a N 35° E. Produce pliegues concéntricos bastante suaves de escala muy diferente; desde centimétricos a kilométricos, siendo lo normal decenas o centenas de metros.

No produce verdadera esquistosidad, pero sí una fracturación que puede referirse como "close jointing". Además de pliegues concéntricos, con frecuencia son de tipo "kink" o "chevron", a pequeña escala. A gran escala, esta fase es la responsable de las ensilladuras de los pliegues de fases anteriores, haciendo que sus ejes se hundan y reaparezcan alternativamente.

— Pliegues tipo "kink": Se desarrollan en varias etapas, en relación con la segunda y tercera fases antes descritas.

La dirección predominante de los planos de "kink" varía entre N 90° E y N 125° E. Parecen corresponder a la segunda fase de plegamiento, y se desarrollarían en sus estadios finales, pues afectan a la S_2 . También aparecen con dirección aproximada N—S, equivalentes a la tercera fase de plegamiento. Los hay que aprovechan la primitiva superficie de estratificación

Los pliegues "kink" son contemporáneos con los episodios de fallas y diaclasas. Así, en zonas de fracturas importantes es donde están más y mejor desarrollados. Cuando los planos de "kink" son grandes, suelen estar rellenos de cuarzo, y se trata de pequeños pliegues muy pronunciados que han llegado a fallarse, sobre todo por la tercera fase de plegamiento.

— Fracturas: Existen varios episodios de fracturación relacionados con las fases de plegamiento. Pueden clasificarse según su orientación en fallas en dirección y transversales. Las primeras son sensiblemente paralelas a las capas, y las segundas las cortan con gran ángulo.

La primera fase de plegamiento se traduce muchas veces en importantes fallas inversas que pueden llegar a cabalgamientos o mantos de corrimiento. También existen fallas normales de diaclasas rellenas de cuarzo relacionadas a esta primera fase, que aparecen plegadas por fases posteriores.

La segunda fase de plegamiento también proporciona estos tipos de fracturas, y a menudo son pliegues-falla.

Sincrónicas con la tercera fase, o algo tardías respecto a ella, existen sistemas conjugados de fallas de desgarre con direcciones NE-SO y NO-SE, que producen desplazamientos variables en las capas y están ampliamente representadas en el plano.

Entre las fallas longitudinales o en dirección, las más importantes están situadas al sur de Sotiel y en el Anticlinal de Villanueva de las Cruces. Estas fracturas corresponden a la primera fase de deformaciones tectónicas. Son fallas inversas o cabalgamientos, que llegan a laminar el tercer volcanismo ácido contra el Grupo Culm. También pertenecen a este grupo las que se encuentran en la continuación al O de la Mina de Sotiel, que más que fractura única parece un corredor de fallas.

Otras fallas importantes en dirección se encuentran situadas al Oeste de Calañas, en Filón Norte de Tharsis, y al sur de Lagunazo. En su mayor parte son inversas, pero también existen algunas normales, y parecen aprovechar las disarmonías creadas en los contactos entre materiales con distintas competencias. Estas fracturas pudieron, al menos localmente, haber funcionado ya durante la primera fase de deformación, pero su actuación ha tenido lugar de forma más destacada durante la segunda fase, sobre todo como pliegues-falla.

3.1 ESTRUCTURAS MACROSCOPICAS

En la presente Hoja se encuentran las siguientes: Cierre oriental del Anticlinorio de Puebla de Guzmán (Anticlinales de Tharsis y Alosno), Cierre

occidental del Anticlinorio de Valverde del Camino (Anticlinales Calañas y Sotiel) y los Anticlinales de Villanueva de las Cruces, de las Moriscas, de El Chaparral, de la Formación Duque, así como otras cabezas anticlinales de menor importancia.

— Cierre oriental del Anticlinorio de Puebla de Guzmán

Es la macroestructura más importante y ocupa casi todo el tercio occidental de la Hoja. Su núcleo está constituido por sedimentos devónicos y rodeándolos afloran concordantes, materiales del C.V.S.

Dentro de esta estructura se encuentra el Anticlinal de Tharsis, de gran importancia, ya que a él están asociados los importantes yacimientos piríticos de Tharsis. Se trata de una estructura con dirección aproximada N 80-120° E con predominio de pliegues tumbados al sur y cuyo plano axial buza entre 50 y 70° N. Esta termina con fuerte inmersión al este.

El Anticlinal de Alosno, situado al suroeste de este pueblo, se encuentra constituido por varios anticlinales de núcleo devónico y dirección aproximada N-S.

— Cierre occidental del Anticlinorio de Valverde del Camino

Ocupa el cuadrante nororiental de la Hoja, y en él se han distinguido los Anticlinales de Sotiel y Calañas.

El Anticlinal de Sotiel tiene su núcleo en materiales del Devónico Superior-Carbonífero Inferior, son pizarras y cuarcitas, fundamentalmente, entre las que existen afloramientos locales de tobas y tufitas que pueden ser estructuras menores. En este núcleo son frecuentes las S_1 plegadas por la segunda fase, y crenuladas por la S_2 .

Por tanto, esta estructura anticlinal se interpreta producida por la F_2 , con interferencias entre F_1 y F_2 difíciles de establecer a esta escala. Al oeste de Sierra Ortiz esta estructura sufre una inflexión importante, con direcciones frecuentes próximas a N-S, producidas por la tercera fase de plegamiento.

El núcleo del Anticlinal de Sotiel tiene su cierre varios kilómetros al oeste del ferrocarril, pero vuelve a recuperarse algo más a poniente en el Cabezo de las Febreras.

El Anticlinal de Calañas está situado al N del anterior y en su núcleo afloran vaicanitas básicas. Tiene su cierre de rocas volcánicas entre pizarras y grauvacas (Culm) en la Carretera de Villanueva de las Cruces a Calañas muy complicado por fracturas.

— **Anticlinal de Villanueva de las Cruces**

Situado a poniente de dicho pueblo, su núcleo lo forman materiales del C.V.S. con flanco norte en posición normal y el sur frecuentemente invertido e incluso fallado longitudinalmente. Su cierre oeste se realiza mediante fractura y el levante con inmersión de $15-30^{\circ}$.

— **Anticlinales de las Moriscas**

Están situados al SSE de Villanueva de las Cruces. Se trata de dos isleos de rocas volcánicas ácidas, del tercer episodio volcánico casi en su totalidad, en medio del Grupo Culm. En el anticlinal más al sur existen pequeños asomos del segundo volcanismo ácido, y en su continuación hacia el este aparecen dos nuevos pequeños isleos volcánicos.

— **Anticlinal de El Chaparral**

Se encuentra a unos 5 km. al N de Tharsis. Es un pequeño afloramiento de C.V.S. rodeado por el grupo Culm con direcciones E—O. Están muy tectonizados sus contactos con las pizarras y grauvacas suprayacentes, además de numerosas fallas NO—SE principalmente.

— **Otras estructuras**

Dentro de este apartado incluimos el pequeño anticlinal de la Formación Duque que ocupa el ángulo noroeste de la Hoja, así como pequeñas cabezas anticlinales en forma de islas constituidas fundamentalmente por volcanitas ácidas del tercer episodio efusivo rodeadas de pizarras y grauvacas. Así tenemos las situadas según coordenadas Lambert x: 302.000; y: 344.700 y x: 292.500; y: 345.800.

3.2 ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS

En correspondencia con cada fase tectónica 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 : Primera esquistosidad.— 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 $N 90-120^{\circ}$ E y buzamiento norte.

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).

— Segunda generación de estructuras

S_2 : Segunda esquistosidad.— Es principalmente de fractura, algo más espaciada que la primera; del orden del mm. en rocas incompetentes, y del cm. o más en los bancos competentes. Su dirección coincide a grandes rasgos con la primera (S_1) y el buzamiento es casi generalizado al N por tratarse de pliegues volcados.

L_2 : Ejes de pliegues de la segunda generación.— Son paralelos a la intersección de S_1 - S_2 , o S_0 con S_2 en las zonas donde la primera fase no está desarrollada. Por lo general corresponden a las estructuras de mayor envergadura, y son los responsables de las direcciones regionales que actualmente se observan. A veces corresponden a pliegues en V.

— Tercera generación de estructuras

S_3 : Tercera esquistosidad o "close jointing".— En realidad no se trata de esquistosidad, puesto que es muy poco penetrativa, sino más bien de una estrecha fracturación. La dirección es aproximadamente N-S, y coincide con superficie, de pliegues "kink" y "chevron", así como fracturas producidas en otros pliegues de dirección norteada.

L_3 : Ejes de pliegues de la tercera generación.— Generalmente vienen marcados por la intersección de una superficie de fractura y otra de esquistosidad.

3.3 ANALISIS β

La zona estudiada se ha subdividido en dominios para analizar con mayor detalle la geometría de sus estructuras.

El dominio I ocupa la mitad occidental de la Hoja estando en él representado el cierre oriental de la estructura anticlinorial de Puebla de Guzmán, junto a otras estructuras como el Anticlinal de Villanueva de las Cruces, etc... Para su análisis se han elaborado los diagramas 1 y 2 con los datos de estratificación y esquistosidad respectivamente.

El dominio II ocupa la mitad oriental de la Hoja, sobre todo en su cuadrante N, constituido por el cierre occidental del Anticlinorio de Valverde (Anticlinales de Sotiel y Calañas). Se han elaborado los diagramas 3 (S_0), 4 (S_1 - S_2), 5 (L_1 - L_2), 6 (L_3), 7 (kink) y 8 (fracturas).

En la realización de los diagramas se ha utilizado falsilla equiareal de SCHMIDT, tomando el Paleozoico en conjunto.

— Dominio I

El diagrama I comprende 262 polos S_0 que definen un eje β_1 horizontal, de dirección N 114° E y corresponde al eje estadístico del plegamiento principal.

El análisis de dicho diagrama muestra un máximo con el 76, por ciento de polos S_0 en una posición N 114° E con 30-40° de buzamiento norte. Estos resultados confirman el tipo de pliegues observado, predominando el asimétrico con ambos flancos buzando al norte y mayor e incluso subvertical el buzamiento de los flancos inversos que, por otro lado, son menos numerosos por encontrarse laminados e incluso afectados por fallas en dirección. Por esto en el campo se observa como las capas que constituyen las estructuras buzan casi siempre al norte con diferente ángulo. Un dominio constituido por los escasos polos con buzamiento sur, cerrado por el contorto de 1 por ciento y sin llegar a aparecer el de 3 por ciento de los polos, corrobora lo dicho anteriormente.

En el mismo diagrama se proyectan 86 lineaciones que se disponen, con fuerte dispersión, a uno y otro lado del círculo máximo definido por el plano axial S_1 - S_2 , hundiéndose suavemente al noroeste y sureste. La coincidencia del eje β_1 con la mayor concentración de lineaciones significa que ambos están relacionados con la primera y segunda fase de plegamiento (prácticamente coaxiales).

A partir de la dispersión lateral de 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 34° de hundimiento en la dirección N 16° E y representa el eje estadístico de una tercera fase de plegamiento prácticamente ortogonal a las anteriores, coincidiendo con lo observado en el campo.

En el diagrama 2 se proyectan 139 polos de las esquistosidades S_1 y S_2 . El máximo, de 10,8 por ciento se encuentra en la posición N 117 ± 4° E y buza 70 ± 6° N. La traza del plano S_1 - S_2 continúe el 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 las primeras etapas de plegamiento.

En la realización del diagrama 1 se observa que hay un gran número de polos dispersos, de forma que no adquieren el 1 por ciento del primer contorno y por tanto no se aprecian en la representación del diagrama. Esto también coincide con las observaciones de campo, ya que al estar en zonas de cierre anticlinal, las direcciones y buzamientos de las capas, aún siguiendo

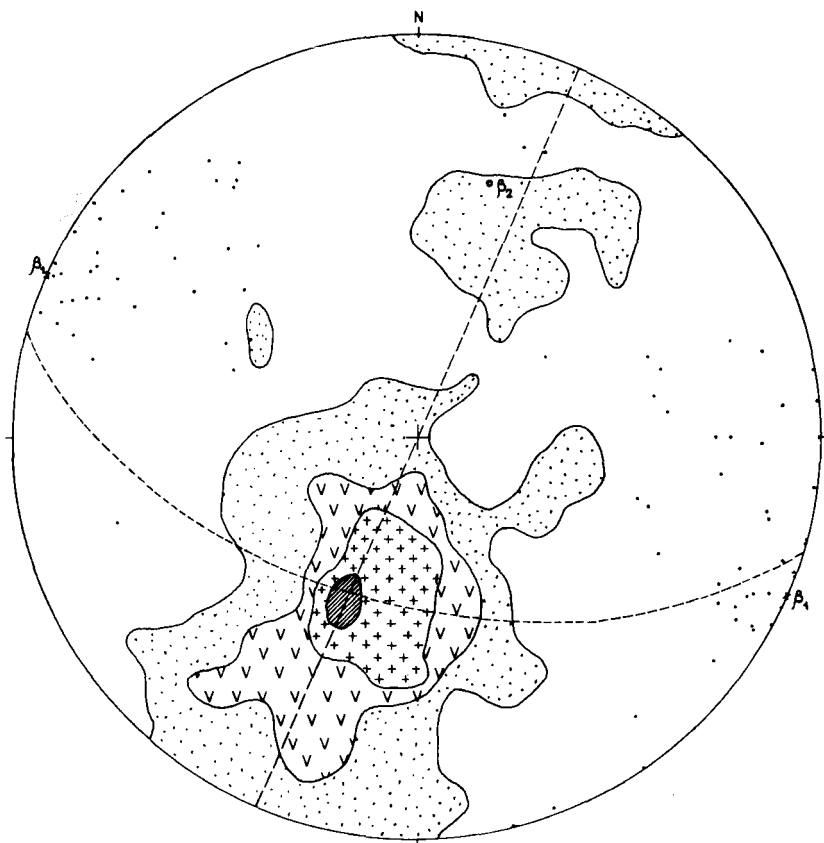


Diagrama 1.— 262 polos de S_0 (contornos 1, 3, 5 y 7 por ciento) y 86 lineaciones

las direcciones características de las estructuras hercínicas en su fase orogénica principal, toman direcciones y buzamientos variados e independientes por interferencias entre las fases.

— Dominio II

Diagrama 3: Se han representado 130 polos de S_0 . Se aprecia que la estratificación está afectada por tres fases de plegamiento, cuyos ejes son N 130° E, E—O, y N—S. Los dos primeros (N 130° E y E—O) corresponden a F_1 - F_2 , presumiblemente en orden inverso, es decir, F_1 (E—O) y F_2 (N 130° E), para hacer corresponder las distribuciones máximas de los polos en el diagrama con el mayor desarrollo y por consiguiente mayor número de medidas, de la F_2 en este dominio. La F_3 (N—S) está representada en el diagrama de forma menos manifiesta.

La mayoría de los buzamientos son al N, también ligeramente horizontales, como consecuencia de pliegues volcados e incluso tumbados. Algunos buzamientos al S con poco ángulo y otros subverticales, indican zonas próximas a charnelas.

Diagrama 4: Sobre 350 medidas de polos de S_1 y S_2 . La mayor parte de los buzamientos son al N entre 20° y 40° , y muy escasos subhorizontales o subverticales. Las direcciones más frecuentes son N 65° E, N 90° E y N 110° E. La dirección N 65° E, anómala respecto a la región, se interpreta que es debido a los numerosos cierres que existen en este dominio.

