



IGME

958

8-39

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

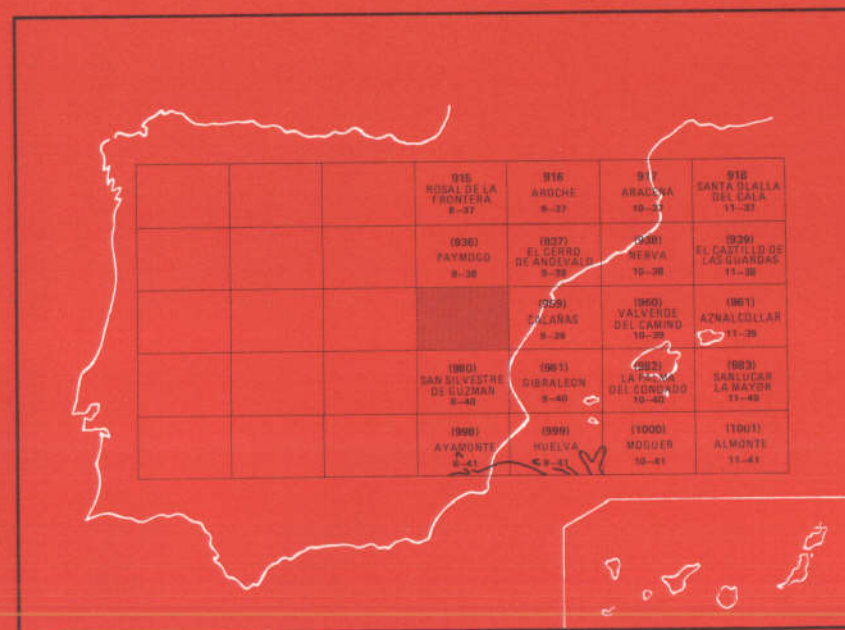
PUEBLA DE GUZMAN

Segunda serie - Primera edición



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

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



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PUEBLA DE GUZMAN

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:

Cartografía y Memoria: Américo Santos Bonaño y Florencio Fernández Alonso, Licenciados en Ciencias Geológicas.

Petrología: Teresa Nodal Ramos, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Micropaleontología: Hermenegildo Mansilla, Ingeniero de Minas.

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

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

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

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

Depósito Legal: M - 18749—1982

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Puebla de Guzmán se encuentra en la parte oeste de la provincia de Huelva, en el límite con Portugal. Pertenece a la comarca del Andévalo, ubicada en las estribaciones sur de la Sierra de Aracena, extremo más occidental de Sierra Morena.

Geológicamente se asienta en la parte meridional del Macizo Ibérico, zona sur-portuguesa de LOTZE (1945), y, más concretamente, en la Faja Pirítica o Cinturón Pirítico Hispano-Portugués.

La superficie de esta Hoja es accidentada con alturas extremas de 405 m., en el vértice de segundo orden Vigen de la Peña, y de unos 40 m., en el ángulo SO. Las altitudes inferiores a 100 m. predominan en el cuadrante noroeste mientras que en el sur y suroeste dominan cotas superiores a 200 y 300 m.

Las áreas elevadas definen cerros de pendiente abrupta, orientados este-oeste siguiendo directrices estructurales, que con las denominaciones de "cabezos" o "sierras" jalonan la toponimia local.

La red hidrográfica se encuentra muy encajada y pertenece a las cuencas de los ríos Guadiana y Odiel. La cuenca del Guadiana ocupa la mayor parte,

y está representada por el propio río Guadiana, que discurre por el ángulo suroeste y forma frontera con Portugal, y por su tributario la Ribera del Chanza, línea fronteriza para el resto de la Hoja, a donde a su vez vierten aguas las riberas del Malagón, Cobica, de la Virgen y de la Espada, entre otras. El río Odiel, por su parte, recibe las aguas de escorrentía del sureste de la zona después de concentrarse en la Ribera de Meca.

La pluviometría media de la región es del orden de 600 milímetros/año, irregularmente distribuida en el tiempo con precipitaciones máximas en los meses de noviembre a enero y marzo y prácticamente nulas durante el verano.

En el dominio de esta Hoja afloran materiales paleozoicos del Devónico Superior y Carbonífero Inferior. Litológicamente el Devónico comprende principalmente pizarras y cuarcitas, y el Carbonífero Inferior se inicia con una potente deformación volcano-sedimentaria y sigue con pizarras y grauwacas en facies turbidíticas.

El conjunto Devónico-Carbonífero fue deformado por la Orogenia Hercínica que originó pliegues asimétricos, de vergencia sur y macroestructuras de ejes subparalelos, entre las que destaca el Anticlinal de Puebla de Guzmán que se extiende por la mayor parte de la Hoja.

El interés minero de la zona es muy elevado ya que pertenece a la Faja Pirítica Ibérica y en su dominio tiene amplia representación el Complejo Volcánico Sedimentario, horizonte portador de las mineralizaciones de sulfuros polimetálicos y de los depósitos de manganeso que se han venido explotando con diferente intensidad desde épocas prehistóricas. En rocas industriales la zona tiene escaso interés e hidrogeológicamente el carácter impermeable de los materiales del subsuelo hace que la región sea prácticamente nula para almacenar aguas subterráneas.

Las poblaciones más importantes son las de Puebla de Guzmán, El Almendro, El Granado y Villanueva de los Castillejos, cuyos términos municipales se reparten prácticamente la superficie de esta Hoja. Otros núcleos humanos, adscritos a alguno de estos municipios, son los de Las Herrerías, Cabezas del Pasto, La Isabel y Cañadas de Sardón, de origen minero, en su mayor parte, y hoy parcialmente despoblados. Hay además varios caseríos distribuidos por toda la zona.

Las principales vías de comunicación son las carreteras de Aracena a Ayamonte; de Puebla a Paymogo; de Puebla a Alosno; de Puebla a Tharsis y de Puebla a Las Herrerías. Un antiguo ferrocarril minero, hoy desmantelado, unía las minas de Herrerías y Cabezas del Pasto con el Puerto de la Laja en el río Guadiana que, hasta la década de los años 60, era navegable por barcos que podrían transportar unas 2.000 toneladas de mineral máximo.

La cartografía geológica reciente, de alcance regional, publicada sobre esta zona se reduce a la tesis de HOLLINGER (1958) y el mapa de síntesis 1:200.000, núm. 74 (Puebla de Guzmán). Trabajos inéditos geológico-mineros fueron realizados por el equipo de investigación de la Compañía Española de Minas de Tharsis, entre 1974 y 1975.

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	
	Tournaisiense	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)	Pizarras, areniscas, cuarcitas y nódulos de Fe y Mn Jaspes, chert Volcanitas ácidas submarinas Volcanitas básicas, lavas espilíticas y sills diabásicos Yacimientos estratiformes de sulfuros polimetálicos y de manganeso
DEVONICO SUPERIOR	Fameniense	CONCORDANCIA	
		PIZARRAS Y CUARCITAS (P-Q)	Pizarras y cuarcitas
MURO DESCONOCIDO			

En la zona estudiada, sólo se encuentra representado el paleozoico, cuyas unidades han sido convenientemente cartografiadas y se analizan por separado, comenzando por las más antiguas.

2.1 DEVONICO (D₃)

En la mayor parte de la mitad meridional de la Hoja afloran pizarras con intercalaciones de cuarcitas y niveles calcáreos, que pertenecen al grupo P-Q de las secuencias litoestratigráficas general del cuadro anterior.

Es la formación más antigua conocida de la pila sedimentaria y en consecuencia constituye siempre los núcleos de las estructuras anticlinales. En este caso el afloramiento pertenece al núcleo del Anticlinal 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. Son sericíticas, de color gris, a veces negruzco, que por alteración pasan a tonalidades marrones rojizas. Presentan esquistosidad acusada, que enmascara totalmente la estratificación.

Las cuarcitas, como capas y lentejones, aparecen interestratificadas entre pizarras. Son rocas de grano fino, formadas fundamentalmente por cuarzo con láminas de sericita, que pueden ser ferruginosas. De colores claros, gris-marrón, la alteración de los minerales de hierro producen coloraciones rojizas que resaltan tanto las estructuras sedimentarias (laminaciones), como las esquistosidades y microfracturas que las afectan. Los afloramientos tienen potencias variables, inferiores a 2 m., y corrida decamétrica, por lo general. Destacan las cuarcitas de la Virgen de la Peña (coordenadas Lmabert x: 289.900; y: 340.150) con potencias superiores a 20 m. y corrida mayor de 100 m. Es este el afloramiento más importante de todo el Cinturón Pirítico.

En los lentejones cuarcíticos son frecuentes estructuras tipo "boudin".

Localmente aparecen niveles de conglomerados cuarcíticos intraformacionales. En afloramiento próximo a la Virgen de la Peña (x: 289.550; y: 340.250) los conglomerados rellenan paleocauces, y pueden observarse bancos de cuarcitas infrayacentes cortados por los niveles de conglomerados.

2.1.1 Fameniense (D₃₂)

A techo de las pizarras y cuarcitas aparecen afloramientos discontinuos de calizas bioclásticas y masivas. Entre las primeras, que son las más abun-

dantes, predominan calcarenitas con tallos de crinoides, que localmente pasan a calcirruditas y calcilutitas. Se encuentran entre pizarras formando lentejones de escala métrica a decamétrica y en ellos se puede apreciar estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y "graded bedding", que sugieren una redeposición por corrientes de turbidez entre los sedimentos normales del grupo P-Q (V. de BOOGAARD y SCHERMERHORN, 1975).

La localización del área fuente de los bioclastos es desconocida.

Se han incluido en el mapa cinco afloramientos de rocas carbonatadas, cuatro en el flanco norte y uno en el flanco sur del Anticlinal. El más importante se encuentra inmediatamente al oeste de Cabezas del Pasto, en las inmediaciones del antiguo ferrocarril minero al Puerto de la Laja, con corrida del orden de 5 Km. en dirección suroeste. De los restantes, los dos más destacados están situados en el oeste de la zona estudiada (coordenadas x: 264.000; y: 337.600 para el septentrional; x: 264.600; y: 334.950 para el meridional), y continúan por el cierre periclinal de Pomarão, al otro lado del río Chanza. En el mismo horizonte se han observado otros afloramientos no cartografiados a escala 1:50.000.

La macrofauna de los lentejones calcáreos de Pomarão fue estudiada por PRUVOST en 1912 y datada como Fameniense. Posteriormente, estudios de microfauna (conodontos), tanto de muestras de Pomarão como de Cabezas del Pasto, realizados por HOLLINGER (1959), V. de BOOGAARD (1963 y 1967) y recientemente por V. de BOOGAARD y SCHERMERHORN (1975), confirman la misma edad Fameniense. En la Tabla I se indican las especies diferentes identificadas por estos últimos autores en una muestra de Cabezas del Pasto, con un número total de especímenes del orden de 4.000.

Todas las dataciones faunísticas realizadas establecen una edad Devónico Superior para la facies carbonatada 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 alguno, ni paleontológico ni litológico, que sugiera la presencia de tales materiales en el Anticlinal de Puebla de Guzmán.

TABLA I

Angulodus walrathi
Apatognathus varians varians
Bryantodus sp

Diplododella aurita
Falcodus variabilis
Gnamptognathus lipperti
Hibbardella sp
Hindeodella sp
Hindeodella subtilis
Icriodus sp
Ligonodina delicata
Ligonodina sp
Lonchodina sp
Neoprioniodus sp
Nothognathella sp
Nothognathella zieglerei
Ozarkodina elegans
Ozarlodina sp
Palmatodella cf. *delicatula*
Palmatolepis gracilis gracilis
Palmatolepis maxima
Palmatolepis perlobata schindewolfi
Palmatolepis sp
Polygnathus communis communis
Polygnathus sp
Polygnathus styriacus
Prioniodina? *smithi*
Pseudopolygnathus sp
Scutula bipennata
Scutula tripodis
Scutula venusta
Spathognathodus amplus
Spathognathodus bohlenanus
Spathognathodus inornatus
Spathognathodus sp
Spathognathodus stabilis
Spathognathodus strigosus
Synprioniodina alternata
Tripodellus robustus
Simple cones
Indet. fragments

En las muestras recogidas durante el trabajo de campo de esta Hoja se han identificado las siguientes especies: Goniatites?, Crinoides-Poteriocrinitas, Posible Braquiópodo, Faunas Enanas de Posidonia y Crinoides y restos vegetales irreconocibles.

2.2 CARBONIFERO INFERIOR ($H_{11}^A - H_{12}^A$)

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

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

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

En la Hoja de Puebla de Guzmán hay tres afloramientos de Complejo Volcánico Sedimentario que se disponen en franjas de dirección este-oeste. Las bandas central y meridional presentan facies similares y corresponden a los flancos norte y sur de la estructura anticlinal. A esta unidad se la denomina C.V.S. del Anticlinal de Puebla en los próximos apartados. El afloramiento septentrional, dentro de la zona estudiada, tiene características propias y se denomina Formación Duque. Probablemente ambas unidades volcano-sedimentarias representan efusiones fisurales diferentes, con predominio de materiales volcánicos en el Anticlinal de Puebla y de componentes sedimentarios en la Formación Duque.

Aunque en esta Hoja no se ha encontrado fauna, por posición de la columna litoestratigráfica regional y por 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 de lentejones calcáreos de C.V.S. de Sotiel Coronada, realizados por V. de BOOGAARD y SCHERMERHORN (1975), establece una edad Viseiense Inferior. Finalmente PRIEM (1968) con dataciones absolutas, realizadas por el método Rb-Sr en muestras de volcanitas ácidas de Portugal, calcula una edad entre 330 ± 15 y 344 ± 15 millones de años para dichas rocas que corresponden al Tournaisiense.

El espesor del C.V.S., considerado en conjunto, es muy variable de unos puntos a otros de la Faja Pirítica. Para los afloramientos de esta Hoja se han calculado potencias máximas superiores a 700 m., mientras que casi están ausentes en el flanco sur del sinclinal de Herrerías.

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 afloramiento. En base a estas consideraciones se estudian a continuación las diferentes formaciones del grupo volcano-sedimentario de gran importancia minera, ya que asociado al volcanismo ácido aparecen todos los yacimientos de sulfuros polimetálicos y de manganeso de esta provincia metalogénica.

2.2.1 Complejo Volcánico Sedimentario: Anticlinal de Puebla de Guzmán

(H $\overset{A-A}{V1}$; vc; P1; vb; P2; V2; P3; (Pm); (J); V3)
11-12

2.2.1.1 Volcanismo ácido inicial o inferior (H $\overset{A-A}{V1}$, H $\overset{A-A}{Vc}$, J) 11-12 11-12

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

Los afloramientos del volcanismo ácido inicial H $\overset{A-A}{V1}$ continuos a lo largo del flanco sur del Anticlinal, mientras que en el flanco norte se encuentra limitado casi exclusivamente a su tercio más occidental. Está constituido por coladas de lava, tobas bréichicas y gruesas (en zonas topográficas elevadas) que pasan lateralmente y de forma gradual a tamaños finos e incluso a pizarras. También se encuentran facies masivas en contacto di-

recto con pizarras. En el Cabezo del Buey (coordenadas x: 278.375; y: 330.366) hay buenos afloramientos de facies piroclástica gruesa que probablemente indican la ubicación de un aparato volcánico.

Las coladas de lavas tienen vacuolas alineadas de, aproximadamente, 5 cm. de longitud, con disyunciones prismáticas columnares de perímetro transversal decimétrico, bien representadas junto a Villanueva de los Castillejos (punto de coordenadas Lambert x: 283.040; y: 330.300).

Tanto los piroclastos como las lavas son de naturaleza riolítica y/o andesítica, composicionalmente muy leucocratos y texturalmente porfídicos.

El espesor calculado para los productos de este ciclo volcánico es del orden de 200 m., aunque en algunas zonas puede ser mayor.

La pizarrosidad sólo se aprecia en los niveles piroclásticos de tamaño fino.

Los lentejones de jaspes se encuentran en las partes superiores de esta formación, tienen dimensiones métricas a decamétricas, colores rojos y frecuentemente cristales de pirita.

Dentro del volcanismo ácido inicial se ha diferenciado un episodio denominado "Volcanismo de El Cabezón". ^{A-A} H_{vc}¹¹⁻¹², que aflora en el flanco norte del Anticlinal, junto a la frontera portuguesa, en el paraje que le da nombre. Destaca de este episodio la uniformidad de facies, fundamentalmente lavas, depositadas directamente sobre pizarras con nódulos calcáreos famenienses, en casi todo el afloramiento. Enclaves no cartografiables de tobas H_{v1}^{A-A}₁₁₋₁₂ en las lavas, confirman que esta efusión fue isocrona con el volcanismo ácido inicial. Las facies lávicas tienen carácter porfídico con abundancia de vacuolas (de 1 ó 2 cm. de longitud) rellenas de carbonatos y cuarzo y con estructuras de flujo. Su naturaleza es andesítica albitizada.

Lentejones de pizarras moradas de dimensión no representables a escala 1:50.000 podrían marcar el final de períodos activos del volcanismo ácido inicial.

2.2.1.2 Pizarras y tufitas (H_{p1})^{A-A}₁₁₋₁₂

En áreas no invadidas por productos volcánicos, continuó la sedimentación pelítica terrígena, ahora también con aportes de materiales volcánicos finos de las erupciones próximas. Estos sedimentos dieron origen a una unidad litológica constituida por pizarras, tobas finas y tufitas, con lentejones de jaspes. Las tobas y tufitas aparecen interestratificadas con pizarras, tienen color gris oscuro y por alteración pasan a marrones. Los

lentejones de jaspes son de escala métrica, color rojo y, a veces, grises.

Esta unidad ocupa cualquier posición en la columna del C.V.S. y tiene continuidad de afloramiento en ambos flancos del Anticlinal.

La potencia es variable y difícil de evaluar, pero puede estimarse superior a 100 m. de media.

2.2.1.3 *Volcanismo básico espilítico* (H ^{A-A} vb1) 11-12

A techo del volcanismo ácido inicial se ha diferenciado un episodio efusivo básico, constituido principalmente por tobas y lavas espilíticas con frecuentes estructuras "pillow". Sus afloramientos se restringen a los alrededores de la mina Las Herrerías, donde forman coladas de dirección este-oeste, longitud kilométrica y potencia del orden de 70 m. En el norte de esta explotación minera puede verse "pillow lavas" de tamaño decimétrico.

2.2.1.4 *Pizarras, areniscas y cuarcitas con nódulos de hierro y manganeso* (H ^{A-A} p2) 11-12

En concordancia con pizarras y tufitas (H ^{A-A} p1)
11-12 y a techo del volcanismo ácido inicial aparece una formación de pizarras, areniscas y cuarcitas, con nódulos de hierro y manganeso, con afloramientos continuos en ambos flancos del Anticlinal.

Las pizarras, litología dominante, son arcillosas, tienen color gris, que por alteración pasan a tonalidades marrones y esquistosidad acusada. Las areniscas y cuarcitas son impuras, forman capas con potencia decimétrica, contienen minerales micáceos y su color es entre gris y marrón oscuro. En el interior de estas capas se aprecian estructuras sedimentarias principalmente laminaciones paralelas y oblicuas, y granoclasificación. La potencia de los nódulos de hierro y manganeso oscila entre 1 y 10 cm. y su longitud es siempre inferior a 2 m. Los pirmeros son amarillentos y se encuentran limonizados, los de manganeso son negros, formados por pirolusita. Esporádicamente aparecen intercalados en pizarras lentejones de jaspes rojos de pequeñas dimensiones.