Estas superficies de esquistosidad aparecen plegadas, de forma irregular, por ejes de dirección N—S.

Diagrama 5: Se han representado 125 medidas de L_1 - L_2 . Existen dos máximos correspondientes a contornos del 10 por ciento, que coinciden con direcciones N 110° E y E—O, con más desarrollo de las primeras. Deben corresponder, respectivamente a F_2 y F_1 . Los buzamientos son muy suaves al E y O, debido a pliegues de gran radio de F_3 , que produce ensilladuras sobre los anteriores.

Diagrama 6: Se representan 115 medidas de L_3 . La dirección predominante es N—S, con ligeras dispersiones entre N 30° O y N 35° E. Los buzamientos son de aproximadamente 20° al N y muy pocos ligeramente al S.

Diagrama 7: Con 300 medidas de planos de "kink". Existen dos máximos, con direcciones E—O y N 125° E, y buzamientos medios de 25° al S y 80° al N y S, respectivamente.

Diagrama 8: Se han representado 250 medidas de fracturas, obteniéndose máximos correspondientes a las superficies siguientes, por orden de importancia:

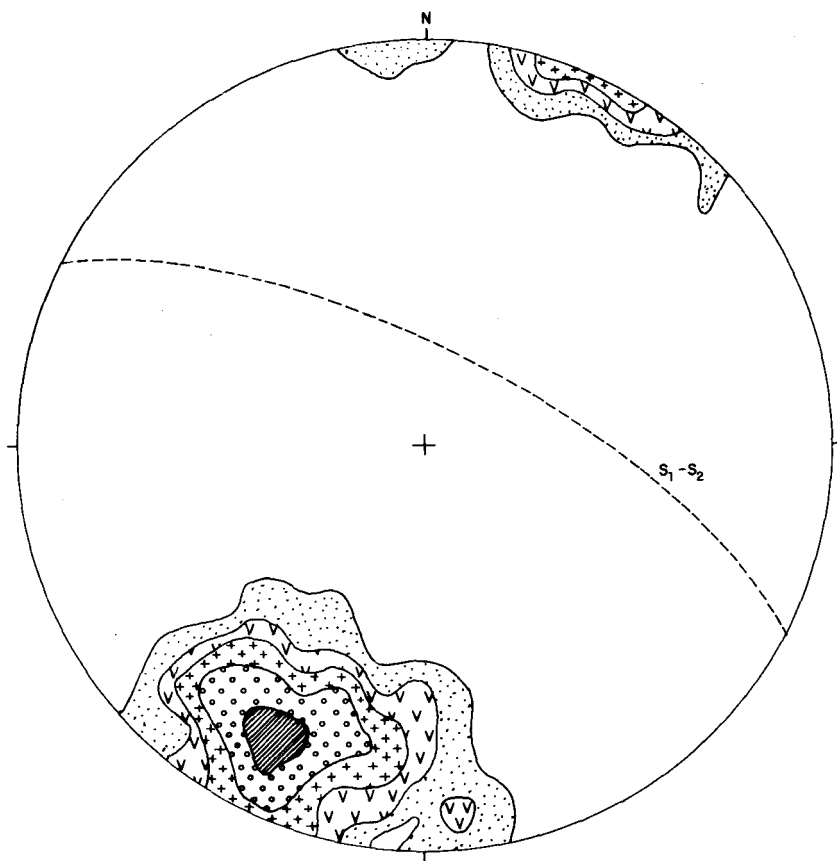


Diagrama 2.— 139 polos de S_1 y S_2 (contornos 2, 4, 6, 8 y 10 por ciento)

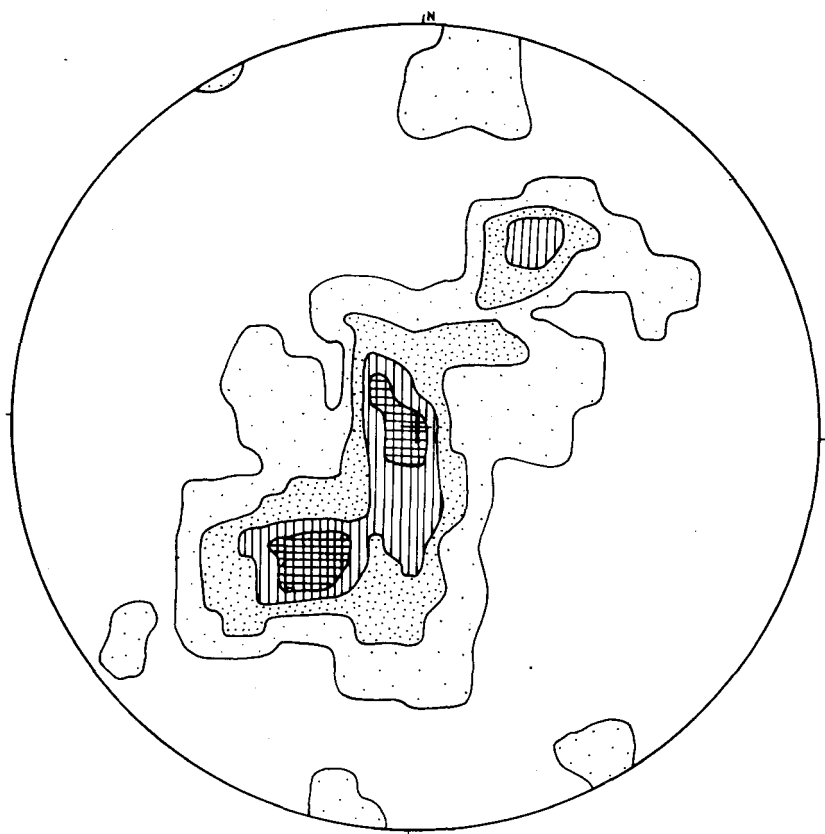


Diagrama 3.— 130 medidas de pluviosidad de S_0 (contornos 1, 2.5, 4, 5.5 por ciento)

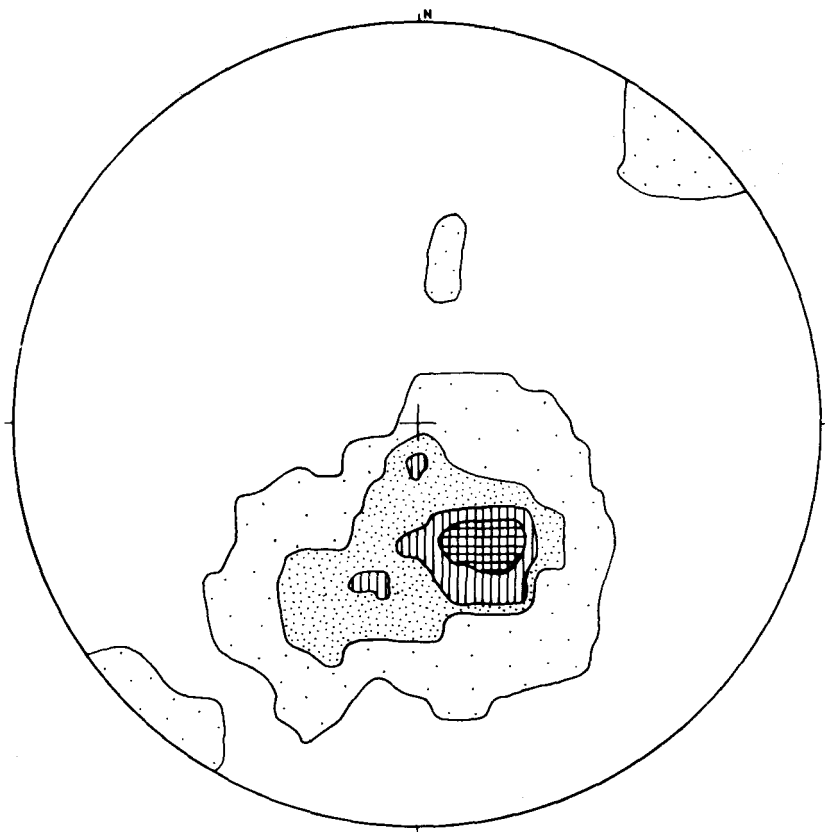


Diagrama 4.— 350 medidas de polos S_1-S_2 (contornos 1, 4, 7, 10 por ciento)

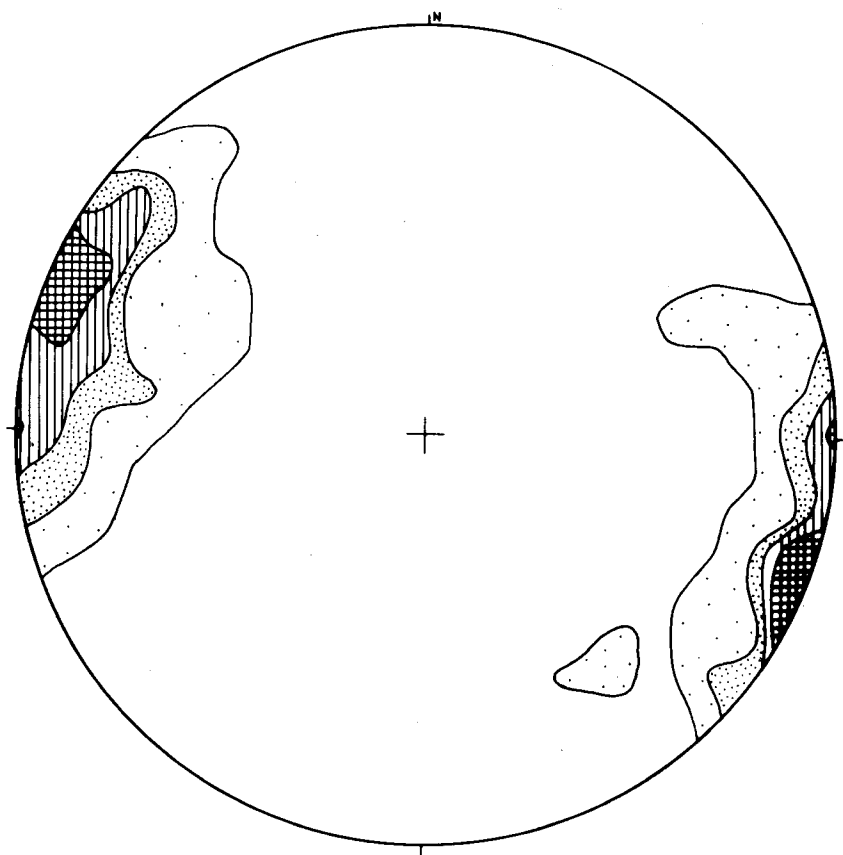


Diagrama 5.- 125 medidas de L_1-L_2 (contornos 1, 4, 7, 10 por ciento)

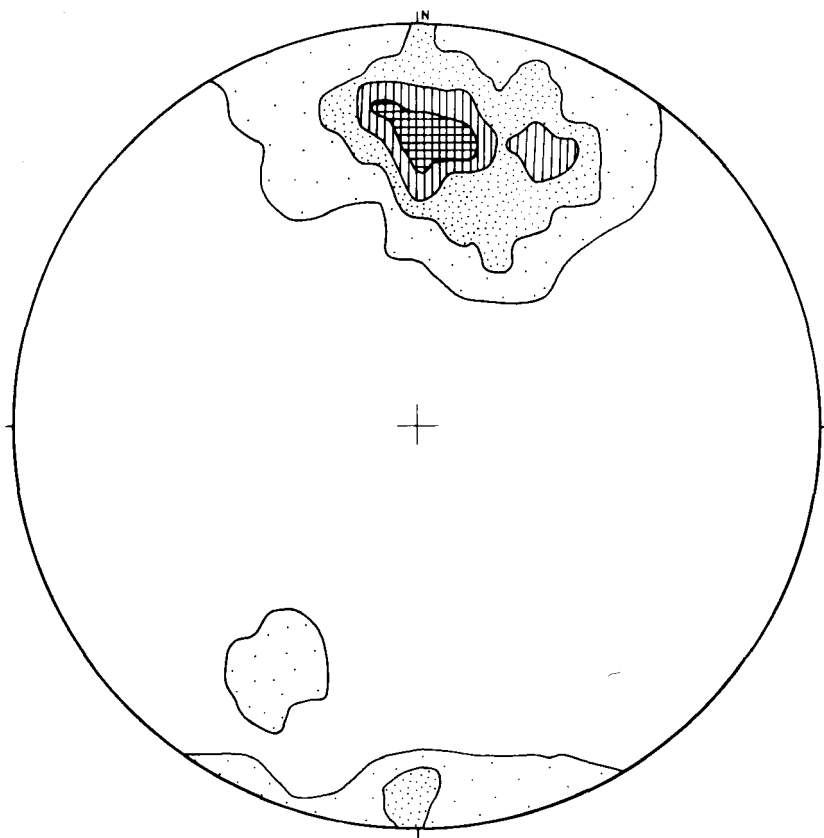


Diagrama 6.— 115 medidas de L_3 (contornos 1, 4, 7, 10 por ciento)

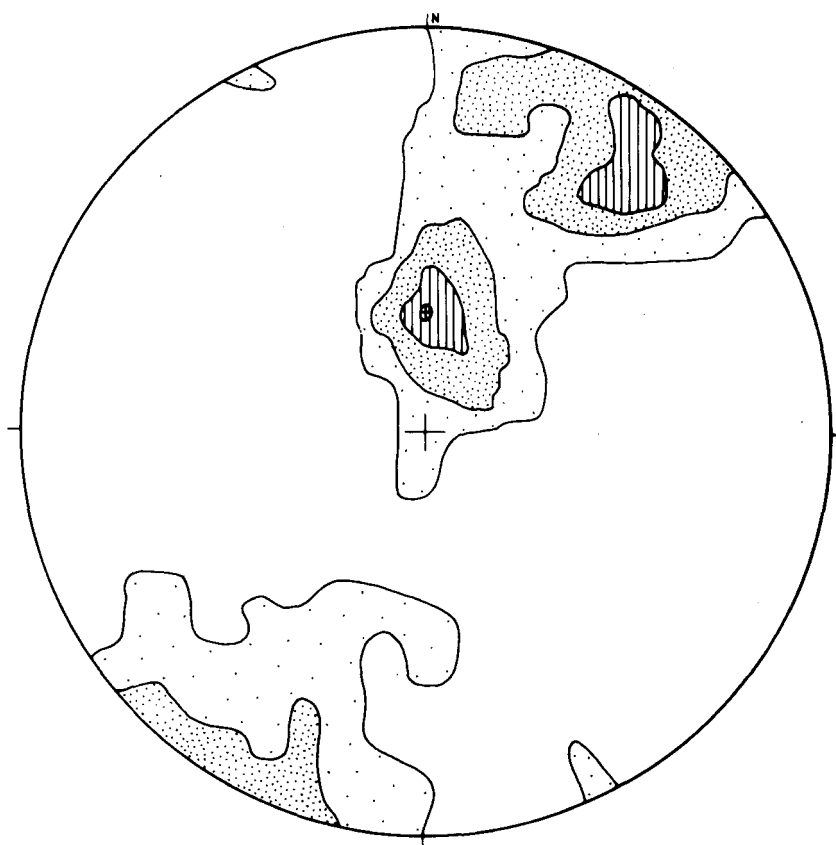


Diagrama 7.— 300 medidas de kink (contornos 1, 3, 6, 9 por ciento)