Esta unidad representa un período de sedimentación tranquila entre las efusiones inicial e intermedia, donde el aporte volcánico es muy escaso y cuando existe tiene granulometría muy fina. Su potencia es muy variable, pudiendo incluso estar ausente como en los alrededores de la mina Herrerías. Se le calcula una potencia media del orden de 100-150 m.

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

En concordancia con la formación H $\overset{A-A}{P2}$ ₁₁₋₁₂ y a veces con H $\overset{A-A}{P1}$ ₁₁₋₁₂ afloran productos piroclásticos correspondientes a un segundo ciclo volcánico ácido.

Los afloramientos poseen gran continuidad en ambos flancos del Anticlinal con facies predominantemente de grano fino, tufitas y cineritas. Estas rocas tienen marcada pizarrosidad y colores superficiales verdosos y rosados.

Al norte de la Virgen de La Peña, en el paraje "Cabezos Blancos" (x: 290.200; y: 341.100), afloran facies de tobas gruesas, blanquecinas, que por alteración pueden pasar a rojizas.

Petrologicamente los materiales de este ciclo volcánico son riolitas y su potencia se estima en unos 100 m.

2.2.1.6 *Pizarras vinosas* (H $\overset{A-A}{P3}$)
11-12

Sobre el volcanismo ácido segundo, en ocasiones, en cambio lateral de facies con él, se depositó una unidad pizarrosa de colores rosados de vino característico que dan nombre a la formación.

Se trata de pizarras arcillosas y limolíticas con radiolarios, de marcada esquistosidad, piroclastos muy finos que originan niveles interestratificados de tufitas y pizarras tufíticas. Su potencia es variable y se estima entre 50 ó 100 m.

2.2.1.7 *Pizarras moradas* (Pm)

A techo y concordantemente con H $\overset{A-A}{P3}$ ₁₁₋₁₂ en general, y, localmente, con H $\overset{A-A}{V2}$ ₁₁₋₁₂, aparece siempre una capa de pizarras y tufitas o cineritas ferruginosas con radiolarios, de color morado típico aún cuando localmente puedan ser verdes. Esta capa constituye un nivel guía para todo el C.V.S., de gran importancia cartográfica. Un buen afloramiento se encuentra junto a la mina "La Isabel" (coordenadas x: 271.500; y: 337.800).

La potencia media de este nivel es de 20-30 m. pero localmente puede ser mucho menor. En el mapa se ha exagerado intencionadamente el espesor.

2.2.1.8 Jaspes (J)

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

En la zona estudiada predominan los jaspes de colores rojizos ferruginosos, pero también aparecen tonalidades verdosas y grises. Los lentejones tienen dimensiones métricas a decamétricas y frecuentemente son manganesíferos en cuyo caso han sido objeto de explotaciones mineras.

En la mina Santa Catalina (x: 263.700, y: 334.360) aflora un lentejón de jaspes con corrida superior a 100 m. y potencia de 10 a 20 m.

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

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

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

Este volcanismo tiene gran continuidad lateral en toda la estructura anticlinal de Puebla de Guzmán, y se encuentra representado fundamentalmente por piroclastos en facies que van desde tobas bréchicas poligénicas a finas y tufitas bien estratificadas. El cambio lateral de facies puede ser brusco incluso a escala de un mismo afloramiento.

Con frecuencia las facies finas pizarrosas de colores verdosos representan el tránsito casi imperceptiblemente, a pizarras con Posidonias del Vi-seiense Superior ($H \overset{A3}{12}$).

El espesor medio de esta formación puede estimarse en unos 100 m.

2.2.2 Complejo Volcánico Sedimentario: Formación Duque

($H \overset{A-A}{P1-1}_{11-12}$; $V1-1$; $Vb-1$; $V \overset{3-1}{1-1}$; (Pm), (J), (C))

La Formación Duque se encuentra al norte de la zona estudiada, tiene a

techo pizarras y grauvacas del Viseense Superior, claramente diferenciables, y a muro pizarras y cuarcitas 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 en ambos flancos del Anticlinal da continuidad a los afloramientos volcánicos, fue aquí poco intensa según sugiere el predominio absoluto de los componentes sedimentarios sobre los volcánicos.

2.2.2.1 *Pizarras y cuarcitas* (H ^{A-A} P1-1) 11-12

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 pizarras entre las que se intercalan capas y lentejones de cuarcitas y cuarzovacas. Las pizarras son arcillosas, de color gris que, por alteración superficial, pasan a marrones. Poseen una pizarrosidad penetrativa que enmascara los planos de estratificación. Las intercalaciones de cuarcitas-cuarzovacas dan formas morfológicas positivas por su mayor resistencia a la erosión. Tienen color gris con frecuentes tonalidades rojizas por alteración de los minerales ferruginosos. Aparecen en capas de espesor decimétrico y lentejones de 1 a 5 m. de potencia y longitud decamétrica, frecuentemente alineados entre sí en la dirección N 90-120° E. Entre los afloramientos cuarcíticos destaca el del vértice geodésico Las Peñuelas (x: 270.208; y: 346.889) que tiene unos 200 m. de corrida y 10 a 40 m. de potencia.

Las cuarzovacas son sedimentos menos elaborados que las cuarcitas, con abundantes fragmentos líticos como las grauvacas, pero con mayor presencia de cuarzo que en éstas.

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

En el levantamiento geológico se diferencian los afloramientos cuarcíticos más importantes pero no se han delimitado los niveles de cuarzovacas.

2.2.2.2 *Volcanismo inicial* (H ^{A-A} V1-1) 11-12

Ocupando una posición baja en la columna de la Formación Duque se encuentran volcanitas de carácter intermedio-básico, que afloran en una pequeña zona en el centro del límite septentrional de esta Hoja, pero tiene amplia representación en la de Paymogo.

Son rocas verdes, en ocasiones cloríticas, y por alteración producen suelos marrones. Predominan facies piroclásticas gruesas.

Su potencia es difícil de evaluar con el afloramiento de esta Hoja, pero se estima superior a 100 m.

2.2.2.3 *Volcanismo básico-intermedio* (H ^{A-A} Vb1)₁₁₋₁₂)

Interestratificado entre pizarras y cuarcitas de la formación ^{A-A} HP1-1 y ₁₁₋₁₂ cronoestratigráficamente más alto que el volcanismo ^{A-A} H V1-1 ₁₁₋₁₂ se encuentran episodios, fundamentalmente piroclásticos, de composición básica o intermedia.

Aflora este volcanismo al oeste del vértice Las Peñuelas en dos niveles paralelos, de 2 Km. de longitud y unos 50 m. de potencia. Se trata de rocas verdes, esquistosas, con clastos de pizarras moradas.

2.2.2.4 *Volcanismo ácido indiferenciado* (H ^{A-A} V³⁻¹)₁₋₁ ₁₁₋₁₂)

Son frecuentes afloramientos discontinuos de volcanitas ácidas en esta Formación. Se presentan interestratificadas en las pizarras y cuarcitas (H ^{A-A} P1-1) ₁₁₋₁₂) y están constituidas por lavas y piroclastos. Su situación en la columna estratigráfica es variable.

Su mayor afloramiento tiene unos 4 Km. de corrida y potencia media inferior a 100 m.

En el paraje Cumbres de Rejalto (x: 277.000; y: 345.300) se encuentran lavas vacuolares, muy silíceas, de color gris oscuro que por alteración pasan a tonos blanquecinos.

2.2.2.5 *Pizarras moradas* (Pm)

A techo de las formaciones volcánicas ^{A-A} H Vb1-1 ₁₁₋₁₂ y ^{A-A} H ³⁻¹ ₁₋₁ ₁₁₋₁₂, y entre pizarras y cuarcitas, ocupando niveles más altos en la columna estratigráfica, afloran pizarras moradas similares a las descritas en 2.2.1.7. Aparecen en varios puntos como lentejones y capas de potencia métrica a decamétrica y corrida hectométrica a kilométrica. La discontinuidad de afloramientos es la

diferencia más destacable con la misma unidad del Anticlinal de Puebla de Guzmán.

2.2.2.6 *Jaspes* (J)

Se encuentran pequeños lentejones de jaspes en las partes altas de esta columna, con características similares a 2.2.1.9. En el mapa sólo se ha representado un afloramiento en el punto x: 285.200; y: 346.300.

2.2.2.7 *Calizas* (c)

La facies carbonatada en la Formación Duque está representada por pequeños lentejones calcáreos, hoy prácticamente desaparecidos para explotaciones rudimentarias de cal. Sólo se ha podido representar en el plano geológico tres de estos lentejones.

2.2.3 *Viseiense Superior* (H^{A3}₁₂)

En concordancia con el Complejo Volcánico Sedimentario se depositó una monótona serie alternante de pizarras y grauvacas, que constituyen el Grupo Culm de la columna litoestratigráfica general (Cuadro I).

Estos sedimentos afloran en sinclinales, de dirección aproximada este-oeste, distinguiéndose de norte a sur las siguientes estructuras:

- Sinclinal noroeste, sólo representado su flanco meridional.
- Sinclinal de la Covica que recorre la Hoja de este a oeste y separa los complejos volcano-sedimentarios de la Formación Duque y el del Flanco Norte del Anticlinal de Puebla.
- Sinclinal de Herrerías, pequeña estructura inmediatamente al sur de la mina de igual denominación, situado en el Flanco Norte del Anticlinal de Puebla.
- Sinclinal oeste de La Isabel que se extiende desde esta mina de manganeso hasta el río Chanza. Situado en el Flanco Norte del Anticlinal de Puebla.
- Flanco sur del Anticlinal de Puebla, en el suroeste de la Hoja.

En todos los casos, el contacto con el Complejo Volcánico Sedimentario es vertical o invertido y localmente puede encontrarse fallado. La sedimentación se inicia con un nivel pizarroso de 20 m. de espesor medio, muy fosilífero, sobre el que se deposita concordante, una serie bien estratificada de pizarras y grauvacas. Las capas en conjunto se caracterizan por contactos planos y paralelos, e individualmente por una superficie inferior

neta que en las grauvacas tienen frecuentes marcas de base ("sole marks") y estructuras internas primarias características de cuencas turbidíticas.