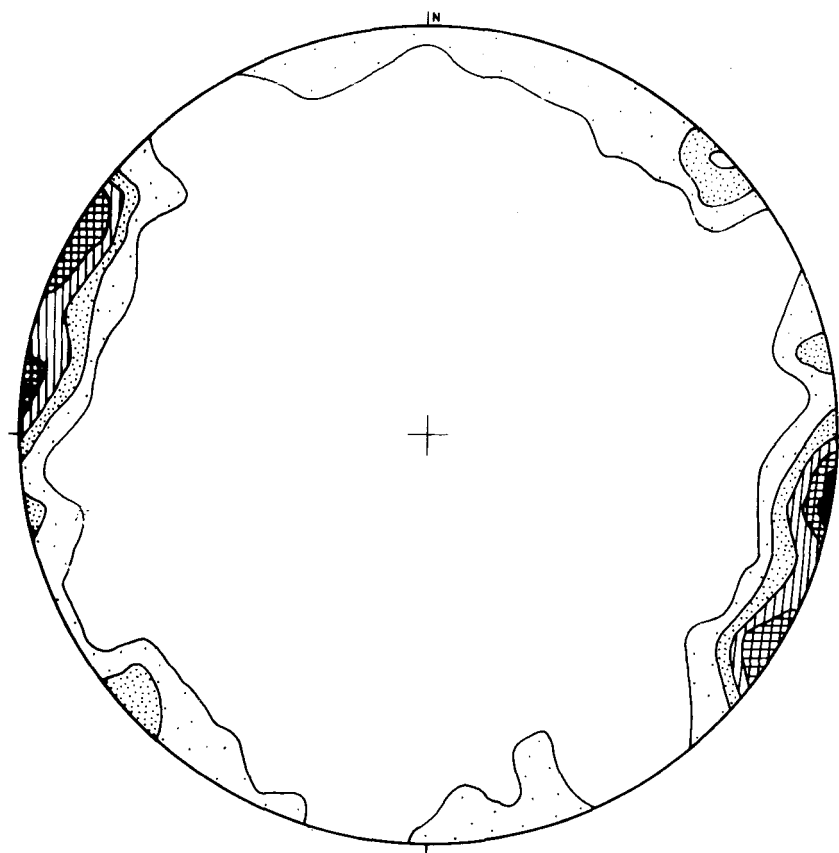


Diagrama 8.— 250 medidas de fracturas (contornos 2, 4, 6, 8, 10 por ciento)

N 10 E	buzando	75-90 E y O
N 30 E	buzando	75-90 NO y SE
N135 E	buzando	80-90 N y S
N170 E	buzando	80-90 E y O
N 75 E	buzando	80-90 N y S

Como se puede ver, existe gran dispersión de estas medidas, debido a fracturas longitudinales y oblicuas, en relación con las distintas fases de deformación.

Las direcciones N 135° E y N 75° E corresponden a dos sistemas conjugados, cuya dirección de máximo esfuerzo sería N 15° E, y correspondería a la segunda fase.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La Faja Pirítica, de la que forma parte la Hoja de Calañías, representa la parte central de un geosinclinal Devónico-Carbonífero, situado al sur del Geoanticlinal Beja-Aracena, formado a su vez por rocas de edad Precámbrico-Paleozoico Inferior, considerado el área fuente de los materiales detríticos depositados en este geosinclinal.

Los sedimentos más antiguos de la Faja Pirítica pertenecen al Devónico, que en la zona estudiada forman parte del núcleo del Anticlinorio de Puebla de Guzmán, a cuya estructura pertenecen los afloramientos del oeste de la Hoja. En la mitad oriental también existen materiales datados del Devónico, pero que han sido englobados en una Formación Devónico Superior-Carbonífero Inferior al ser imposible la separación entre litologías semejantes de ambas edades.

Aun cuando no hay uniformidad de opiniones sobre este punto, los sedimentos pelíticos y arenosos devónicos debieron depositarse en una cuenca con subsidencia lenta y continuada, poco profunda, en la que existía equilibrio entre sedimentación y hundimiento. Parecen apoyar esta hipótesis las estructuras sedimentarias observadas en las cuarcitas y la presencia de niveles carbonatados lenticulares de facies nerítica profunda (con algas y foraminíferos bentónicos).

En el tránsito del Devónico al Carbonífero no parecen variar sensiblemente las condiciones de sedimentación, pero desde el Tournaisiense al

Viseense Inferior se produce 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 varios ciclos o episodios superpuestos, separados por períodos de tranquilidad total o relativa.

Los productos volcánicos son lavas ácidas y básicas, y sus correspondientes piroclastos, que en las efusiones ácidas son los más abundantes.

Entre el Devónico y el volcanismo ácido-segundo se instalan intrusiones básicas formando "stocks lopolíticos" y "sills" de composición diabásica albitica (subvolcánicas), que localmente dan metamorfismo de contacto.

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 flysh 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 pliegues tumbados y volcados con vergencia sur, de direcciones E-O a ONO-ESE, y esquistosidades de plano axial muy penetrativas, de flujo y de fractura. 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, escaso en número y acompañados de una esquistosidad de fractura poco penetrativa.

Movimientos hercínicos tardíos intracarboníferos plegaron la esquistosidades S_1 y S_2 , dando pliegues en V o "king folds", originaron la red de fallas que afecta a toda la comarca y finalmente emergieron la región que quedó sometida como país rígido a erosión.

Después de estas deformaciones existen intrusiones en diques de microgabros y diabasas muy localizadas.

En las áreas más al sur de la Hoja, sobre el Carbonífero se depositan en discordancia angular y erosiva materiales detríticos, generalmente gruesos, del Neógeno-Cuaternario.

5 PETROLOGIA IGNEA Y METAMORFICA

Los fenómenos petrogenéticos y por consiguiente los tipos petrológicos hallados, son análogos o idénticos a los estudiados en otras zonas que, como ésta, pertenecen en su conjunto al Cinturón Pirítico del Suroeste peninsular.

5.1 METAMORFISMO

Dos han sido los procesos metamórficos que han afectado a los materiales paleozoicos del área de la Hoja de Calañas, uno de contacto, primero en el tiempo y localizado en es espacio y un segundo regional, generalizado y posterior.

5.1.1 Metamorfismo de contacto

Las rocas situadas en el contacto con las masas intrusivas (sills y lopolitos) han sufrido a consecuencia de ello, un efecto aureólico de metamorfismo de contacto. Este afecta, fundamentalmente, a las facies de composición pelítica, pizarras y cineritas pizarrosas, en las que produce mosqueo y neogénesis minerales, tanto más intensos y abundantes, cuanto más próximos están al foco térmico.

Se originan así rocas que abarcan desde facies ligeramente mosqueadas o con tendencias a las texturas granoblásticas, situadas en los puntos más externos de la aureola metamórfica, hasta tipos fuertemente moteados con importantes blastesis de cordierita? en áreas más próximas al intrusivo.

Las texturas granoblásticas son producidas normalmente por la mica blanca, quizás como producto retromórfico de biotita. A menudo se puede observar un microbandedado originado por la alternancia de lechos visiblemente modificados por el efecto aureólico, inicialmente más pelíticos, con otros poco o nada influenciados por él.

En aquellos casos en que el incremento de temperatura y la composición de la roca han sido apropiados, se constituye una densa red de porfiroblastos de algunos milímetros de tamaño, orientados según los planos de esquistosidad principal que afecta a la zona, de un silicato de metamorfismo totalmente retromorfizado a un agregado polimineral de cuarzo-clorita-sericita microcristalinos, o con biotita decolorada e inestable en lugar de clorita. Predomina, en estas sustitucionesseudomórficas, el cuarzo, cuyo contenido es siempre superior al de la matriz micácea.

Aunque en ningún caso se conservan reliquias del o de los componentes

iniciales, por el hábito cristalino, restos de maclado, etc., podría tratarse de andalucita y/o cordierita. La mineralogénesis de contacto quedaría así representada por: andalucita y/o cordierita \pm biotita \pm cuarzo \pm turmalina, ahora sustituida por la paragénesis de metamorfismo regional de cuarzo-clorita-sericita ya citada.

Son componentes accesorios: mineral de hierro, esfena y circón.

5.1.2 Metamorfismo regional

El metamorfismo regional que afecta a la zona, es epizonal de grado muy bajo, alcanzando su máxima intensidad en el grado bajo de la facies de esquistos verdes en su nivel superior, de la zona de la clorita, y puntualmente la zona de la biotita.

La fase principal de metamorfismo está ligada a la primera de la tectónica Hercínica, que dio lugar a una esquistosidad de flujo dominante. Esta esquistosidad, a menudo, no llega a borrar los caracteres texturales primarios de la roca como la estratificación o las estructuras de deposición o sedimentarias a ella ligadas.

Microscópicamente, además de la estratificación y la S_1 , se puede apreciar una superficie de esquistosidad oblicua a la primera, formando un ángulo agudo muy amplio con ella (prácticamente perpendicular) y originando crenulaciones suaves. Esta esquistosidad visible, es principalmente de fractura, sin que a primera vista se puedan percibir blastesis destacables.

Lógicamente, dependerá de la naturaleza y, por tanto, de la competencia de la roca afectada el que se hagan patentes, una o las dos superficies. Así en las pizarras se apreciarán mejor cuanto más pelíticas sean e, igualmente, en materiales piroclásticos ácidos vítreos mejor que en grauwacas, cuarcitas y rocas básicas, en las que en la mayoría de los casos sólo puede visualizarse la primera.

A la hora de estudiar las paragénesis metamórficas agruparemos los materiales prescindiendo de su origen, teniendo en cuenta sólo composiciones afines. Por un lado, puesto que responden de igual manera a los cambios metamórficos de presión y temperatura, analizaremos las de las rocas sedimentarias pelíticas o cuarzosas y las efusivas ácidas. Por otra parte, estudiaremos estos afectos en los materiales de composición intermedia y básica.

En lo concerniente a las rocas magmáticas, hay que tener presente la conjunción y solapamiento de los distintos fenómenos metamórficos y, por tanto, la dificultad de individualización de los procesos de metamorfismo regional con los puramente autometamórficos producidos por la acción de

soluciones residuales; ambos efectos pueden conducir a la formación de minerales y paragénesis idénticas.

En las facies ácidas la asociación paragenética presente es la siguiente: cuarzo + mica blanca \pm albita \pm clorita (accesoria) \pm mineral de epidota (accidental). Este conjunto puede ser estable en condiciones de metamorfismo de muy bajo y bajo grado de Winkler, correspondiendo en este último caso, a la zona de la clorita. Según medidas realizadas por SAGON y DONOYER DE SEGONZAC (1972) para la moscovita, el índice de cristalinidad de esta mica, entra dentro del campo de metamorfismo de grado bajo.

En las rocas de composiciones intermedias y básicas encontramos asociados espacialmente las siguientes neofORMACIONES minerales metamórficas: clorita, mineral de epidota, prehnita, pumpellita, cuarzo, carbonatos actinolita-tremolita y albita, siendo más frecuentes la presencia de anfíbol-prehnita-pumpellita-mineral de epidota en las rocas de carácter básico, y en especial en las intrusivas.

La clorita aparece deformada y claramente orientada y, por tanto, procediendo a la fase tectónica principal; su situación pre o sincinemática es imposible de determinar. La pumpellita (grado muy bajo de metamorfismo), la prehnita y el mineral de epidota (clinozoisita), son minerales no orientados en estas rocas; la no existencia de signos aparentes de deformación en la pumpellita y clinozoisita y, por el contrario, la aparición de éstos en la prehnita, podría indicar una cristalización previa de ésta a la de la pumpellita y mineral de epidota.

La interpretación del metamorfismo regional de todo el sector por los distintos autores, es bastante polémica, SCHERMERHORN (1975), considera un metamorfismo de tipo monofásico y progresivo y, traza dos dominios que sitúa a un lado y a otro, la isograda pumpellita-prehnita. Más tarde, BERNARD y SOLER (1980) rebaten esta idea al hallar pumpellita distribuida aleatoriamente en toda la provincia metalogenética.

Para ROUTHIER et al. (1980), el metamorfismo de la región es de carácter polifásico: un 1^{er} metamorfismo epizonal ligado a la primera fase tectónica en condiciones termodinámicas de $350^{\circ}\text{C} > T < 400^{\circ}\text{C}$ y $4 \text{ kb} > P < 5,5 \text{ kb}$, y un 2^o episodio asociado a la fase tectónica 3, al que se atribuye la formación de la pumpellita.

BERNARD y SOLER (1980), abogan por el metamorfismo de grado muy bajo sin sobrepasar la anchizona, considerando el conjunto más representativo de la provincia: prehnita + pumpellita + mineral de epidota + clorita. Las condiciones de presión-temperatura, para estos autores, estarían comprendidas entre $250^{\circ}\text{C} > T < 350^{\circ}\text{C}$ y $1 \text{ kb} > P < 4 \text{ kb}$. La albita, el

anfíbol y la clorita, serían tardimagmáticos y deutéricos y, no podrían ser utilizados para demostrar un metamorfismo de grado bajo (facies de esquistos verdes). Igualmente consideran que aún, en este caso de que la prehnita y pumpellita fueran igualmente tardimagmáticas, no se habría alcanzado la facies de esquistos verdes al no desaparecer estos minerales.

5.2 ROCAS METASEDIMENTARIAS

Incluimos en este apartado todas aquellas rocas metamórficas derivadas de argilitas, limolitas, cuarzarenitas y litarenitas. Naturalmente, puede existir algún término en el que, además del proceso netamente sedimentario, el volcánico haya jugado un papel importante (algunas pizarras cloríticas por ejemplo).

El metamorfismo regional, que produce en estas rocas y especialmente en las pizarras, una marcada esquistosidad de flujo o subflujo con neoforaciones minerales visibles, habitualmente no llega a borrar las estructuras primitivas de estratificación, granoselección, laminaciones paralelas, cruzadas, marcas de erosión, etc.

Describiremos las peculiaridades más sobresalientes de los materiales paraderivados, que agrupamos en pizarras, cuarcitas y metagrauvas, atendiendo a su posición estratigráfica a pesar de que las diferencias en un mismo tipo litológico a lo largo de la serie son insignificantes.

5.2.1 Devónico

Pizarras

Los tipos más frecuentes de esta unidad corresponden a pizarras bandeadas, algunos términos son limolíticos y otros de pizarras s.s. Cualquiera de estas variedades, casualmente, puede ser grafitosa y/o ferrífera.

El bandeado es debido a la estratificación y consiste en una alternancia de lechos, fundamentalmente pelíticos, de sericita con otros limolíticos o cuarzosos.

Los caracteres sedimentarios no están en absoluto desdibujados en estas pizarras, observándose a menudo laminaciones cruzadas y marcas de erosión; en muchos casos, además, se pueden apreciar perfectamente las dos superficies de esquistosidad S_1 - S_2 y S_3 .

Aparte de los componentes de sericita y cuarzo, comunes a todos los materiales pizarrosos, es relativamente corriente hallar blastos con forma de

huso de clorita de tamaño superior al de la matriz (cristales de 50 a 150 μ) y dispuestos de forma transversal a la esquistosidad principal. En algún punto se ha podido observar biotita en estado fresco de igual forma y disposición que la clorita. Los minerales accesorios presentes son: turmalina, leucoxeno, rutilo y circón.

Cuarcitas

Corresponden a rocas débilmente recristalizadas, en general de grano muy fino (50 a 100 μ) e impuras. Las impurezas son debidas a la presencia, de agregados arcilloso-micáceos, fragmentos de rocas argilíticas y más escasamente de tipo sericítico y clorítico; muchos de estos agregados muestran impregnaciones de mineral de hierro.

La competencia de estos materiales hace que la esquistosidad dominante de la zona quede poco reflejada y la S_3 ni siquiera sea apreciable en la mayoría de los casos excepto en los términos transicionales a pizarras. Los constituyentes accesorios detríticos son mica blanca, turmalina, rutilo, circón y apatito.

Pizarras con nódulos y lentejones calcáreos

Las muestras de pizarras halladas en esta formación son limolíticas, irregulares y con abundante mineral de hierro.

Las rocas carbonatadas están formadas por calcita microcristalina y/o dolomita y por numerosos restos fósiles de diversos tamaños; a veces la calcita parece sustituir romboedros dolomíticos impregnados de óxidos de hierro. Contienen impurezas pizarrosas de sericita y cuarzo.

5.2.2 Complejo volcánico sedimentario

Pizarras, tufitas y tobas indiferenciadas

Puesto que el producto metamórfico final es el mismo, resulta difícil la separación de las rocas por su origen volcánico vítreo o sedimentario argilítico, predominando en esta unidad los términos ortoderivados, que estudiaremos más adelante, sobre los metasedimentos y entre éstos, las pizarras s.s. con contenidos variables y de grafito.

Pizarras y cuarcitas con nódulos de hierro y manganeso

Al igual que en el Devónico, hay un paso gradual entre cuarcitas y pizarras por incremento en el componente arcilloso, encontrando, de esta manera, escasos términos puros.

Las cuarcitas son de análogas características a las anteriormente vistas, y

de tamaño muy fino (60 a 100 μ). Presentan cuarzo muy poco recristalizado (núcleos detríticos) entre cuyos cristales se distribuye el material arcilloso-micáceo en agregados, que en muchos casos, parecen derivar en su mayor parte, de rocas argilíticas; otras impurezas son, fundamentalmente, de clorita en lugar de sericita. Es frecuente encontrar láminas de mica blanca de aspecto detrítico, así como los accesorios pesados típicos de turmalina-rutilo-circón y mineral opaco.

Al disminuir el contenido en cuarzo se pasa insensiblemente a pizarras limolíticas-cuarzosas y pizarras limolíticas, con aisladas partículas de limo, de cuarzo dispersas en la matriz pizarrosa. Los tipos pelíticos están raramente representados.

Pizarras Moradas

Petrográficamente son unas pizarras ferríferas, en general bastante pelíticas, con fuerte pulverización de mineral de hierro hematítico. Presentan frecuentemente, abundantes fantasmas de radiolarios —formas ovoides según S_1 compuestas por microcuarzo— cuyo tamaño varía de 100 a 200 μ de longitud máxima. Los minerales accesorios son raros o están ausentes.

5.2.3 Grupo Culm

Pizarras

Existe un predominio de pizarras s.s. sobre pizarras limolíticas sobre pizarras pelíticas. Aunque, poco común, cualquier tipo puede ser grafitoso.

En muchos casos la baja recristalización metamórfica hace que se conserve la apariencia detrítica de algunas láminas micáceas de mayor tamaño, de cuarzo, y de la albita cuando está presente. Se encuentran blastos de clorita de iguales características que los de las pizarras devónicas.

Por aumento en el tamaño de grano y disminución en el contenido de los constituyentes micáceos, se va pasando a unas metagrauvas muy finas, pizarrosas, con gran cantidad de matriz, pero en las que es posible individualizar algunos fragmentos líticos de pizarras; y por último, y paulatinamente, a las metagrauvas propiamente dichas. La alternancia metagrauvas-pizarra puede llegar a ser incluso milimétrica.

Metagrauvas

Hemos denominado a estas rocas metagrauvas feldespático-volcánicas, con el fin de resaltar el elevado contenido en estos dos componentes, cristalino y lítico respectivamente.

La unidad fragmentaria está constituida comúnmente por clastos de

grano fino-muy fino de mediana o mala selección y de formas subangulosas. Los tamaños varían de limo a arena media, sin sobrepasar este límite superior nada más que en contadas ocasiones; el tamaño medio y más representado es el de arena fina.

Predominan normalmente los fragmentos de roca (50-70 por ciento) sobre los cristalinos. Entre los primeros, los metamórficos sobre los volcánicos, y entre los segundos, los de cuarzo sobre los de albíta.

La matriz suele ser escasa y está orientada, los mismos fragmentos metamórficos al homogeneizarse y desdibujar sus formas llegan a perder su independencia y pasan a engrosarla. Su composición habitual es de sericita y clorita con algo de cuarzo, y ocasionalmente además, carbonatada.

Entre los clastos cristalinos es común, aunque como componente accesorio, la mica blanca. Otros constituyentes accesorios son: mineral de hierro, esfena, turmalina, circón y apatito, aislados o formando parte de los fragmentos rocosos.

5.3 ROCAS IGNEAS

La composición de las rocas ígneas de la región es destacadamente albítica, y es por ello, que su génesis ha sido intensamente controvertida.

Por una parte, el volcanismo del Cinturón Pirítico del suroeste Ibérico, ha sido asignado como perteneciente a la serie espírita-queratófido del tipo del volcanismo preorogénico hercínico de Europa del Norte (G. ROCCI y Th. JUTEAU, 1968), por un gran número de investigadores, entre los últimos que comparten esta opinión, podemos citar a los del equipo de Nancy (BERNARD y SOLER, 1980).

Por otro lado, otros científicos como los del equipo de París (ROUTHIER et al., 1980), consideran este magmatismo como perteneciente a una serie calco-alcalina diferenciada.

La elección entre las dos interpretaciones y por tanto entre dos tipos de nomenclaturas aparentemente muy diferentes, conlleva un problema genético de gran envergadura. Nosotros agruparemos las rocas y las estudiaremos teniendo en cuenta su acidez o basicidad y sus caracteres petrográficos, independientemente de su denominación.

Según su composición podemos diferenciar tres grandes grupos de rocas ortoderivadas: un primero de carácter marcadamente ácido, con escasa o nula representación de fases minerales melanocráticas y con abundante o variable contenido en cuarzo primario (Dacitas-Riolitas para unos o cuarzo-queratófidos para otros). Un segundo tipo de características opuestas al

primero, con ausencia de cuarzo modal primario (Basaltos y Espilitas); y por último, una facies composicionalmente intermedia con poco cuarzo o sin él, y con relativos bajos contenidos en minerales fémcicos (Andesitas o Quera-tófidcs). Culquiera de ellos contiene albita como feldespatc fundamental.

El magmatismo básico es esencialmente efusivo (coladas) e intrusivo, mientras que la actividad ácida es principalmente explosiva (piroclastos). El volcanismo intermedio está representado, tanto por términos lávicos como piroclásticos.

5.3.1 Magmatismo intrusivo

Pertencen al magmatismo intrusivo las rocas básicas (localmente ultra-básicas) responsables del metamorfismo de contacto de la zona.

Rocas básicas

Corresponden a diabasas con texturas ofíticas finas, (o medias en los casos más favorables) con tendencias poiquilofíticas y puntualmente subofíticas, nada o muy débilmente esquistosas.

Es en estas rocas donde están mejor representadas las paragénesis meta-mórficas citadas para los materiales básicos.

Dentro de los minerales que constituyen estas facies se distinguen a grandes rasgos y coincidiendo con distintos momentos de cristalización: clinopiroxeno y plagioclasa cálcica como componentes ortomagmáticos; anfíbol hornbléndico pardo-rojizo y biotita inmediatamente tardimagmáticos, y en último lugar fases minerales de autometamorfismo-metamorfismo regional: albita, tremolita-actinolita, clorita, mineral de epidota (clinozoisita/zoisita), prehnita, carbonato, cuarzo y pumpellita, parte de los cuales constituyen la mesostasis de la roca.

Los componentes accesorios de apatito y opaco están ligados a los primeros momentos de la cristalización magmática.

Aunque el grado de alteración autometamórfico es de intensidad variable, sin embargo, en la casi totalidad de los casos, se conservan las propiedades texturales.

El clinopiroxeno es augita, se presenta en grandes placas pardo-rosadas, raramente macladas, suavemente pleocroicas y englobando parcial o totalmente finas tablas de plagioclasa. Su paso común a hornblenda puede ser a modo de parcheado. Los bordes aparecen a menudo deflecados y alterados a anfíbol fibroso incoloro de la serie de la tremolita-actinolita. Otros productos de alteración del piroxeno comunes son: clorita y biotita y esporádicamente cantidades accesorias de otros.

El feldespato es idiomórfico, maclado, actualmente albítico y accidentalmente potásico; a menudo presenta núcleos sausalíticos. Son componentes de alteración típicos de la plagioclasa: prehnita en haces radiales de desarrollo variable y extinciones ondulantes, y pumpellita en agregados cripto-microcristalinos, a veces en prismas con disposición radial, con pleocroísmo marcado. La sustitución de la prehnita puede ser irregular por todo el cristal de plagioclasa mientras que la de la pumpellita normalmente se efectúa en forma de parches.

Otros minerales de alteración de los feldespatos son: mineral de epidota, calcita y mica blanca.

La mesostasis, presente entre algunas tablas de plagioclasa o entre los piroxenos, contiene clorita como constituyente fundamental señalando la esquistosidad; clinzoisita subordinada en pequeños cristales prismáticos perfectos maclados y ausentes de signos de deformación, y esporádicamente pumpellita, carbonatos, cuarzo y anfíbol. Este último componente resulta poco representado en general en esta zona, contrariamente a lo que sucede con la pumpellita y la prehnita cuya presencia y abundancia son destacables.

Piroxeno, plagioclasa y sobre todo los prismas de apatito exhiben efectos de deformación, principalmente fracturaciones, cuarteamientos y extinciones ondulantes.

El mineral opaco (quizás ilmenita) está presente siempre en cristales de tamaño fino-medio transformados a esfena y con biotita asociada.

Si la transformación de la roca es mayor, el piroxeno desaparece, encontrándose únicamente cristales fracturados de plagioclasa en una matriz esquistosa de clorita y carbonatos, con o sin cuarzo. En algunas variedades está alterado de igual manera, tanto el piroxeno como la plagioclasa; son rocas éstas en las que sólo queda como primario el apatito.

Rocas ultramáficas

Solamente se ha encontrado un ejemplar de este tipo en fuerte estado de alteración. Correspondería a una wehrlita de grano fino, formada por placas de clinopiroxeno englobando parcialmente al olivino.

El único componente ortomagmático que se conserva en parte, es el piroxeno xenomórfico del tipo augita, con suave extinción ondulante. Se encuentra sustituido parcialmente por anfíbol hornbléndico pardo-rojizo, más a menudo por biotita y ampliamente serpentizado; los exocristales de olivino parecen flotar en la masa serpentínica derivada de él.

Del olivino no se ha podido hallar restos, resultando reconocible únicamente por la forma euhédrica de sus cristales. Aparece transformando

seudomórficamente a serpentina y anfíbol fibroso; la serpentización avanza por bordes y fracturas, mientras que el anfíbol se dispone en los núcleos de la red de fisuras. Estos componentes de alteración van acompañados de mineral opaco. Como constituyente accesorio se hallan carbonatos vetiformes.

5.3.2 Magmatismo extrusivo

Las rocas volcánicas han sido agrupadas para su descripción petrográfica atendiendo a criterios mixtos estratigráfico-composicionales.

Volcanismo ácido inicial

Este episodio volcánico es de carácter explosivo y marcadamente ácido.

Dentro de las lavas encontramos a grandes rasgos dos tipos distintos, mineralógica y texturalmente.

Un primer tipo de rocas es el que tiende a la composición intermedia, con textura porfídica y matriz microcristalina ligeramente esquistosa. Está formado fundamentalmente por albita tanto en fenocristales como en la matriz en la que a veces se conservan texturas perlíticas.

La esquistosidad está señalada por la clorita en tanto que la sericita es accesoría. Resulta frecuente la presencia de amígdalas con clorita y/o cuarzo.

El segundo tipo hallado es de naturaleza ácida riolítica. Los fenocristales son de albita idiomórfica, maclada y débilmente sericitizada, y de cuarzo, ambos con fuertes efectos de deformación. La mesostasis contiene cuarzo y k-feldespato microcristalinos. En algún caso se ha producido un proceso de silicificación importante que transforma los feldespatos, apareciendo así fenocristales de cuarzo en una matriz cuarzosericítica finogranular.

Entre los piroclastos las variaciones de unos a otros es mínima y exclusivamente textural granulométrica y de mayor o menor abundancia de matriz.

El tipo común es una roca ácida pizarrosa que contiene gruesos fenoclastos relativamente frecuentes. El tamaño de éstos no supera los 3 mm. y por tanto, entra dentro del campo de las cineritas.

La naturaleza de los fenocristales es de cuarzo, albita y más raros o ausentes de ferrogmanesiano cliritizado o moscovitizado. Los cristales de albita suelen estar ligeramente enturbiados por caolinización o sericitizados y sólo en algún caso se ha producido una argilitización.

La matriz es pizarrosa y está formada esencialmente por sericita y

cuarzo orientado; cuando la composición es más pelítica quedan bien reflejadas las dos superficies de esquistosidad S_1 y S_2 .

La clorita no está presente o lo está en muy escasa proporción. Los accesorios comunes son circón, mineral de hierro, esfena y apatito y accidentalmente pueden hallarse carbonatos y epidota.

Inusualmente aparecen otras variedades de cineritas pizarrosas muy finas de idéntica composición, con escasos clastos de cuarzo de tamaño inferior a 100, o incluso totalmente vítreas.

Volcanitas de la unidad de pizarras, tufitas y tobas indiferenciadas

Los materiales volcánicos, interestratificados con pizarras de origen sedimentario o con pizarras de génesis mixta volcano-sedimentaria, de difícil separación, corresponden a cineritas ácidas muy finas. Están formadas por esporádicos clastos de cuarzo y accidentales de albita de escasas micras de tamaño, flotando en abundante matriz desvitrificada.

Son muy frecuentes las variedades muy pelíticas en las que los clastos están ausentes (raras en las pizarras sedimentarias). Su composición mineralógica además de la sericita fundamental y cuarzo subordinado, es de mineral de hierro y esfena comunes y clorita, turmalina y circón casuales.

Volcanismo básico espilítico

Este volcanismo está integrado por materiales básicos de naturaleza espilítica y algunos términos de composición intermedia.

Texturalmente los tipos intermedios y básicos son similares, sus diferencias estriban en el escaso contenido en componentes ferromagnésicos de los primeros que aumentando paulatinamente, se ven ampliamente representados en los segundos.

Son rocas ligeramente esquistosas con texturas finogranulares, intersetales, a veces fiuidales, a menudo amigdalares y sólo excepcionalmente porfídicas con matriz microcristalina o microlítica.

El constituyente fundamental es la plagioclasa ácida (albita) en forma de listoncillos maclados, frescos o levemente sericitizados y en fenocristales accidentales cuando los hay. De igual manera se ha hallado feldespatos potásico.

Entre los microlitos albiticos se encuentran clorita y otros minerales secundarios como carbonatos, mineral de epidota y esfena. Lo que marca la variación entre los distintos tipos de rocas básicas, es precisamente el predominio de una u otra fase mineral (rocas fuertemente carbonatadas por ejemplo).

El mineral de epidota normalmente es pistacita en cristales finos con

potente pleocroísmo de incoloro a amarillo-limón. El carbonato dominante suele ser calcita. Como en todos los materiales, la clorita y sericita (accesoria) son los componentes encargados de dibujar la esquistosidad.