Las pizarras son limolíticas, a veces carbonosas, de color gris oscuro, y por alteración dan tonalidades más claras. Su potencia oscila entre centímetros y con menos frecuencia algunos metros.

Los estratos de grauvacas tienen potencia desde centimétrica a varios 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 gruesos y finos 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.

Inmediatamente al noreste de El Granado, próximo a la carretera, hay un afloramiento de calizas en el nivel basal de pizarras fosilíferas, cerca del techo del tercer volcanismo, que por su pequeño tamaño no ha sido cartografiado.

Las estructuras sedimentarias de la base de las grauvacas están originadas por erosión de corrientes ("flute casts"). Las estructuras internas son: granoclasificación ("graded bedding"), laminaciones, "ripple 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 secuencias Bouma completas Ta-e y, más frecuentemente, secuencias incompletas Tb-e y Tc-e. Localmente, cuando se alcanzan espesores de 2 ó 3 m., las estructuras anteriores desaparecen, las grauvacas tienen aspecto masivo con alguna estructura "dish" (estructuras de "plato") y probables conductos de escape de fluidos, que plegados y alterados dan una disyunción bolar típica. Estos afloramientos pertenecen a la facies de "areniscas masivas" según establece WALKER (1978), y representan cambios graduales con las secuencias de turbidez.

La relación grauvacas/pizarra en las turbiditas clásicas es en general superior a la unidad y corresponden a facies proximales que, siguiendo el esquema establecido por WALKER, se sedimentaron 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 del mismo submedio sedimentario.

En el Culm son numerosos los yacimientos fosilíferos en toda la secuen-

cia estratigráfica, siempre relacionados con capas de pizarra. En la Hoja estudiada se han encontrado los siguientes: *Posidonia Becheri*, BROM.; *Goniatites choctawensis*, SHUMAD; *Reticuloceras reticulatum*, PHILLIPS, *Productus productus*, MARTIN; *Archaeocalamites* sp..., etc., que por asociaciones faunísticas encontradas en otros puntos de la Faja Pirítica permiten datar como Viseense Superior a las pizarras y grauvacas del 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 variable de unas estructuras a otras y en general supera los 200 m.

3 TECTONICA

Las rocas de la Faja Pirítica han sido afectadas por la Orogenia Hercínica que actuó en varias fases de intensidad diferente, originando estructuras generales cuya dirección pasa de NO-SE, en Portugal, a casi E-O en Huelva y Sevilla.

Se pueden establecer tres fases de plegamiento y una de fracturación. Dentro de las primeras es posible diferenciar en algunos casos estadios o subfases tanto precoces como tardíos.

El grado de deformación de los materiales varía en función de su competencia y del lugar que ocupan en la pila sedimentaria.

3.1 ESTRUCTURAS MACROSCOPICAS

En la Hoja estudiada se encuentran las siguientes macroestructuras: Anticlinal de la Formación Duque, Sinclinal Noroeste, Sinclinal de la Covica, Sinclinal de Herrerías, Sinclinal oeste de La Isabel y Anticlinal de Puebla de Guzmán. En realidad se trata de anticlinorios y sinclinorios.

3.1.1 Anticlinal de Puebla de Guzmán

Es sin duda la macroestructura más destacada de la región. Su núcleo está formado por sedimentos devónicos y en ambos flancos afloran concordantes materiales del C.V.S.

La estructura general tiene dirección N 90-120° E con predominio de pliegues volcados al sur cuyo plano axial buza fuertemente al norte.

En el flanco septentrional se aprecian dos estructuras secundarias, representadas por pliegues concéntricos de gran longitud de onda, situadas en los alrededores de La Isabel-El Parador y Puebla de Guzmán respectivamente.

El flanco sur es más homogéneo, tiene dirección N 100-120° E y se puede destacar la presencia de una estructura anticlinal satélite en la Ermita de Piedras Albas, de eje N 90° E e inmersión suave hacia el oeste. En el suroeste se inicia una importante estructura sinclinal que se extiende por la Hoja de San Silvestre de Guzmán.

Finalmente un sistema de fallas de dirección N 50° E afecta a toda esta estructura produciendo en algunos casos desplazamientos de hasta 1 Km.

3.1.2 Sinclinal Oeste de La Isabel

Se extiende desde el poblado de La Isabel hasta el río Chanza y pasa a Portugal. Afloran en esta estructura pizarras y grauvacas del Viseiense Superior (Grupo Culm) y su eje tiene una dirección general N 120-130° E con suave inmersión hacia el ONO. El plegamiento va de concéntrico a asimétrico.

En el flanco norte, el Culm se pone en contacto mecánico (falla inversa) con el Complejo Volcánico Sedimentario.

3.1.3 Sinclinorio de Herrerías

Se trata en realidad de una estructura satélite del Anticlinal de Puebla, situada en su flanco norte.

Tiene unos 7 Km. de longitud en dirección este-oeste y 1 Km. de anchura media. Los materiales del Culm se encuentran muy plegados, con pliegues isoclinales imbricados, y se observan rápidos cambios en el cabeceo de los ejes de plegamiento que pueden alcanzar valores de 30 a 40 grados tanto al este como al oeste.

En ambos flancos de este sinclinal se encuentran los yacimientos de sulfuros de Herrerías (flanco norte) y Cabezas del Pasto (flanco sur).

3.1.4 Sinclinal de La Covica

Separando la Formación Duque y el flanco norte del Anticlinal de Puebla de Guzmán se extiende a lo largo de toda la Hoja un sinclinal en el

que afloran pizarras y grauvacas del Grupo Culm. La dirección media de este sinclinatorio es ENE a EO.

3.1.5 Anticlinal de la Formación Duque

Se encuentra en el norte de la Hoja y se caracteriza por un intenso plegamiento acompañado de esquistosidad de plano axial subvertical muy penetrativa.

Sólo se encuentra presente parte del flanco meridional de esta estructura que se adentra en la Hoja de Paymogo.

3.1.6 Sinclinal Noroeste

Se trata de una pequeña estructura que aparece en el noroeste de la zona estudiada y se prolonga al norte de la Hoja de Paymogo y al oeste de Portugal.

3.2 ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS

Se han reconocido tres fases generadoras de estructuras que se describen a continuación.

3.2.1 Primera generación de estructuras

S_0 = Estratificación.— Se reconoce por bandeados de las rocas debidos a cambios de composición, color, tamaño de granos, etc.

S_1 = Pizarrosidad longitudinal.— Originada por orientación preferencial de los minerales micáceos, coincide con la superficie axial de los pliegues de la primera generación y es más intensa en las rocas incompetentes en los que llega a enmascarar la estratificación. Dirección N 105-155° E y buzamiento subvertical.

L_1 = Ejes de pliegues.— Son paralelos a la intersección de S_0 y S_1 , que origina estriaciones sobre la estratificación formando estructuras prismáticas ("mullion").

Los pliegues de la primera fase tectónica son de diferentes tipos, pero predominan los asimétricos volcados con vergencia sur, acompañados de una pizarrosidad muy penetrativa, subvertical, paralela a la superficie axial. El flanco normal predomina sobre el inverso que es el de mayor buzamiento. Los ejes de estos pliegues frecuentemente cabecean tanto al este como al oeste.

3.2.2 Segunda generación de estructuras

S_2 = Pizarrosidad transversa.— Coincide con la superficie axial de los pliegues de la segunda generación. Dirección N—S o NE—SO, buzamiento subvertical. Poco penetrativa.

L_2 = Ejes de pliegues.— Son paralelos a la intersección de S_0 y S_2 .

En esta segunda fase los pliegues son abiertos, concéntricos y de gran longitud de onda. Tienen dirección perpendicular a los de la primera generación y los esfuerzos que los han originado son diferentes y posteriores a los de aquélla.

3.2.3 Tercera generación de estructuras

S_3 = Plano axial de pliegues en V o "kink folds" originados por deformaciones tardías sobre las estructuras anteriores, sólo apreciables en S_1 .

L_3 = Ejes de los pliegues en V de esta fase tectónica. Son paralelos a la intersección de S_1 y S_3 .

3.3 ANALISIS β

La zona estudiada se ha subdividido en dominios para analizar con mayor detalle la geometría de sus estructuras. En la fig. 1 se muestra un esquema de la Hoja con las relaciones geométricas de los elementos estructurales de cada dominio, obtenidos proyectando los datos tectónicos de S_0 y S_1 en una falsilla equiareal de SCHMIDT, cuyo análisis individual se describe a continuación.

3.3.1 Dominio I (Formación Duque)

El diagrama 1 comprende 179 polos de S_0 que definen un eje β_1 hundiéndose 4° en la dirección N 284° E y corresponde al eje estadístico del primer plegamiento.

El análisis de dichos diagramas muestra un máximo con el 15,6 por ciento de polos S_0 en la posición N 102° E con buzamiento de 90° . Estos resultados confirman el tipo de pliegues, subverticales, que se observan en el campo.

En el mismo diagrama 49 lineaciones que se proyectan, con fuerte dispersión, a uno y otro lado del círculo máximo definido por el plano axial S_1 , hundiéndose con mayor frecuencia hacia el oeste. La coincidencia de β_1

con la mayor concentración de proyecciones L_1 significa que ambos están relacionados con la primera fase de plegamiento.