Destaca en estas rocas la presencia de frecuentes amígdalas orientadas, de variable tamaño, rellenas de calcita finocristalina, cuarzo o clorita. Cuando son poliminerales el contenido de la vacuola es generalmente de calcita en núcleos y clorita en las paredes o de clorita-cuarzo.

Los carbonatos y el cuarzo forman además, parte del relleno de vetas. En algún caso la silicificación fisural es tan intensa que se encuentran exclusivamente retazos de la roca lávica en medio de una masa de cuarzo microcristalino. En otros casos, el proceso de silicificación afecta sólo a la matriz de la roca.

Algunos tipos contienen clinopiroxeno fresco residual y presentan iguales peculiaridades y composición mineralógica, de prehnita-pumpellitita-anfíbol además de los citados, que las de las rocas básicas intrusivas ya descritas. En este sentido conviene destacar que, sin embargo, en los tipos estudiados pertenecientes al volcanismo básico estas paragénesis son menos usuales que en las diabasas.

En casos aislados los cambios metamórficos impiden que se conserve el carácter textural primario, formándose así rocas que son verdaderas metabasitas.

Volcanismo ácido segundo

Es de propiedades análogas al volcanismo ácido inicial: carácter ácido en general, con algunas rocas con tendencia a la composición intermedia, y formando los productos piroclásticos el grueso del volumen de la unidad.

Entre las escasas lavas encontradas se pueden diferenciar tres tipos, dos de ellas de naturaleza intermedia y un tercero, más representado, ácido.

El 1^{er} tipo, del que sólo se ha estudiado una muestra, es una roca de textura esferulítica fina radial poco esquistosa, formada por esferulitos albiticos, enturbiados por esfena, actinolita, clorita y prehnita micro-cristalinos, unidos por una matriz de clorita y clinozoisita prismática.

El 2^o tipo, también escasamente presente, es una roca finogranular esquistosa muy alterada, constituida por componentes secundarios que constituyen en gran parte tanto a la plagioclasa como al ferromagnesiano: carbonatos, clorita, esfena, sericita, albita.

La variedad ácida está formada por abundante feldespato alcalino, tanto sódico como potásico, y por cuarzo. Son rocas con textura porfídica o amigdalares, con pasta microcristalina o finogranular de intercrecimientos cuarzo-feldespáticos.

Los escasos fenocristales presentes son de cuarzo, albita o k-feldespatos. El cuarzo de igual manera, se encuentra ocupando cavidades sólo o asociado a clorita.

Los componentes accesorios son los comunes en las rocas ácidas: esfena, mineral de hierro y circón.

Los productos explosivos pertenecientes a esta unidad volcánica tienen aún más semejanza que las lavas al primer episodio volcánico ácido, siendo su mineralogía y textura idénticas.

Los tipos más frecuentes son rocas con grandes fenoclastos de cuarzo y albita fresca o muy poco alterada rodeados de abundante matriz pizarrosa de sericita y cuarzo. También está representado aquí el tipo cinerítico muy fino semivítreo o vítreo, con escasos o nulos clastitos de cuarzo y albita y transformado ahora en pizarra.

Volcanismo Lagunazo

Es un volcanismo de carácter netamente intermedio: Andesita-queratófido. Microscópicamente la diferenciación toba-lava resulta difícil cuando no imposible. De cualquier forma la composición mineralógica es análoga, con escasa variación entre unas y otras rocas independientemente de su modo de yacimiento. Hemos utilizado criterios como forma de fenocristales, homogeneidad y matriz microlítica para incluir un importante número de muestras como pertenecientes a coladas.

Son rocas con abundantes fenocristales de albita de tamaños muy diferentes. La matriz en las tobas, en general, es microcristalina esquistosa, e intersertal en las lavas.

La composición mineralógica es de albita y clorita, fundamentales, carbonatos y sericita subordinados y mineral de epidota (pistacita-clinozoisita) y prehnita casuales y junto con esfena, accesorias. Además puede aparecer cuarzo secundario en parte como relleno fisural o reemplazando los fenocristales de albita.

Gran parte del mineral de epidota, carbonatos y, siempre que existe, prehnita, es a costa de la plagioclasa.

Volcanismo básico abigarrado

Corresponde a rocas lávicas de composición básica y de textura microlítica. Están formadas principalmente por microlitos de albita, frescos o totalmente sustituidos por sericita, en cuyos intersticios se disponen clorita, epidota micro y finocristalina y calcita, y como componentes accesorios esfena y mineral de hierro. Cuando se refleja la esquistosidad es la sericita la que la marca.

Volcanismo tercero

Exeptuando alguna roca lávica, es un episodio volcánico muy característico, formado por materiales fragmentarios cineríticos muy finos, y de composición intermedia, ya que carecen de clastos de cuarzo.

Las variaciones entre las distintas rocas piroclásticas son muy pequeñas y especialmente granulométricas y de relación clastos-matriz, aunque también pueden existir ligeras diferencias de composición: intermedia-ácida, intermedia-básica.

El tipo predominante es de escasa matriz y de naturaleza lítico-cristalina e incluso macroscópicamente poligénico. Aparece cubierto de microfenoclastos de albita, a menudo de K-feldespato y líticos de rocas microlíticas de igual composición intermedia y de contornos difícilmente separables de la matriz.

El grado de basicidad lo determina el contenido en clorita y cuarzo. El cuarzo normalmente no se halla formando parte de los fenocristales, aunque sí puede encontrarse en la matriz junto con sericita, clorita, albita y esfena. Otros componentes a menudo presentes en cantidades subordinadas son: mineral de hierro, mineral de epidota y carbonatos.

Los tipos cristalinos tienen menos representación, suelen ser de superior tamaño de grano y con menos contenido en fenocristales que los que acabamos de ver. Estas rocas se asemejan a las tobas del volcanismo primero y segundo aunque, en general, la matriz es más irregular, heterogénea y con mayor abundancia en clorita que la de la perteneciente a aquéllas. No faltan aquí tampoco las variedades vítreas cineríticas muy finas, aunque siempre el carácter es ligeramente más básico.

La muestra de lava analizada corresponde a una roca intermedia microlítica, con clorita, carbonatos y cuarzo, en intersticios entre los listones de albita y rellenando amígdalas.

5.4 DIQUES TARDIOS

La única muestra estudiada perteneciente a estos diques es una diabasa piroxénico-anfibólica de textura seudoporfídica y matriz finogranular con tendencia ofítica.

Los fenocristales son de un ferromagnesiano totalmente transformado a carbonatos y escaso talco.

La matriz contiene como componentes de alta temperatura, plagioclasa tabular maclada y fresca, y piroxeno monoclinico con tintes rosados (augita).

Las transformaciones que ha sufrido la roca a lo largo de su evolución magmática han sido las siguientes: desaparición de los fenocristales ferromagnésicos (quizás de olivino?), alcalinización de las zonas externas de los cristales de plagioclasa y sustitución del piroxeno, inicialmente por anfíbol del tipo de hornblenda parda y biotita y, en último lugar, por anfíbol fibroso, clorita y carbonatos. Mineral opaco, cuarzo y apatito son los componentes accesorios no citados.

6 METALOGENIA

La Hoja de Calañas se encuadra en una de las provincias metalogénicas más importantes de Europa: 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.

El potencial minero de esta región se estima superior a mil millones de toneladas de sulfuros con leyes medias de 44-48 por 100 de S; 39-44 por 100 de Fe; 2-6 por 100 de Cu + Pb + Zn; 0,3-0,5 por 100 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, galena, estibina, barita y manganeso.

6.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS

Aunque se citan hasta 34 especies de minerales metálicos primarios, la mena comprende: pirita (60 al 90 por ciento 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 por 100) y silicatos (5-15 por 100).

Desde comienzo 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 exhalativo-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 de 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-Viseiense Inferior, se producirían vapores sulfurosos, bien a través del cono central pero principalmente por alguna de sus adventicios, que se disuelven en el agua. En cuencas de ambiente reductor y por procesos bacteriológicos, se produce el ión sulfuro $S^{=}$ 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 piritita frecuentemente rica en calcopiritita, tipo "stockwork", de geometría columnar que corresponde a chimeneas de aporte de los elementos que originan. Si el transporte de los geles sulfurosos es mayor, el yacimiento es "distal" y no tiene "stock-work" asociado. Evidentemente entre ambos tipos hay situaciones intermedias. Las masas de sulfuros sufrieron posteriores modificaciones debidas 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 3.000 m.; potencia entre 3 y 100 m.; tercera dimensión casi siempre superior a 150 m. 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, gohetita 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 su elevada densidad. Ambos métodos son complementarios y para establecer la naturaleza "metálica" o "sin metal" de la anomalía de cualquiera de ellos es necesaria comprobarla con el otro (STRAUSS, FERNANDEZ 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 FERNANDEZ ALONSO, 1977).

En la Hoja de Calañas se encuentran importantes centros mineros; Tharsis en el cierre del Anticlinorio de Puebla de Guzmán (con 13 diferentes masas) y en el cierre del Anticlinorio de Valverde del Camino, Sotiel y Torerera.

Todas estas mineralizaciones están en el C.V.S. asociadas al volcanismo ácido inicial.

6.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

Se encuentran los yacimientos de manganeso en el Complejo Volcánico Sedimentario y más concretamente en el volcanismo ácido segundo y sus facies asociadas ($H \overset{A-A}{V} 2$, $H \overset{A-A}{P} v$, $H \overset{A-A}{P} m$ y $H \overset{A-A}{J}$).

Son depósitos estratiformes, de origen singenético sedimentario, y se presentan generalmente en jaspes y pizarras moradas. La mena primaria está compuesta por silicatos y carbonatos (rodonita y rodocrosita) y normalmente se explotan óxidos y peróxidos (pirolusita, psilomelana, wad) procedentes del enriquecimiento secundario de la mineralización primaria, que se concentra en fracturas y fallas en forma de "bolsadas".

En esta Hoja hay numerosas minas de manganeso, destacando las existentes en Calañas y sus alrededores, que fueron de las más importantes de toda esta provincia metalogénica.

6.3 YACIMIENTOS FILONIANOS

En la Faja Pirítica son numerosos los yacimientos filonianos hidrotermales de baja temperatura, relacionados con fracturas y diques, y siempre del tamaño reducido y escaso interés práctico.

En el dominio de la Hoja estudiada aparecen pequeñas mineralizaciones filonianas de calcopirita, galena, estibina, manganeso y baritina. La ganga está constituida por calcita y/o cuarzo.

Se trata de pequeños yacimientos hoy inactivos.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA

La importancia minera de esta Hoja está ampliamente demostrada con la presencia en su dominio de yacimientos estratiformes de sulfuros masivos.

También existen yacimientos de sulfuros diseminados (estratiformes y epigenéticos), oro y plata, manganeso, cobre, plomo, antimonio y barita.

7.1.1 Yacimientos estratiformes de sulfuros masivos

En el área occidental de la Hoja se conocen 13 yacimientos, la mayoría inactivos, pertenecientes todos ellos a la Compañía Española de Minas de Tharsis, S.A., que actualmente explota a cielo abierto los depósitos de Filón Norte-San Guillermo.

En la zona oriental se encuentran los yacimientos de Torerera, inactivo, y Sotiel en la fase previa a la explotación.

Todos estos criaderos tienen características comunes dadas sus peculiaridades genéticas, como son:

- Se encuentran en determinados horizontes estratigráficos, en estrecha relación con rocas volcánicas piroclásticas ácidas.
- Sedimentación en ambiente reductor (roca caja de pizarras carbonosas).
- Forma estratoide-lentejonar.
- Contactos concordantes y graduales con la roca encajante (pizarras y tobas).

- Rasgos de carácter sedimentario (alternancias, estructuras de techo y muro, sedimentación gradual, estratificación cruzada, estructuras geliformes, presencia de colonias bacterianas, resedimentación de la pirita, etc...).
- Orientación según los ejes de plegamiento.
- Roca caja a veces cloritizada y silicificada en las proximidades de las menas.
- Mineralización uniforme, aunque existen variaciones en la proporción de los distintos sulfuros.
- Presencia de gran número de elementos metálicos.

a) **Lagunazo**

Situada a 6 Km. al NO de Tharsis, coordenadas Lambert x: 293.100; y: 343.000, junto al poblado minero en ruinas del mismo nombre.

La roca caja de la mineralización son pizarras negras y tobas finas estratificadas, fuertemente plegadas y afectadas por fallas longitudinales. Su dirección es N 100° E y buzando al N-NE 60-70°. Tanto en el resaldo N como en el S afloran pizarras y cuarcitas cuya situación en columna estratigráfica es dudosa, por la ausencia de fauna y de criterios geológicos que las definan.

Este yacimiento tiene numerosas labores romanas. En la época moderna los trabajos se realizaron desde 1895 hasta 1902. Se explotó a cielo abierto y por huecos y pilares hasta una profundidad de 85 m., sacándose unas 500.000 Tm. de mineral pirítico.

Su forma es lentejonar, con 300 m. de longitud, potencia 15-30 m. y la tercera dimensión difícil de establecer. Esta masa explotada tiene continuación levante en otro lentejón menor, reconocido con sondeos mecánicos.

b) **Filón Norte-San Guillermo**

Situado inmediatamente al SE del poblado minero Tharsis (x: 298.000; y: 339.100).

El criadero se encuentra en el flanco norte del Anticlinal de Tharsis, interstratificado entre pizarras negras con piroclásticas finas, procedentes del primer ciclo volcánico ácido. Tiene estructura sinclinal-anticlinal; el sinclinal, situado al sur, constituye el criadero del Filón Norte, mientras que la rama norte del anticlinal es el de San Guillermo. Entre ambos está muy replegado y en ocasiones fallado longitudinalmente. Este pliegue es isoclinal, con dirección E-O y buzamientos al N, 60-70° en el flanco norte del anticlinal San Guillermo.

Es un cuerpo estratoide, con longitud de 800 m., 30-60 de potencia y tercera dimensión superior a 400 m. A levante se acuña, mientras que a

poniente termina bruscamente, en buena parte debido a fracturas NE-SO.

La masa está constituida por diversos tipos de mineral que representan diferentes facies geoquímicas y de deposición en la formación del yacimiento. El paso de un tipo a otro puede ser brusco, pero con frecuencia es gradual.

La sedimentación de estos sulfuros se realizó en pequeñas cuencas marinas con fondo inestable debido a la actividad volcano-tectónica, que explicaría la coexistencia de distintos tipos de mineral en un mismo yacimiento.

En el área de Tharsis se trabajaron las minas por los tartesos, fenicios y romanos, dejando unos 3-4 millones de toneladas de escorias, principalmente de la época romana.

En 1564, 1565 y 1569 se solicitaron minas de plata en los alrededores de Tharsis pero no tuvieron éxito por la poca profundidad de las labores.

Tharsis fue redescubierto en 1848 por Luciano Escobar. En 1853 se inician las explotaciones mineras por Ernesto Deligny formando la "Compagnie des Mines de Cuivre d'Huelva". En 1866 las minas pasaron a la "The Tharsis Sulphur and Copper Co. Ltd." hoy "Compañía Española de Minas de Tharsis, S.A.".

Actualmente la minería se realiza a cielo abierto en la corta "Filón Norte", que forma parte del proyecto "Gran Corta Tharsis" en la que se explotarán los criaderos de Filón Norte-San Guillermo, Sierra Bullones, Poca Pringue y Norte Poniente.

Filón-Norte-San Guillermo está reconocido por labores mineras de interior y numerosos sondeos mecánicos, con lo que se establecen unas reservas aproximadas de 90 millones de toneladas, según STRAUSS, MADEL, FERNANDEZ ALONSO (1977), de donde se toman los datos sobre reservas para todos los yacimientos de Tharsis.

c) Sierra Bullones, Poca Pringue y Norte Poniente

El criadero de Sierra Bullones se encuentra al sur de Tharsis (x: 297.200; y: 339.250) y constituye la continuación a poniente del Filón Norte-San Guillermo. Al oeste se encuentra Poca Pringue y al norte Norte Poniente. Los tres aparecen en el mismo nivel estratigráfico, y estructural y tienen como encajante pizarras negras y tufitas.

Sierra Bullones es el más importante, tiene estructura lentejona, con dirección N 80° E y buzamiento de 70-80° N. Mide cerca de 500 m. de longitud y su potencia es de unos 60 m.

Con idénticas características pero con dimensiones más reducidas se

encuentra Norte Poniente y Poca Pringue, este último constituido por dos lentejones, con corrida total de 250 m. y potencias inferiores a 40 m.

De estos criaderos (actualmente inactivos) Sierra Bullones fue centro fundamental de extracción de pirita en Tharsis hasta hace unos años (en que se centró la producción en Filón Norte), con labores a cielo abierto y de interior.

d) Filón Centro

Se ubica en x: 296.700; y: 338.650, en un sinclinal apretado del flanco norte del Anticlinal de Tharsis entre pizarras y tufitas volcánicas ácidas. Tiene estructura lentejonar, con potencia variable entre 25 y 40 m. y corrida de 300 m. La dirección es E-O el buzamiento 60° norte.

Este yacimiento ha sido explotado fundamentalmente por labores a cielo abierto. Sus reservas se estiman en 3 millones de toneladas.

e) Prado Vicioso

Está situado aproximadamente a 2,5 Km. al SE de Tharsis, x: 299.400; y: 338.500.

Se encuentra en el cierre oriental del Anticlinal de Tharsis y tiene por roca caja pizarras y tufitas ácidas. De forma lentejonar, posee una corrida de 200 m. y potencia inferior a 30 m. Su dirección es de N $110-130^{\circ}$ E y buzamiento subvertical.

No hay labores de superficie ya que la escasa explotación minera realizada se llevó por minería de interior, con un total de 150.000 Tm. aproximadamente extraídas con leyes del 50 por 100 S y 0,65 por 100 Cu.

Sus reservas vistas (según PINEDO VARA) sólo son del orden de 60.000 Tm.

f) Filón Sur

A 1,5 al sur de Tharsis (x: 297.300; y: 338.050) en el flanco meridional del Anticlinal de Tharsis, se encuentra este yacimiento cuya roca caja está constituida predominantemente por pizarras.

Forman el criadero cuatro pequeños lentejones de 100-150 m. de longitud y potencias de 20-30 m. Sus direcciones son de N $80-90^{\circ}$ E aunque su disposición en relevo da dirección general N 70° E, con buzamiento subverticales.

Filón Sur ha destacado siempre por su llamativa montera de hierro, bajo la cual se encuentran los niveles jerosíticos, y aquí se centró principalmente la actividad minera de tartesos, fenicios y romanos, beneficiando oro, plata y cobre.

En el siglo pasado se explotó con minería subterránea y entre 1966 y 1972 a cielo abierto. En total se han extraído 400.000 Tm. y puede considerarse como agotado. La mena tenía leyes altas tanto en zufre como en cobre.

g) **Cantareras**

Se encuentra a 2,3 Km. al sur de Tharsis (x: 297.000; y: 337.400) interestratificado en pizarras y tufitas superiores al volcanismo ácido inicial.

Este yacimiento no tiene "gossan" aflorante y fue localizado en 1973 con métodos geofísicos (resistividad y gravimetría).

Se encuentra completamente virgen, comenzando a menos de 20 m. de la superficie, con dirección de N 100-110° E y buzamiento de 50-60° N-NE; tiene una corrida de 300 m. y potencia de 30 m.

Sus reservas, establecidas a base de sondeos mecánicos y gravimetría, son del orden de 6 millones de toneladas de mineral pirítico.

h) **Vulcano**

Situado a 2,2 Km al Sur de Tharsis, (x: 297.500; y: 337.400).

Se encuentra entre pizarras y tufitas ácidas, pertenecientes a las partes altas del episodio volcánico inicial.

Es un pequeño lentejón pirítico que se explotó en el siglo pasado. Se extrajeron a cielo abierto aproximadamente 15.000 toneladas y posee reservas de 50.000 toneladas aproximadamente.

i) **Almagrera, La Lapilla y Nueva Almagrera**

Estos tres yacimientos están situados a unos 3,5 Km. al sureste de Tharsis y tienen de coordenadas Lambert x: 298.700, y: 336.750; x: 299.250, y: 336.400; x: 298.350, y: 336.650 respectivamente.

El contexto geológico en que se encuentran estos criaderos es idéntico, variando exclusivamente su posición geográfica, al estar rodeando un afloramiento del primer ciclo volcánico en facies piroclásticas gruesas, a techo de las cuales se depositan facies pizarrosas y piroclásticas finas entre las que se interestratifican los yacimientos.

— Almagrera tiene, al igual que los demás, forma lentejón y es el mayor de ellos, con una corrida de unos 300 m. y potencia aumentando en profundidad hasta alcanzar unos 40 m. Su dirección es N 95-100° E y buzamiento variable de 45-50° N en sus tramos superiores hasta 30° N a los 100 m. de profundidad, en donde consigue sus mayores espesores. Su importancia actual ha podido establecerse con métodos geofísicos (resistividades y gravimetría).

Tiene montera de "gossans" y fue explotada entre 1909 y 1915, con una producción del orden de 150.000 toneladas.

Las reservas totales de esta mineralización pirítica, calculada conjuntamente por sondeos mecánicos y métodos geofísicos (gravimetría y S.E.V.) se cifran en 10 millones de toneladas.

— La Lapilla: yacimiento constituido por pequeños lentejones de pirita. Se reconocen sobre el terreno tres afloramientos situados sobre una misma alineación este-oeste, siendo esta la dirección de criadero y buzamiento de 60° N.

Posee un gran "gossans" y fue explotado por tartesos y romanos. En el siglo pasado se realizaron labores mineras en tres pisos, hasta unos 40 m. de profundidad. Se beneficiaron un total de 45.000 toneladas de mineral pirítico y sus reservas son escasas.

Los análisis antiguos de esta mena ponen de manifiesto su baja ley en azufre y alto contenido en plomo, zinc y arsénico, que según PINEDO VARA, han hecho que carecieran de interés.

— Nueva Almagrera: lentejón pirítico con muy débil afloramiento de óxidos de hierro. Su dirección es de N 110-120° E y buzamiento subvertical. Ha sido localizado con métodos geofísicos y reconocido con sondeos mecánicos. Se encuentra virgen, con reservas aproximadas de 3 millones de toneladas de pirita masiva.

j) Sotiel

Esta mina se encuentra situada entre las Hojas de Valverde y Calañas, junto al poblado del mismo nombre, (coordenadas Lambert x: 320.400; y: 338.800).

La mineralización encaja en pizarras negras con lentejones de tobas finas, y más localmente nódulos y lentejones carbonatados; a muro del mineral existen tobas ácidas masivas del primer episodio volcánico. La dirección de la masa es N 90-110° E y buzamiento entre 30 y 60° N, siendo la media de 45° N. Está constituida por tres masas, intercaladas entre pizarras, pero a veces se unen en una sola. Las leyes de estas masas varían algo entre sí; una es más pirítica, otra cobriza, y la tercera con predominio de mineral complejo, aunque las diferencias no son excesivas.

En cuanto a la estructura, la mineralización se encuentra en el flanco sur del Anticlinal de Sotiel (F_2), pero a su vez en el flanco norte de un anticlinal muy apretado de F_1 , que tiene su núcleo en el volcanismo ácido primero.

Esta zona parece corresponder a un corredor de fracturas, fallas in-

versas o cabalgamientos, que complican extraordinariamente el flanco sur de la gran estructura anticlinal de Sotiel.

La mina ha sido explotada desde muy antiguo. Con seguridad ya por los romanos, pero posiblemente antes, (escombreras tartésicas) existiendo numerosas labores y hallazgos de utensilios antiguos. Contemporáneamente desde 1866 a 1939, y en la actualidad, tras la nueva investigación y cubicación efectuada por el INI, se encuentra en fase de preparación para su reexplotación.

Las dimensiones de este yacimiento son aproximadamente: 950 m. de longitud, 50 m. de potencia y 650 m. de profundidad. La cubicación, efectuada mediante una campaña de 163 sondeos con un total de 24.996 m. de perforación realizada entre 1972 y 1980, es de 59,1 millones de toneladas de mineral complejo, con leyes de 0,61 por 100 Cu, 1,6 por 100 Pb, 3,80 por 100 Zn, 0,27 gr/Tm. Au, y 30 gr/Tm. Ag; 13,3 millones de azufrones, con leyes de 0,36 por 100 Cu, 0,47 por 100 Pb, y 0,96 por 100 Zn; y 2,8 millones de toneladas de pizarras cupríferas, con 0,49 por 100 Cu.

k) La Torerera

Está situada junto al poblado y embalse del mismo nombre, coordenadas Lambert x: 316.900; y: 338.650.

La mineralización no aflora en superficie, ni tampoco existen las montañas de "gossans" típicas. En el entorno de la mina los materiales que afloran son pizarras, tobas finas y tufitas que se disponen inmediatamente debajo del nivel de "pizarras moradas", sin poder delimitar los episodios volcánicos ácidos primero y segundo, que parecen estar presentes. Según las escombreras y referencias, la roca de caja del mineral son pizarras negras.

Según los datos recopilados por PINEDO VARA (1963), se trata de una masa única con dirección N 95° E y buzamiento aproximado 40° N. La mineralización llega hasta unos 5 m. de la superficie, y en la corrida del mineral existían jaspes con los niveles de sulfuros que llegaban a contactar. Estos jaspes no se ven en la actualidad, bien por haber sido arrancados, o estar cubiertos de escombreras. La masa aumenta considerablemente de potencia con la profundidad, quedando las labores en el nivel 140 dentro de mineral. Las reservas estimadas hasta ese nivel eran de 800.000 Tm. con ley media de 1,03 por 100 Cu y 42 por 100 S.

La mina se explota principalmente para la obtención de sulfúrico, pero el mineral era de baja calidad con respecto a la ley en azufre y exceso en sílice, y que parte del Fe se encontraba en estado de pirrotina.

7.1.2 Yacimientos estratiformes de sulfuros diseminados

Están constituidos por mineral pirítico diseminado o en forma de lechos y capas que alternan concordantemente con pizarras y/o piroclásticas finas.

Pueden formar parte de los yacimientos masivos o como unidades mineralizadas independientes. En este apartado describiremos los yacimientos de Esperanza y Cabezo Hueca que constituyen criaderos independientes.

a) Esperanza

Situada a 1,7 Km. al sureste de Tharsis. Tiene de coordenadas Lambert x: 298.000; y: 338.000.

Geológicamente pertenece al flanco sur del Anticlinal de Tharsis y al mismo horizonte que Filón Sur, del que dista 500 m. en dirección este. Los sulfuros se presentan en pequeños lechos o diseminados en pizarras y tobas finas de forma estratiforme.

Fue explotado a cielo abierto, hasta 1914, para mineral de cobre y actualmente está agotada. Estas pizarras cobrizas, con ley del todo uno superior al 0,7 por 100 Cu, debieron sufrir enriquecimientos secundarios, bien con soluciones procedentes de Filón Sur o por disolución de sulfuros del propio yacimiento dando carbonatos de cobre, calcosina y covellina.

La producción de Esperanza fue de 10.000 a 20.000 toneladas de cobre metal.

b) Cabezo Hueca

Situada a 3,5 Km. al E-SE de Tharsis: x: 300.500; y: 338.500.

Geológicamente está situada sobre el segundo episodio volcánico ácido. Afloran óxidos de hierro que le dan al cerro un color rojizo, atractivo desde la época romana, y en la actualidad investigado y sondeado repetidas veces. Se ha puesto de manifiesto la existencia de pequeños lechos piríticos interestratificados en piroclásticas finas correspondientes a partes altas del volcanismo ácido segundo.

Esta es la única manifestación pirítica de este ciclo volcánico del Anticlinorio de Puebla de Guzmán, sin interés económico.

7.1.3 Yacimientos epigenéticos de sulfuros diseminados

Son mineralizaciones de pirita y calcopirita, fundamentalmente, que rellenan vetillas y fisuras. Se trata de "stock works", que pueden constituir una red espacial continua y formar cuerpos de geometría columnar, atravesando discordantemente la estratificación.

En los alrededores de Tharsis pueden considerarse de este tipo de mineralización la existente en "Los Silillos" (x: 297.400; y: 338.750) así como la que se encuentra en el flanco sur del Anticlinal de Tharsis junto a Filón Sur (x: 297.150; y: 338.150), siendo esta última de mejores leyes en Cu, aunque relativamente bajas.

7.1.4 Yacimientos de enriquecimiento secundario en oro y plata

Concentraciones de estos elementos se encuentran en la zona de oxidación de los yacimientos piríticos en gossan, tierras limoníticas y jarosílicas.

En estos niveles se concentra la actividad minera antigua (tartesos y romanos), siendo raro no encontrar alguna labor de esta época en todas las oxidaciones, gossan o "requemones" aflorantes.

En la Hoja de Calañas, y particularmente en los alrededores de Tharsis destacan dos afloramientos importantes, Filón Sur y La Lapilla.

Las "tierras auríferas" de Filón Sur, se beneficiaron por cianuración entre 1937 y 1963. Las leyes medias eran del orden de 35-40 gr/Tm. de Ag y 3 gr/Tm. de Au. Con factores de recuperación del 90 por 100 para Au y 60 por 100 para Ag, se realizó una producción total de 2.570 Kg. de Au y 23.670 de Ag.

Actualmente se programa de nuevo la explotación de las "tierras auríferas" y con este fin se están realizando estudios y cubicaciones detalladas tanto de sus vacies como de los afloramientos que aún perduran en la zona de Tharsis y principalmente en Filón Sur.

En La Lapilla (7.1.1.i) se encuentra una gran montera de hierro donde según PINEDO VARA (1963), se han reconocido espesores de 25 a 48 m. y su separación de los azufrones o piritas tiene forma prácticamente horizontal. Análisis realizados por el Instituto Geológico y Minero aproximadamente en la década de 1940 ponen de manifiesto el alto contenido en Au y Ag y se estimó una cubicación de unas 500.000 toneladas de estas tierras auríferas.

Recientemente ha sido investigada por el INI mediante 33 sondeos mecánicos con 1.118 m. perforados, de los que 16, con un total de 573 m., cortan cuerpo mineralizado. Se establecen así unas reservas en gossan de 756.000 toneladas con leyes de 3,4 gr/Tm. Au y 28,9 gr/Tm. de Ag.

7.1.5 Yacimientos de manganeso

Las minas de Mn son muy numerosas en la Hoja estudiada, todas ellas

abandonadas en la actualidad, e innumerables los registros e indicios existentes.

Su posición geológica está definida (según se ha dicho en 6.2) en el segundo volcanismo ácido y sus facies asociadas, pero geográficamente están muy dispersas siendo destacable la concentración existente en Calañas y sus alrededores.