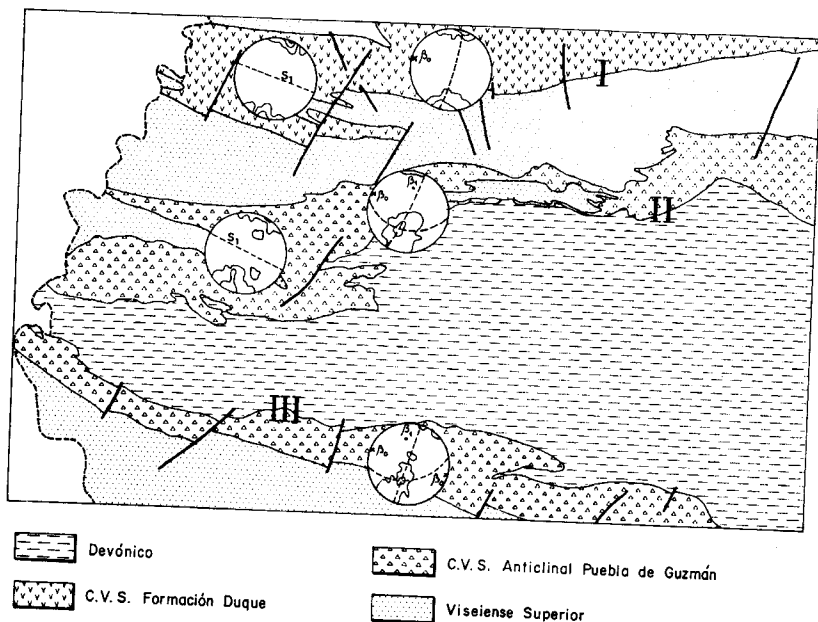


Fig. 1

En el diagrama 2 se proyectan 77 polos de la pizarrosidad S_1 . El máximo (19,5 por ciento), se encuentra en la posición $N 107^\circ E$ y buzamiento subvertical. La traza del plano S_1 contiene al eje β_1 por lo que la esquistosidad es subparalela al plano axial de los pliegues de S_0 . Es por tanto una esquistosidad de plano axial de la primera etapa del plegamiento.

3.3.2 Dominio II (Flanco Norte del Anticlinal de Puebla)

En el diagrama 3 se proyectan 581 polos de S_0 que definen un eje β_1 subhorizontal, con hundimiento de 2° en dirección $N 291^\circ E$ y corresponde al eje estadístico del primer plegamiento.

El máximo, con 13,9 por ciento de polos S_0 , se encuentra en una posición $N 110^\circ E$ y buzamiento de 45° al norte. Estos hechos confirman las observaciones de campo y corresponden a un plegamiento asimétrico con buzamiento norte de ambos flancos siendo mayores los buzamientos de los

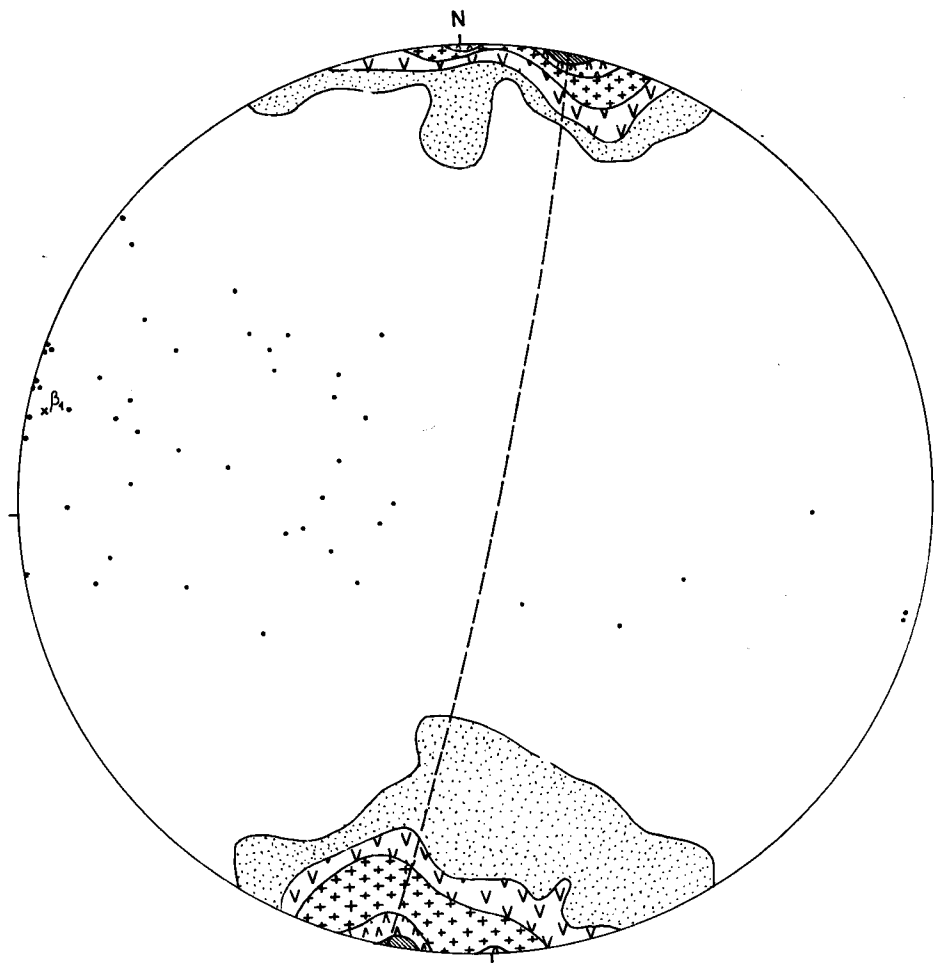


DIAGRAMA 1.- 179 polos de S_0 (contornos 2,5, 8, 11 y 14%)
 y 49 L_1 en el Dominio I (Formación Duque)

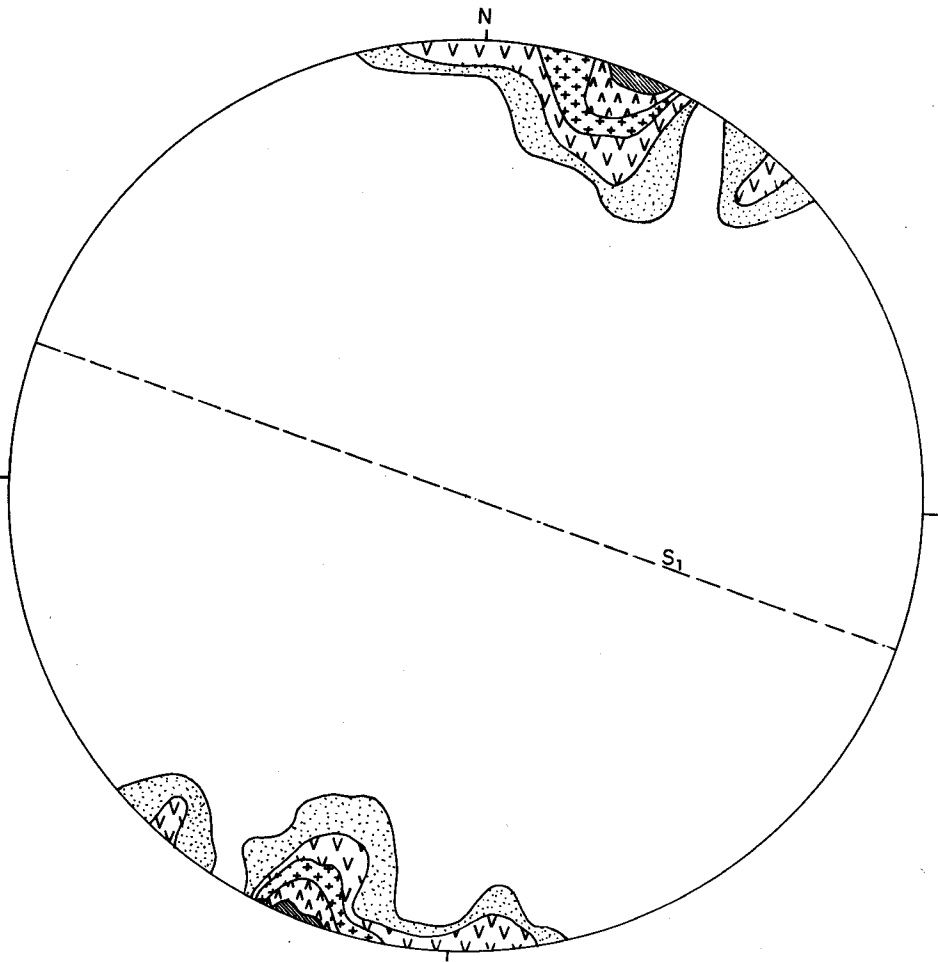


DIAGRAMA 2.- 77 polos de S_1 (contornos 3, 8, 12, 16 y 19 %) en el Dominio I (Formación Duque)

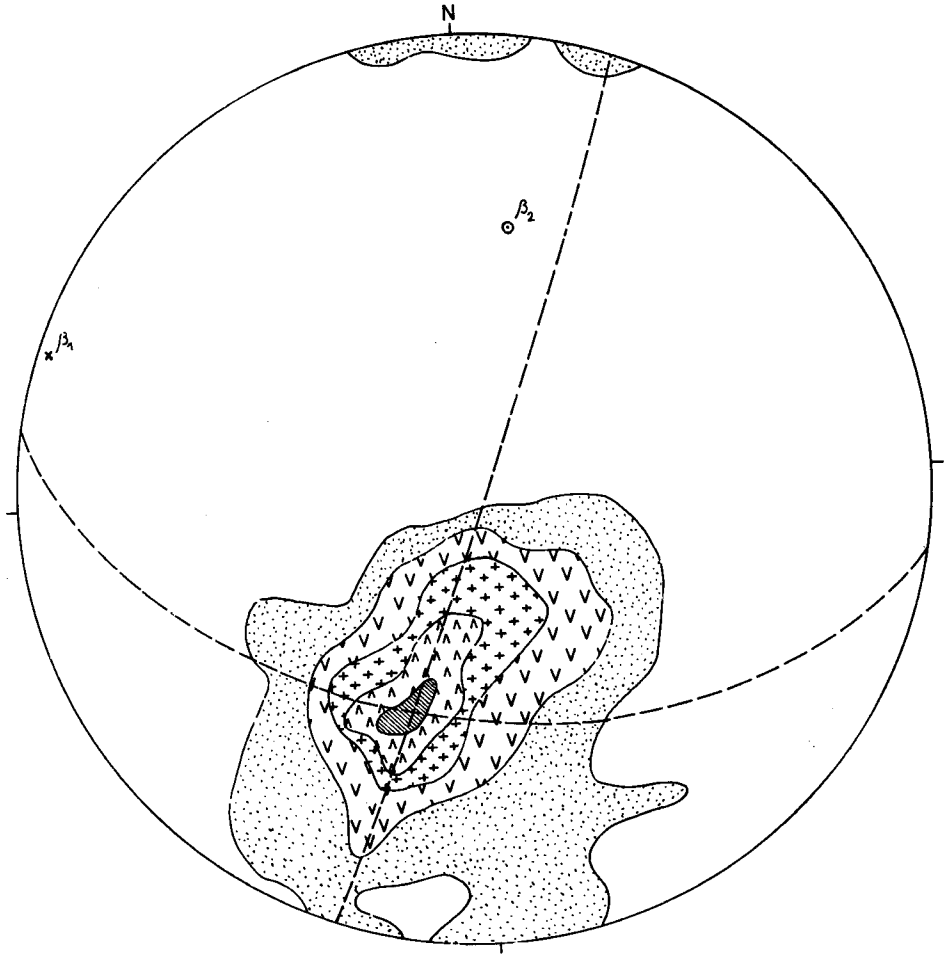


DIAGRAMA 3- 581 polos de S_0 (contornos 1,3, 6, 9 y 12 %) en el Dominio II (Flanco Norte Anticlinal de Puebla)

flancos invertidos. Así se observa cómo las capas que constituyen las estructuras buzán siempre al norte.

La dispersión lateral de los polos S_0 en torno al círculo máximo que pasa por los puntos de mayor concentración de polos permite definir el eje β_2 con 42° de hundimiento en la dirección N 10° E, y representa el eje estadístico de una segunda fase de plegamiento prácticamente ortogonal a la primera, coincidiendo con lo observado en el campo.

En el diagrama 4 se proyectan 129 polos de la pizarrosidad S_1 , con máximos del 10 por ciento en dirección N 114° E y buza 86° N. La traza del plano S_1 contiene al eje β_1 por lo que la esquistosidad es subparalela al plano axial de los pliegues S_0 . Se trata por consiguiente de una esquistosidad de plano axial de la primera etapa de plegamiento.

3.3.3 Dominio III (Flanco Sur del Anticlinal de Puebla)

En el diagrama 5 se proyectaron 80 polos de S_0 que definen un eje β_1 horizontal en dirección N 108° E, eje estadístico del primer plegamiento.

El máximo de polos S_0 , (de 13,7 por ciento) tiene una dirección N 105° E y buza 44° N. Hay un submáximo que buza 20° N en la posición N 110° E.

El diagrama pone de manifiesto la escasa dispersión de polos S_0 en torno al círculo máximo que pasa por los puntos de mayor concentración. No obstante ha sido posible definir un eje β_2 con dirección N 352° E y 42° de hundimiento, que representa el eje estadístico de una segunda fase de plegamiento.

Los resultados concuerdan con las observaciones de campo y corresponden a pliegues asimétricos volcados al sur, con escasa importancia de los pliegues correspondientes a la segunda fase.

3.3.4 Síntesis estructural

En los diagramas 6 y 7 se han proyectado los datos tectónicos de los tres dominios y por tanto representan la geometría del plegamiento en toda la Hoja.

El eje β_1 del primer plegamiento es horizontal y tiene una dirección N 107° E. Por su parte el 10 por ciento de polos S_0 se encuentra en N 103° E con 42° de buzamiento norte (diagrama 6).

El eje β_2 de la segunda fase de plegamiento tiene una dirección N 2° E y buza 40° N. Es prácticamente ortogonal al eje β_1 como se observa en el campo (diagrama 6).

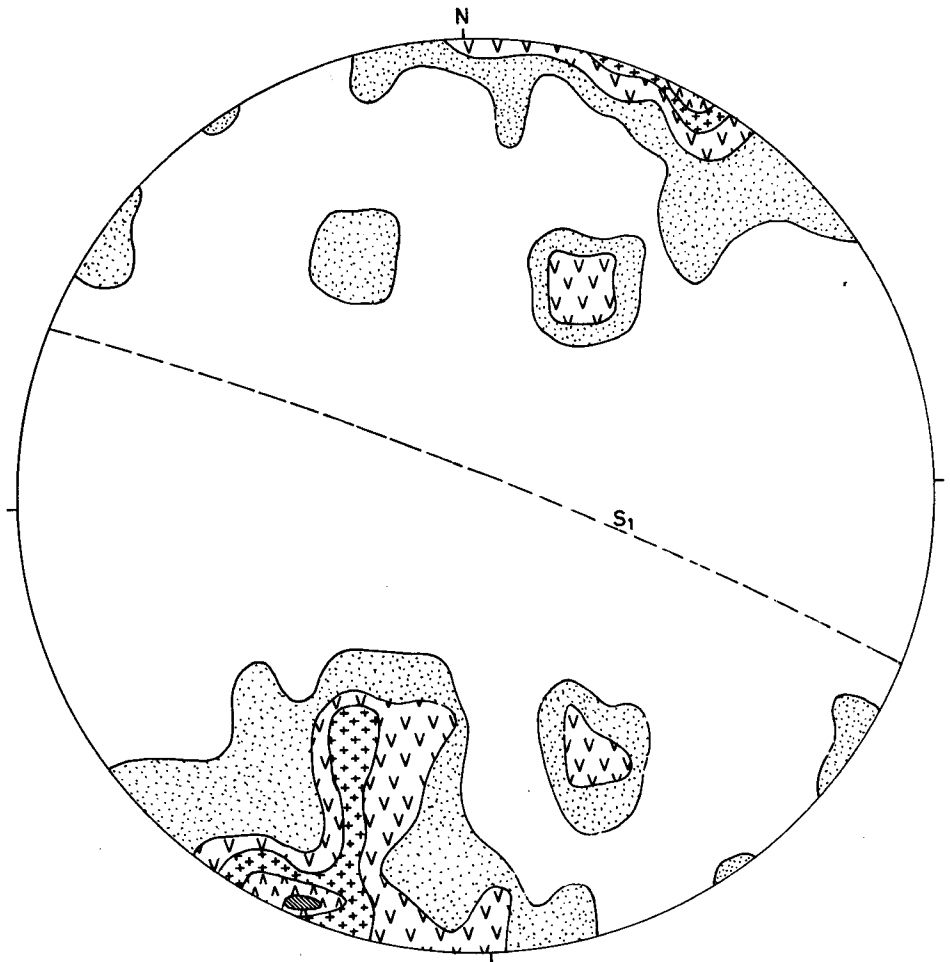


DIAGRAMA 4.- 129 polos de S_1 (contornos 1,3,5,7 y 9 %) en el Dominio II
 (Flanco Norte Anticlinal de Puebla)

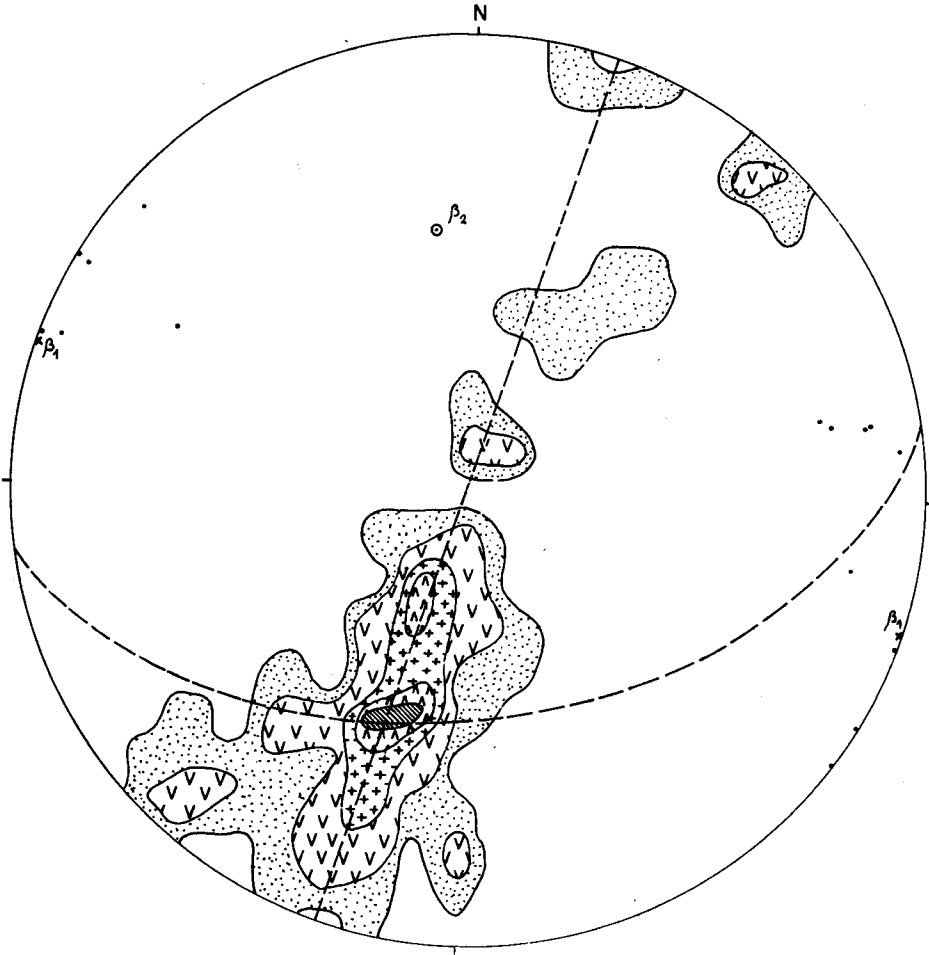


DIAGRAMA 5.- 80 polos de S_0 (contornos 2,4, 7,10 y 13%) y 16 L_1 en el Dominio III (Flanco Sur Anticinal de Puebla)