Las minas de Mn poseen las siguientes características comunes:

- Posición definida en la columna cronoestratigráfica.
- Direcciones hercínicas (N 110° E) como las de sulfuros.
- Asociadas fundamentalmente a jaspes.
- Mineralización primaria de silicatos y carbonatos (rodonita y rodocrosita) con leyes bajas < 20 por 100 Mn.
- Enriquecimiento secundario en la zona de oxidación formándose óxidos y peróxidos con leyes que pueden llegar hasta 75 por 100 MnO₂ concentrados en grietas, fracturas y fallas, constituyendo "bolsadas".
- En la mayoría de las minas se benefician exclusivamente los óxidos y peróxidos (pirolusita, psilomelana, wad) con minería difícil y rudimentaria debido a su irregular distribución.
- Su última etapa de explotación comienza en 1941 y llega hasta la década de los sesenta.
- Son minas pequeñas (de 1941 a 1960 fueron embarcadas en el puerto de Huelva un total de 400.000 toneladas) y muy numerosas (centenares).
- Falta de investigación geológico-minera que ponga de relieve sus posibilidades y reservas en carbonatos y silicatos de Mn.

A continuación citaremos los yacimientos más importantes de esta Hoja con algunos datos sobre labores y leyes obtenidos de PINEDO VARA (1963).

– El Morante

Se sitúa en el cabezo del mismo nombre al E de Calañas. Es el mayor afloramiento de jaspes de la Hoja. Las referencias de labores son de pozo de 7 m. con galería hacia el oeste de 60-70 m.; existe una pequeña corta y calicatas de escasa importancia. El mineral extraído tenía una ley entre 24 y 35 por 100 Mn y 18 a 49 por 100 SiO₂.

Al E y O de El Morante, en la misma corrida de jaspes, se encuentran respectivamente las minas Salvadora y Sanatorio (llamada también Nuestra Señora de Guadalupe). La primera tiene una corta antigua con pocillo de 4 m. en el fondo, y pozo de extracción de 9 m. En la segunda las labores son muy superficiales, por lo que está prácticamente sin reconocer.

– **Santa María (Cabezo Buha)**

Situada al NE de Calañas, en la esquina NE del plano. Existen numerosos lentejones pequeños de jaspes entre pizarras de tonos vinosos y localmente moradas. Las labores antiguas son numerosas, sobre todo a cielo abierto (cortas). Las leyes del mineral extraído oscilan entre 24 y 32 por 100 Mn y 30-45 por 100 SiO₂.

– **Santa Marina**

Se encuentra debajo del centro del pueblo de Calañas, con todas sus labores subterráneas. Las leyes fueron entre 30 y 38 por 100 de Mn y 32-50 por 100 SiO₂.

– **Catalina**

Situada en el cabezo del Peñasco, al noroeste de Calañas, junto al casco urbano, en un grueso afloramiento de jaspes. Existen otros lentejones de jaspes con registros al NE y SO. El mineral extraído fueron peróxidos de alta calidad.

– **San José**

Es un grupo de pequeños registros, el mayor de los cuales es la Mina San José. Están situados varios kilómetros al NO de Calañas, en el límite N del plano, junto a la carretera a Cabezas Rubias. Existen algunos pequeños lentejones de jaspes entre pizarras y tobas finas, así como varios niveles contiguos de pizarras moradas. Las labores son numerosas, tanto a cielo abierto como subterráneas.

– **Florentina o Sierpe**

Situada a unos 4 Km. al oeste de Calañas, en el paraje de La Sierpe; algo al E están también la Mina Clemente Isidro. Las labores son tanto de interior como de exterior, entre estas últimas dos cortas. En Florentina existe un pozo maestro de 53 m. Los minerales extraídos fueron peróxidos y silicatos de Mn con leyes variables, hasta 40-50 por 100 Mn.

– **Pancho y Santiago**

Son dos minas próximas, situadas casi 5 Km. al O de Calañas, a poniente del Arroyo Tamajoso. Existen sendas cortas y otras labores subterráneas. PINEDO VARA (1963) cita que en superficie existía un lentejón de jaspes que en profundidad se dividía en dos, quedando en medio una roca cuarzosa con calcopirita, extraída con una ley de 18-20 por 100 Cu. Las leyes de manganeso oscilaron entre 23 y 32 por 100, con 27-38 por 100 SiO₂.

— España

Está a menos de un kilómetro al SE de Calañás, detrás del cementerio. Existe un pequeño lentejón de jaspes entre tobas ácidas de grano fino. Las labores consisten en una antigua corta, pozo maestro de 30 m., y otras labores superficiales. La mina fue reactivada varias veces con distintos nombres. Las leyes han oscilado entre 27 y 35 por 100 Mn y entre 32 y 45 por 100 SiO₂.

— Rodrigana

Está a un kilómetro al SO de Calañás. Existe un lentejón de jaspes entre tobas finas y pizarras, próximo al contacto con tobas gruesas. Comenzó a explotarse a finales del siglo pasado a cielo abierto, y después con labores de interior hasta el nivel de 60 m. En total se habrán extraído 55.000 Tm. de mineral.

Cerca de Rodrigana se encuentran las minas El Gato y Los Dos.

— Las Cábilas (Piedras Albas)

Situada en el Cabezo de Las Cábilas, al E del Apeadero o Estación de los Milanos. Existen gruesos lentejones de jaspes. Las labores son todas superficiales, trabajadas durante el siglo pasado y comienzos del actual. Se extrajeron óxidos y dióxidos de Mn.

— Adolfina

Situada a un kilómetro al SO de la anterior, al otro lado del ferrocarril. Existen lentejones de jaspes estrechos y alargados, que se repiten al O siguiendo el mismo nivel. Se beneficiaron óxidos y peróxidos con ley aproximada del 40 por 100 Mn y 15-35 por 100 SiO₂.

— El Aguila

Se encuentra en el Cabezo del Aguila, a unos 5 Km. al SO de Calañás. Existe un afloramiento importante de jaspe, y diversas labores superficiales y subterráneas, algunas de ellas aprovechando fracturas que remobilizan el mineral en pizarras y tobas ácidas de grano fino.

— Santa Elena y La Fe

Son dos minas que se encuentran situadas en el cierre del Anticlinal de Sotiel, al SO de la Casa del Salto del Lobo. Coinciden con sendos lentejones importantes de jaspes, y las labores han sido sobre todo superficiales: dos cortas. Se han extraído óxidos y silicatos de Mn.

– Valle Bueno

Se encuentra a unos 5 Km. al S del Apeadero o Estación de Los Milanos, en un pequeño núcleo anticlinal con jaspes y volcanismo ácido (tercero?) en medio del Culm. Las labores son muy superficiales, y la cantidad extraída parece mínima.

– Virgen María

Está en el término de Alosno, paraje Cabezo Bua, visitable a través del carril Tharsis Estación el Empalme. Aflora en lentejones de jaspes, con potencias entre 2 y 7 m. Potencia de la mineralización de 5 a 6 m., dirección E–O, corrida de 50 m. y buzamiento norte. Se beneficiaron óxidos del 65 por 100 MnO_2 mediante corta y pozo de extracción de 43 m.

Inactiva desde 1904.

– Nuestra Señora del Pilar

Localizada en término de Alosno, a unos 3,5 Km. al NE de dicho pueblo, en el paraje El Curanderillo. Se han explotado óxidos y carbonatos de 2 m. de potencia y 7 de corrida, con dirección N 105° E. Las labores se realizaron a cielo abierto mediante corta de 20 m. de profundidad.

– El Chaparral

Se encuentra en término de Alosno, a unos 3,5 Km. al E–NE de dicho pueblo. Se explotó mediante una corta que presenta en el fondo y en los costados afloramientos de carbonatos de Mn. Esta labor minera daba gran caudal de agua que posteriormente se aprovechó para el abastecimiento de Alosno (hasta 1978-79).

– San Francisco o La Peñita

Situado en término de Alosno, a 2,5 Km. al N de Tharsis, junto a la carretera de Cabezas Rubias, paraje El Escarabajo. El criadero aflora con un crestón de jaspes, de unos 80 m. de longitud, en dirección E–O. Existen dos pequeñas cortas y pozo maestro de 25 m. de profundidad. Se desconoce la potencia, corrida y leyes de la mineralización, sabiéndose tan sólo, que se explotaron carbonatos.

– Soberana o La Juana

Se encuentra en término de El Cerro de Andévalo, a 3,5 Km. al NE de Tharsis. El criadero arma entre pizarras y se presenta al exterior con los típicos jaspes. Se explotó esta mina por bióxidos con leyes de 75 por 100 de MnO_2 , llegando los trabajos hasta 40 m. de profundidad.

— El Romeral

Están en el término de El Cerro, a 5,5 Km. N-NE de Tharsis. Se desconocen datos de esta mina (podría corresponder con la descrita por PINEDO VARA con el nombre de Herculano) no hay asomos importantes de jaspes, pero las cortas y pozos realizados ponen de manifiesto cierta importancia de esta explotación.

— Cascabelero

Se encuentra en el término de El Cerro, 3 Km. al N-NE de Tharsis. Existe una corta de 60 m. de largo, 25 de ancho y 8-10 m. de profundidad. Afloran jaspes grises en tobas finas y pizarrosas.

Sobre producción y leyes de mineral desconocemos sus datos.

— Las Culebras

Situada en término de Alosno, a 1 Km. al NO de Tharsis. Existen afloramientos de lentejones de jaspes rojos en corrida aproximada E-O de 500 m. Se han extraído óxidos en pequeñas y numerosas labores.

— Los Guijos

Localizada en término de Villanueva de los Castillejos, a 3,5-4 Km. al S-SE de Alosno. Se encuentran numerosos lentejones de jaspes sobre los que están las labores mineras, fundamentalmente pequeñas cortas. De estas explotaciones, al igual que en las anteriores, nos es desconocida producción y leyes de mineral beneficiado.

7.1.6 Yacimientos filonianos

a) Filones de cobre

— Mina de San Martín

Situada en término de El Cerro de Andévalo, a 4,5 Km. al NE de Tharsis. Se encuentran en una falla de desgarre con dirección N 70° E que establece contacto entre el volcanismo ácido tercero y pizarras del Grupo Culm.

La mena, constituida por calcopirita, se encuentra en la zona milonitizada de la fractura, junto con cuarzo.

Muestras tomadas de las escombreras de un pozo dan leyes del orden de 3 por 100 de Cu, desconociendo la continuidad del filón, producciones y leyes de la mineralización in situ.

– Dolo

Se encuentra en término de El Cerro, a 4 Km. al N de Tharsis, en la ladera poniente del vértice La Puerca.

Consiste en fracturas N 30° E en las que hay diseminaciones piríticas, encontradas en los escombros de un pequeño pozo, junto con cuarzo y tierras caolinizadas.

Las diseminaciones de sulfuros dan en los alrededores, tanto en el Cabezo de La Puerca como en las pizarras del grupo Culm al norte una coloración rojiza y vetillas de óxidos de Fe atractivas mineralemente.

– Mina de Malpique y Minas de Huelva

Se encuentran unos 3 y 4 Km., respectivamente, al E del Apeadero o Estación de La Encarnación, en Sierra Grijona. Existen dos filones subparalelos de dirección N 25-30° E y buzamiento 55° O. El filón principal es el occidental (Mina de Malpique), reconocida con labores (una calicata y tres pocillos) en una corrida de 180 m. Encaja en grauvacas y pizarras que se encuentran milonitizadas, con cuarzo irregularmente distribuido en fracturas, junto con calcita muy local; el mineral es calcopirita en pintas y filoncillos menores de 1 mm. La calcopirita suele estar alterada a malaquita en superficie.

El filón oriental (minas de Huelva) tiene un pequeño socavón y algunas trincheras. La mineralización idéntica a la anterior, con ganga de cuarzo.

– Filón al Oeste de Valle Bueno

Está unos 250 m. al O del registro para Mn de Valle Bueno. Se trata de una pequeña trinchera con labor de arrastre en el filón de dirección N 105° E y buzando 30° N. La mineralización es de pintas y filoncillos de calcopirita en ganga de cuarzo. Encaja en pizarras y grauvacas (Culm). El filón muere contra el núcleo volcánico existente al E, por lo que la calcopirita puede ser una removilización a esta fractura.

– Mina de Silillos

Se encuentra en el límite N del plano, entre las carreteras de Calañas a Cabezas Rubias, y su desviación a Villa Nueva de Las Cruces y Tharsis. Se trata de una fractura, posiblemente diaclasa, pues se amortigua en ambos sentidos sin repercusión en las capas, de dirección N 30° E y buzamiento 70° O. Se trata de calcopirita y óxidos de Mn con cuarzo rellenando fracturillas. La potencia del filón con cuarzo observada es de un metro. Encaja en tobas finas y pizarras (tufitas) del volcanismo 3.

b) Filones de plomo

— Mina Aurora

Se encuentra a 2,5 Km. al SE de Alosno, al Oeste de la Rivera de Agustín.

El filón tiene de dirección N 120° E, con buzamiento Norte. Se encuentra en una fractura, con potencia media alrededor de un metro y su relleno lo constituyen galena, blenda, barita y cuarzo. Arma en Volcanismo ácido tercero junto al contacto con el Grupo Culm.

Las labores realizadas están constituidas por un socavón y desde el mismo dos pocillos inclinados, de los cuales se extrajeron minerales de plomo. A los 32 m. cortó el citado socavón el filón, siendo reconocido con galerías hacia el oeste en unos 64 m., encontrándose bien definido a pesar de la escasa profundidad que puede alcanzarse con el socavón, que no rebasa los 10 m. Otro pozo realizado alcanzó 35 m. y se trazaron galerías que cortaron un filón de 1,10 m. de potencia.

Se desconocen las producciones y leyes de esta mineralización.

c) Filones de Antimonio

— Mina Nerón

Situada en el término municipal de El Cerro de Andévalo, en el paraje Montes de San Benito, a 4,5 Km. al noroeste de Villanueva de las Cruces.

La mena constituida por antimonita se encuentra en una fractura con dirección N 70° E y buzamiento de 45° N, se instala entre pizarras y grauvacas en bancos, pertenecientes al Grupo Culm.

El filón está relleno de ganga cuarzosa y arcillas ferruginosas, más o menos caolinizadas. La estibina aparece compacta o diseminada entre este relleno, pero en las partes altas se encuentra oxidada con colores amarillentos.

Las labores mineras consisten en un socavón y varios pozos.

De 1890 a 1893 se vendieron 301 toneladas de estibina, con leyes entre 47,5 y 65,8 por 100 Sb.

En 1903 se paralizaron las labores, que se encontraban en el piso 60, en el cual no se encontró mineral limpio, sino un emborrascado de cuarzo con antimonita.

De los trabajos llevados a cabo se sacó como consecuencia que las mayores mineralizaciones se encuentran en los riveles altos, donde se presentan en nódulos sueltos (que llegan a pesar hasta una tonelada) entre

una ganga arcillosa, aumentando luego el cuarzo y las diseminaciones con la profundidad.

d) Filones de Barita

En la presente Hoja estas mineralizaciones filonianas son escasas destacando quizás en los alrededores de Alosno, tanto al N como al NE, donde existen algunos afloramientos. La baritina está asociada a pequeñas fallas instaladas en el volcanismo ácido 3º, en el Grupo Culm o entre ambos. Se encuentran en agregados cristalinos y óxidos limoníticos. Los afloramientos al norte de Alosno son los mayores y constan de una corrida este-oeste con longitud inferior a 100 m. y potencias de 50 cm., puestos de manifiesto por pequeñas rozas.

A 4 Km. al O-NO de Villanueva de las Cruces existe una pequeña labor para beneficiar barita, consistente en un pozo inclinado instalado en una fractura de dirección N 15º E que atraviesa al volcanismo ácido tercero. Esta labor se conoce con el nombre de El Socavón del Coso.

e) Filones de Manganeso

Se trata de fracturas con cuarzo y óxidos de manganeso. El mineral es producto de una removilización a zonas de fracturas desde los niveles en que se encuentra estratiforme.

Se han distinguido dos filones de este tipo:

– A unos 5 Km. al E de Villanueva de las Cruces, junto al Barranco Tamujoso. Es una fractura E-O y buzamiento 65º N. Las labores son varias trincherillas casi inapreciables y un pocito.

– A unos 3 Km. al OSO de Calañas. La fractura tiene dirección N 125º E y sobre ella existen varias trincherillas de escasa importancia.

7.2 CANTERAS

Son prácticamente inexistentes en la Hoja de Calañas; pueden no obstante nombrarse las de:

– Cerro los Gatos: Situada a 2 Km. al NE de Tharsis se han aprovechado tobas gruesas y bréchicas del volcanismo ácido tercero para construcción de carreteras próximas.

– Cabezo Vista Alegre: Aproximadamente 2 Km. al norte de Sierra Ortiz, en cuarcita del Devónico Superior (Devónico Superior-Carbonífero Inferior) para ferrocarril.

También existen pequeñas y artesanales explotaciones de algunos lentejones calcáreos para fabricar cal en hornos rudimentarios.

7.3 HIDROGEOLOGIA

Se trata de una zona seca, de vegetación pobre, por lo general de arbustos, con algunas manchas de encinas y muy localmente algunos pequeños pinares. Sin embargo, últimamente se han realizado extensas plantaciones de eucaliptos.

Desde el punto de vista hidrogeológico la zona ofrece escasas posibilidades. Los materiales en su conjunto son bastantes impermeables, sin la porosidad necesaria para que sirvan de acuíferos.

Las rocas básicas, sobre todo las diabasas, podrían tener un relativo interés en su zona superficial de alteración, pero no llegan a constituir un nivel continuo y su distribución es muy irregular, por lo que sólo pueden tener posibilidades en este sentido a nivel muy local, y con escasas significación pues la alteración es muy superficial.

A la vista de estas condiciones, las únicas zonas de interés para captar agua subterráneas son las fracturas, y desde luego con caudales poco importantes, tan sólo suficientes para pequeñas cortijadas.

La posibilidad de construir embalses superficiales es también escasa, sobre todo por la contaminación existente en los ríos y arroyos de cierta importancia (Odiel, Oraque, Tamujoso), producida por las mineralizaciones piríticas existentes.

8 BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ, G.C. (1974).— "Spilites and spilitic rocks". *International Union of Geological Sciences*. Serie A, núm. 4, 482 p. New York.
- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica de El Cerro de Andévalo (núm. 937)". 1ª serie. *IGME*.
- ARNOLD, M. y SOLER, E. (1973).— "Les mineralisations pyriteuses associées au volcanisme quartzkeratophirique du sud de la Peninsule Ibérique". *C.R. Acad. Sc. París*, pp. 1373-1376.
- AYE, F. (1974).— "Géologie et gites métallifères de la moyenne vallée de l'Odiel". Thesis 3^{er} cycle. *Université Pierre et Marie Curie, París*. (Inédito).
- AYE, F. (1975).— "Mise en évidence d'un sill basique de grandes dimensions dans la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Calañas-El Buitrón, Huelva, Espagne)". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 281, pp. 965-968.

- BARBIER, J. (1976).— “Contribution a la geochimie de la province pyriteuse sud-ibérique”. *B.R.G.M.*, pp. 1-10.
- BARD, J.P. (1969).— “Le métamorphisme régional progressif des Sierras d’Aracena en Andalousie occidentale: sa place dans le segment hercynien sud-ibérique”. Thèse, *Université de Montpellier*, 398 p.
- BEATO, M.F. y GONCALVES, F. (1976).— “Contribuição para o conhecimento da bibliografia geológico-mineira da Provincia Piritosa do Sudoeste da Peninsula Ibérica e dos seus jazigos”. *Comunic. Serv. Geol. Port.* T. LX, pp. 317-378. Lisboa.
- 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.
- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1980).— “Problèmes géologiques et métallogéniques en province de Huelva-Espagne”. *Mem. XXVI Congr. Geol. Inter. Paris*, 54 p.
- BOOGARD, M. Van Den (1963).— “Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal”. *Geol. Mijnb.* núm. 42, pp. 248-259.
- BOOGARD, M. Van Den (1967).— “Geology of the Pomarão region (Southern Portugal)”. Doctoral Thesis. *Univ. of Amsterdam. Rotterdam. Deltro*, 113 p.
- BOOGARD, 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.
- CANTO ROMERA, J.M. (1977).— “Estudio de viabilidad del Grupo Minero Sotiel. Informe geológico”. *Minas de Almagrera, S.A.* (Inédito).
- CARVALHO, D. (1976).— “Considerações sobre o vulcanismo da região de Carcal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa”. *Com. Ser. Geol. Portugal*, t. 60, pp. 215-238.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H.; INVERNO, C. (1976).— “Contribuição para o conhecimento geológico do grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações

- com a faixa piritosa e grupo de Pulo do Lobo". *Neum. y Notic.* núm. 82, pp. 145-169. Univ. Coimbra.
- CARVALHO, D. (1977).— "Geologia, Metalogenia e Metodologia da investigação de sulfuretos polimetálicos do Sul de Portugal". 1^{er} Curso Rosso de Luna Area II, *I.G.M.E.* pp. 91-145.
- COULLAUT, J.L.; SOLER, M. y ANTON, J.A. (1975).— "Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznacóllar". *Jornadas Minero Metalúrgicas de Bilbao*, pp. 155-178.
- COULLAUT, J.L. et al. (1978).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Aznacóllar (núm. 961)". 2^a serie. *IGME. Madrid.*
- 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.
- DELCEY, R. (1970).— "Notes sur la stratigraphie et le volcanisme de la province pyrito-cuprifere du Baixo Alentejo (Portugal)". *Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 19, pp. 199-225. Oporto.
- DESPREZ, D. y SOLER, E. (1971).— "Les minéralisations pyriteux et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva". *Bull. B.R.G.M. París*, sect. II. núm. 6, pp. 5-16.
- DEWEY, J.F. (1969).— "The origin and development of Kink-bands in a foliated body". *Geol. Journ.* V. 6, part. 2, pp. 193-216.
- FANTINET, D. et al. (1976).— "Faunes fameniennes de certains horizons calcaires dans la formation quartzitophylladique aux environs de Mértola (Portugal méridional)". *Comunic. Serv. Geol. Port.* T. LX, pp. 121-137.
- 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)". 1^a Serie. *IGME.*
- FERNANDEZ ALONSO, F.; SANTOS BONAÑO, A. y LEYVA CABELLO, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica de Gibralfón (núm. 981)". 2^a Serie. *IGME.*
- FERNANDEZ ALONSO, F.; STRAUSS, G.K. (1978).— "Investigación geofísica de sulfuros masivos en el Flanco Norte del Anticlinal de Puebla de Guzmán (Huelva)". Inédito. *IGME.*
- 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.
- GARCIA PALOMERO, F. (1977).— "Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de las mineralizaciones del Anticlinal de Riotinto". *Acta Salmanticensis*. Salamanca.
- GONZALO Y TARIN, J. (1878).— "Reseña geológica de la provincia de Huelva". *Bol. Com. Mapa Geol. de Esp.* Madrid.
- GONZALO Y TARIN, J. (1886-1887).— "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva". *Mem. Comm. Mapa Geol. de Esp.*, Madrid.
- HOLLINGER, R. (1958).— "Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva". Tesis *Geol. Inst. Münster*.
- HORIKOSHI, E. (1969).— "Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-Type Deposits in the Kosaka Distric, Japan". *Mineral Deposita (Berlín)*, 4, pp. 321-345.
- HUTCHINSON, R.W. (1973).— "Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance". *Econ. Geol. and the Bull. of the Soc. of Econ. Geologists*. pp. 1223-1243.
- IGME (1974).— "Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Sevilla núm. 75". Madrid.
- KERSABIEC, A.M.; ROGER, G. (1976).— "Sur la distribution de quelques éléments en traces dans l'encaissant des amas pyriteux de la partie centrale de la province de Huelva (Espagne)". *Bull du B.R.G.M. (2ª Serie)*. Sect. II, núm. 5, pp. 439-485.
- KINKEL, A.R. Jr. (1962).— "Observation on the pyrite deposits of the Huelva district (Spain), and their relation to volcanism". *Econ. Geol.*, 57, *Lancaster*, pp. 1071-1080.
- 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. París*, 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. París*, 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.*, t. 274, pp. 505-508.

- LECOLLE, M. (1974).— "Présence de tufs soudés dans le volcanisme acide dinantien d'une partie de la province de Huelva (Espagne); conséquences, paléogéographiques". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 278. Serie D. pp. 839-842.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1973).— "Métalotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyritocuprifère sud-Ibérique". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, pp. 141-144.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1976).— "Metamorphisme régional hercynien de "faible degré" dans la province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques". *Bull. Soc. Géol. France*, t. XVIII, núm. 6, pp. 1687-1698.
- 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.
- LEYVA CABELLO, F. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Sanlúcar la Mayor (núm. 983)". 2ª Serie. *IGME*.
- LEYVA CABELLO, F. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Ayamonte (núm. 998)". 2ª Serie. *IGME*.
- 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.
- MESEGUER, J.; PRIETO, I.; ROSSO DE LUNA, I. y PEREZ REGOCON, J. (1945).— "Investigación de los nuevos yacimientos de cobre en las provincias de Sevilla y Huelva". *Bol. IGME*, t. 58, 3ª Serie. Madrid.
- MIYASHIRO, A. (1972).— "Metamorphism and related magmatism in plate tectonics". *Amer. Journ. of Sc.* V. 272, pp. 629-656.
- MOLIERE, P. (1977).— "Géologie d'une partie des zones méridionales de la ceinture sud-Ibérique. La région de Valverde del Camino (Huelva, Espagne)". Thèse 3^{er} cycle. *Université Pierre et Marie Curie. Paris*. (Inédito).
- PERCONING, 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.
- PEREZ MATEOS, ORIOL RIBA (1961).— "Estudio de los sedimentos Pliocenos y Cuaternarios de Huelva". *II Reunión de Sedimentología C.S.I.C.*, pp. 88-94. Madrid.
- PINEDO VARA, I. (1963).— "Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento". *Ed. Summa. Madrid*, pp. 1-1003.

- PINEDO VARA, I. (1971).— "Minerales complejos de la cuenca de Huelva". *Industria Minera*, núm. 125, pp. 1-16.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1963).— "Notas geológico-estructurales de la zona norte de Riotinto". *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, t. 19, pp. 67-99.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1969).— "El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 71, 229 p.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1978).— "Distribución de focos volcánicos y yacimientos en la banda pirítica de Huelva". *Boletín Geológico y Minero*, t. 89-III, pp. 223-233.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976).— "Horizontes portadores de mineralización (sulfuros y manganeso), en la zona de El Castillo de las Guardas, de la Faja Pirítica del SO de España". Parte I: Control estratigráfico. *Bol. Geol. y Min.*, t. 87-V, pp. 480-489. Parte II: Control estructural. *Bol. Geol. y Min.*, t. 87-VI, pp. 593-606. Madrid.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y LEYVA CABELLO, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de la Palma del Condado (núm. 982)". 2ª Serie. *IGME*.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y NAVARRO VAZQUEZ, D. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Valverde del Camino (núm. 960)". 2ª Serie. *IGME*.
- RAMSAY, J.G. (1960).— "The deformation of early linear structures in areas of repeated folding". *Jour. Geol.*, vol. 68, pp. 75-93.
- RITTMANN, A. (1963).— "Les volcans et leur activite". *Masson et Cie*. 461 p. París.
- ROCCI, G.; JUTEAU, T. (1958).— "Spilites-Kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatismo initial". *Geol. en Mijnbouw*, 47, 5, pp. 330-339.
- ROUTHIER, M.P.; AYE, F. et al. (1976).— "Hétérogénéités et anisotropies de la distribution des gisements au sein d'une province métallogénique: la ceinture pyriteuse sud-Ibérique". *C.R. Acad. Sc. París*, t. 282, pp. 5-8.
- ROUTHIER, M.P.; AYE, F. et al. (1980).— "La ceinture sud-Ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole Médiane". *Mem. BRGM* núm. 94, 265 p.
- SANTOS BONAÑO, A. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de la Puebla de Guzmán (núm. 958)". 2ª Serie. *IGME*.
- SANTOS BONAÑO, A.; FERNANDEZ ALONSO, F. y LEYVA CABELLO, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, de San Silvestre de Guzmán (núm. 980)". 2ª Serie. *IGME*.

- SAWKINS, F.J. and BURKE, K. (1980).— "Extensional Tectonics and Mid-Paleozoic Massive Sulfide Occurrences in Europe". *Geol. Rundschau*, núm. 69-2, pp. 349-360.
- 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. 239-268.
- 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. (1975).— "Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt". *Pétrologie*, t. 1, núm. 1, pp. 71-86.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1976).— "The Aljustrel volcanics: megacryst tuff and green tuff (Aljustres) and Gavião pyrite deposits, South Portugal". *Memorias e Noticias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Universidad Coimbra*, núm. 82.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1976).— "Volcanism and Metallogenesis". *Geologie en Mijnbouw*, vol. 55 (3-4), pp. 205-210. Rotterdam.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969).— "Folded 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. París*, 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.
- SOLOMON, M.; WALSHE, J.L. y GARCIA PALOMERO, F. (1980).— "Formation of massive sulphide deposits at Riotinto, Spain". *Inst. Mining. and Metallurgy. London*, pp. 16-24.
- STRAUSS, G.K. (1970).— "Sobre la geología de la provincia piritífera del 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. 191-211, Stuttgart.
- STRAUSS, G.K.; FERNANDEZ ALONSO, F.; MADEL, J. (1974).— "La Faja Pirítica hispano-portuguesa y el papel de la geofísica en su investigación minera". *Industria Minera* 150. Madrid.
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1974).— "La Faja Pirítica hispano-portuguesa y el papel de la geología en su prospección minera". *Industria Minera*, pp. 25-38.
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1977).— "Exploration practice for strata-bound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. Geology, Geophysics and Geochemistry". *Springer-Verlag. Berlín*, pp. 55-93.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1976).— "Metalogenia de la mina Concepción (Almonaster la Real, Huelva, España). Su aplicación a la prospección de sulfuros masivos en el SO de la Península Ibérica". *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 60, Lisboa.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1977).— "Geología, Metalogenia y Metodología de la Investigación de Sulfuros Polimetálicos del Suroeste de España". *1^{er} Curso Rosso de Luna. Area II. IGME*.
- WALKER, R.G. (1978).— "Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps". *American Association of Petroleum Geologists* V. 62, núm. 6, pp. 932-966.
- WEISS, L.E. (1959).— "Geometry of superposed folding". *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.
- WHITEN, 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 Forschungshete. C. 210 Leipzig*, pp. 93-111.



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