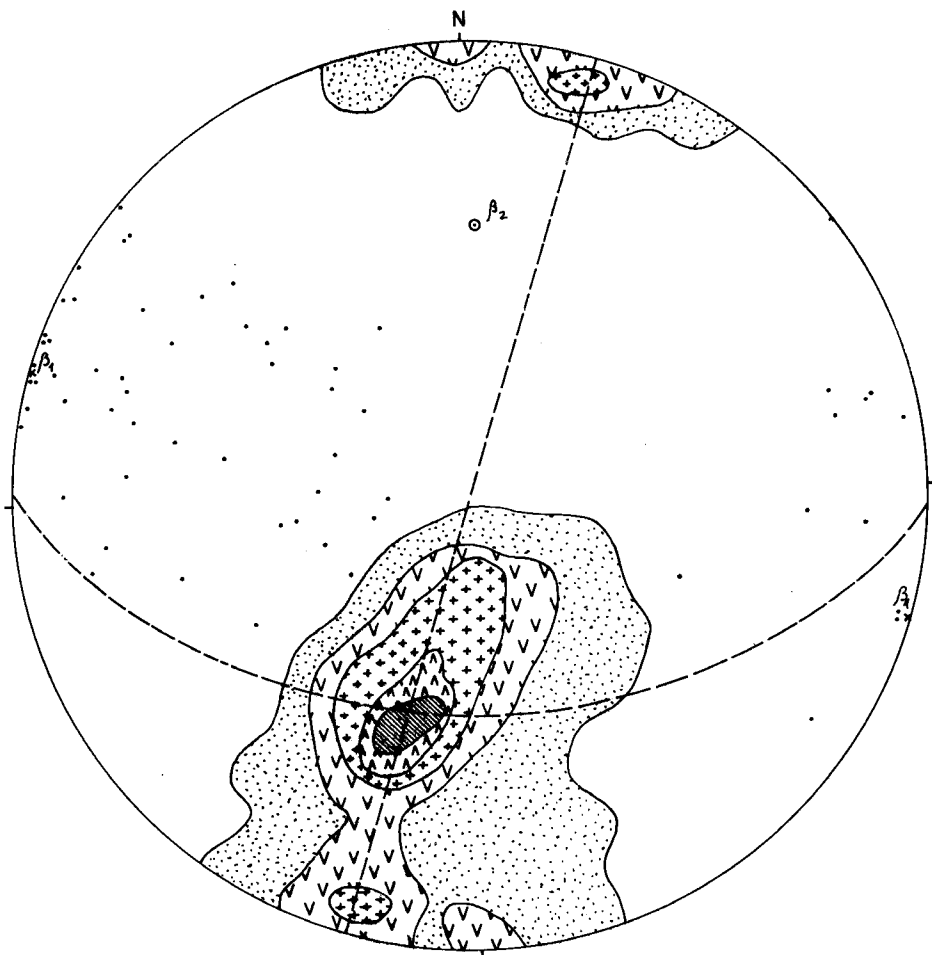


DIAGRAMA 6.- 830 polos de S_0 (contornos 1,3,5,7 y 9 %) y 65 L_1
 en la Hoja de Puebla de Guzman

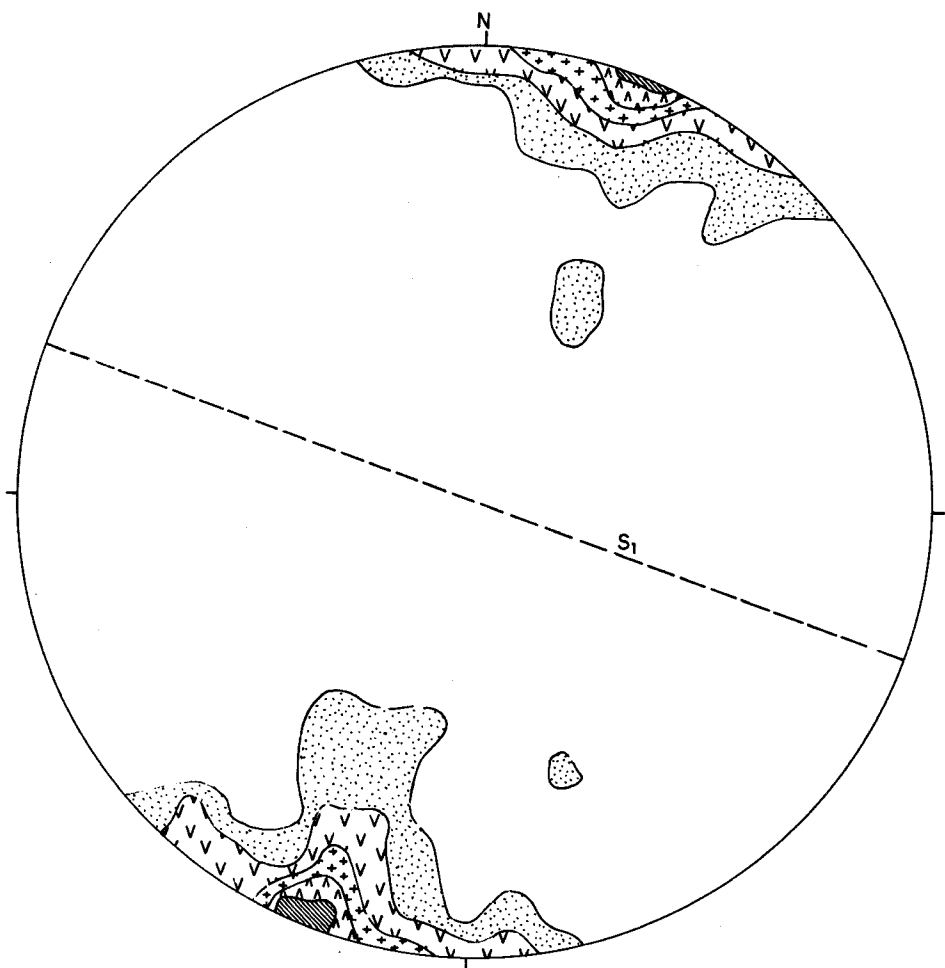


DIAGRAMA 7.- 221 polos de S_1 (contornos 2, 4, 6, 8 y 10%) en la Hoja de Puebla de Guzman

El máximo de polos S_1 se encuentra en la posición N 112° E con buzamiento vertical (diagrama 7). La esquistosidad S_1 es de plano axial y corresponde a la primera fase de plegamiento ya que β_1 se proyecta sobre la traza del plano S_1 .

Todos estos datos coinciden mejor con los dominios del Anticlinal de Puebla de Guzmán que con el de la Formación Duque. En estos resultados influye sin duda el mayor peso estadístico de ambos dominios pero ponen de relieve que la geometría de dicha formación difiere de la del resto de la Hoja, extremo ya observado en el campo.

3.4 FALLAS

Asociadas a las deformaciones hercínicas se observan diferentes sistemas de fallas que, en relación con las estructuras, pueden ser longitudinales y oblicuas.

Las fallas longitudinales pertenecen principalmente a estadios póstumos de la primera y principal fase tectónica. Son fallas inversas subparalelas a la estratificación, con fuerte buzamiento norte.

Las fallas oblicuas representan deformaciones tardihercínicas y se agrupan en dos familias de dirección N-S y más frecuentemente NE-SO y su conjugada NO-SE.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La Faja Pirítica, de la que forma parte la Hoja de Puebla de Guzmán, representa la parte central de un geosinclinal Devónico-Carbonífero, al sur del geoanticlinal Beja-Aracena, formado a su vez por rocas de edad Precámbrico-Paleozoico Inferior, 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 el núcleo del Anticlinal de Puebla de Guzmán, a cuya estructura pertenecen los afloramientos de una buena parte de la mitad meridional de la Hoja.

Aún cuando no hay uniformidad de opiniones sobre este punto, los sedimentos pelíticos y arenosos devónicos debieron depositarse en una cuen-

ca con subsidencia lenta y continuada relativamente poco profunda, con equilibrio entre sedimentación y hundimiento. Parece apoyar esta hipótesis las estructuras sedimentarias observadas en las cuarcitas y la presencia de niveles carbonatados lenticulares de facies neríticas profunda (con algas y foraminíferos bentónicos).

El tránsito del Devónico al Carbonífero sin variar sensiblemente las condiciones de sedimentación, se produjo, desde el Tournaisiense al Viseiense Inferior, una etapa de inestabilidad cortical y aparecen fracturas acompañadas de emisiones volcánicas submarinas, según confirman la presencia de "pillow-lavas" y los niveles de pizarras entre coladas.

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

Volcanismo ácido inicial.

Volcanismo básico.

Volcanismo ácido intermedio.

Volcanismo ácido superior.

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

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

Finalizada la actividad volcánica se inicia el progresivo hundimiento de la cuenca y la deposición, durante el Viseiense Superior, de un horizonte pizarroso en la base seguido de pizarras y grauvacas que representa la fase flysch en la evolución del geosinclinal. La presencia de clastos volcánicos en las grauvacas implica la emersión e erosión de los materiales del C.V.S., hecho que debió producirse en los comienzos de la Orogenia Hercínica (Fase Bretónica?). Durante el Carbonífero Superior tienen lugar los principales movimientos hercánicos que originan pliegues tumbados con vergencia sur, de dirección ONO-ESE, y una esquistosidad longitudinal de plano axial muy penetrativa. Esta etapa de deformación, coincide probablemente con la fase Astúrica, es la principal e imprime estilo tectónico dominante en la región. Posteriormente en una segunda etapa deformadora se originan pliegues ortogonales a los anteriores, de gran radio, escasos en número y acompañados de una esquistosidad poco penetrativa.

Movimientos tardihercánicos intracarboníferos, plegaron la esquistosidad S_1 , dando pliegues en V o "kink folds", y más tarde, originaron la red de fallas que afecta a toda la comarca. Finalmente la región emergió quedando desde entonces sometida a la acción de los agentes de la dinámica externa como país rígido.

5 PETROLOGIA

5.1 METAMORFISMO

Son dos los tipos de metamorfismo que han afectado a los materiales paleozoicos que aparecen en el área de la Hoja de Puebla de Guzmán: metamorfismo regional y metamorfismo de contacto.

5.1.1 Metamorfismo regional

Toda la serie devónico-carbonífera del sector perteneciente al Cinturón Pirítico del suroeste, ha sido sometida a un metamorfismo regional epizonal de carácter fundamentalmente dinámico de muy bajo y bajo grado (Winkler), correspondiente este último a la facies de esquistos verdes en su parte superior, zona de la clorita, alcanzando sólo puntualmente la zona de la biotita.

Desde el punto de vista microtectónico la orogénesis hercínica se manifiesta por la formación de dos esquistosidades, S_1 y S_2 , que corresponderían respectivamente a la 1ª y 2ª fases de plegamiento citadas por todos los autores para esta parte de la cadena.

La primera esquistosidad S_1 la más intensa, es de flujo o subflujo en general y se acompaña del metamorfismo regional de la facies de esquistos verdes, originando destacadas reorientaciones y neformaciones minerales. De cualquier manera y normalmente esta esquistosidad no llega a borrar las estructuras de deposición y sedimentación iniciales de la roca.

La segunda esquistosidad, casi perpendicular a la primera, es la fractura, original crenulaciones suaves y a veces kink-bands, no produciendo neogénesis minerales importantes.

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 mejor que en cuarcitas, grauvacas y rocas lávicas, en las que en la mayoría de los casos sólo se vislumbra la primera.

5.1.2 Metamorfismo de contacto

Las rocas situadas en el contacto inmediato con los sills básicos, han sufrido a consecuencia de ello, un efecto aureólico de metamorfismo de contacto. Este afecta fundamentalmente a las facies de composición pelítica, en las que produce mosqueo y neoformaciones minerales, tanto más intensas y abundantes cuanto más próximas están al foco térmico.

En aquellos casos en los que el incremento de temperatura y la composición de la roca han sido apropiados, se forma una densa red de porfiroblastos de algunos milímetros de tamaño de un silicato de aluminio totalmente retromorfizado a un agregado microcristalino cuarzo-clorítico o de cuarzo y biotita decolorada e inestable. Aunque no se conservan reliquias del silicato inicial, por la forma de los cristales parece que estos agregados retromórficos podrían reemplazar blastos de andalucita o incluso cordieríticos (rastros de macla sectorial). La paragénesis de contacto vendría así representada por Andalucita y/o cordierita + biotita + cuarzo + turmalina, actualmente sustituida por la regional de cuarzo-sericita-clorita ya citada.

A menudo se puede observar un bandeado originado por la alternancia de lechos más intensamente mosqueados (originariamente más micáceos-pelíticos) con otros de menor densidad (detríticos).

Hacia las zonas más externas y lejanas a la roca básica, el moteado se hace más suave, desaparecen los porfiroblastos y solamente se observan segregaciones biotítico-cloríticas o arcilloso-micáceas con mineral de hierro. La presencia de este último suele ser siempre destacable. Como componentes accesorios de estas facies aparecen granillos de esfena y circón.

5.2 ROCAS METASEDIMENTARIAS

Incluimos en este apartado todas aquellas rocas de origen puramente sedimentario que han sido afectadas por metamorfismo regional aunque habitualmente conservan aún sus estructuras primitivas: estratificación, granoselección, laminaciones paralelas, cruzadas, marcas de erosión, etc.

Los términos litológicos originales, esencialmente: argilitas, limolitas, cuarzo-arenitas y litarenitas con sus tránsitos intermedios, han sido transformados respectivamente a pizarras, cuarcitas y metagrauvacas.

Describimos a continuación sus peculiaridades fundamentales, atendiendo a su posición estratigráfica.

5.2.1 Devónico

Dentro de las pizarras existe un paso gradual de los tipos pelíticos más o menos grafitosos a las cuarcitas, pasando por las variedades transicionales limolíticas propiamente dichas (algunas partículas de limo de cuarzo en predominante matriz micácea) y pizarras limolítico-cuarzosas (predominio de cuarzo detrítico sobre matriz pelítica). Los cambios de términos más o menos detríticos producen un bandeo microscópico muy fino que refleja la estratificación (S_0).

La mineralogénesis metamórfica sincinemática es de cuarzo-sericitacolorita y localmente biotita. La blastesis de estas dos últimas micas puede llegar a ser tardía, encontrándose láminas bien desarrolladas (de 40μ a 120μ) en posición oblicua o transversal a la esquistosidad principal y en estado de moscovitización parcial. Los componentes accesorios en granillos detrítico redondeados son: circón, esfena, rutilo y turmalina.

Las cuarcitas, salvo excepciones, se caracterizan por su relativamente elevado contenido en impurezas y por su homometría (tamaños límites de 60μ a 100μ). Las impurezas son esencialmente arcilloso-micáceas (algunas de pizarras ferruginosas o grafitosas) y en menor proporción de mica blanca y minerales pesados: óxidos de hierro-turmalina-rutilo-circón-apatito y opacos.

Las neoformaciones metamórficas fundamentales son cloríticas (no son raras las cuarcitas con clorita) y sericíticas. Los granos de cuarzo están recristalizados en contacto con otros, pero preservan sus núcleos detríticos.

Por el aumento paulatino en la matriz pizarrosa, pasamos gradualmente a las metapelitas del grupo anterior.

5.2.2 Tournaisiense-Viseiense

Las cuarcitas del Complejo Volcánico Sedimentario del Anticlinal de la Puebla de Guzmán, son, a grandes rasgos, de características análogas a las devónicas descritas, como aquéllas se trata de términos equigranulares impuros que pasan insensiblemente a las pizarras a ellos asociadas. Sin embargo existen unas diferencias mínimas que pueden ser significativas y que estriban en su menor tamaño de grano con respecto a las devónicas (40μ a 70μ), así como en su inferior recristalización metamórfica. Esta peculiaridad podría justificarse por una disminución en la intensidad del metamorfismo hacia el techo de la columna estratigráfica.

Las pizarras vinosas y moradas de la formación manganesífera resultan ser bastante similares entre sí y muy homogéneas. Su composición es la de una roca pelítica (sericita-clorita) poco recristalizada y fuertemente impregnada de minúsculos granillos pulverulentos de mineral de hierro (hematites) y manganeso? A veces se observan unas bandas microscópicas de brechas con o sin radiolarios, de los que no se suele conservar su estructura interna (fantasmas). Ocasionalmente se encuentran partículas de cuarzo de tamaño limo diseminadas. Sus accesorios son esfena y circón.

Los tres tipos de litologías para-derivadas de la **Formación Duque** que hemos estudiado petrográficamente son: pizarras, cuarcitas y grauvacas.

Dentro de las pizarras distinguimos unas pelítico-grafitosas y otras limolíticas más o menos ferruginosas. Cuando ambos tipos se disponen en microlechos alternantes aparecen las pizarras bandeadas. Los componentes accesorios son los típicos de rutilo-turmalina-apatito y circón.

Las cuarcitas de esta formación resultan diferentes de las inferiores devónicas y de las superiores de la facies Culm. En primer lugar son cuarcitas más heterométricas (el tamaño de grano varía de limo a arena media) y con mucha cantidad de impurezas. El cuarzo está poco recristalizado, presentando formas detríticas que varían de angulosas-subangulosas a subredondeadas, empastadas por escaso mineral de hierro y clorita. Las impurezas suelen ser de mica blanca detrítica, componentes de la fracción pesada (turmalina-circón-rutilo), esporádicos fragmentos de pizarras y chert y albita accidental. La alineación de estas impurezas pone de manifiesto la estratificación de la roca; la esquistosidad es prácticamente inapreciable.

Las metagrauvacas corresponderían al término sedimentario de litarinita feldespática, próximo al de sublitarenita. La unidad fragmentaria es de tamaño fino y la constituyen clastos angulosos y subangulosos de cuarzo, que sobresalen normalmente por su tamaño ligeramente mayor y por su relativa abundancia; de albita en segundo orden y por numerosos fragmentos líticos pizarrosos y de volcanitas básicas e intermedias especialmente.

La matriz (10-20 por ciento de la roca) es esquistosa, de composición esencialmente clorítica (sericita y micro-cuarzo minoritario) y sólo en algunos casos pueden contener cemento de naturaleza carbonatada calcárea. Algunas metagrauvacas de esta unidad son filaneritas sin ningún aporte volcánico.

5.2.3 Viseiense Superior

Las características esenciales de las pizarras, textura y paragénesis metamórfica, es la misma que la de las metapelitas del Complejo Volcánico

Sedimentario y que las del Devónico. Sin embargo, existen pequeñas diferencias y especialmente con estas últimas en cuanto a la proporción relativa de unos tipos sobre otros. Predominan aquí las variedades pelíticas frecuentemente impregnadas de grafito (color macroscópico gris) y en algún caso ferruginosas (diseminación de diminutos cristales de hematites), que pasan directamente a los términos cuarzoso-limolíticos. El tamaño de los cristales de cuarzo es menor que en las del Devónico.

Las metagrauvas podemos adjetivarlas como feldespático-volcánicas por destacar de alguna manera la abundancia de estos dos componentes. En términos de Folk estarían incluidas en el grupo de litarenitas feldespáticas.

Están formadas por clastos angulosos y subangulosos (índice de redondeamiento de 0,3), mala o medianamente seleccionados (diámetro de 0,04 a 1 mm.) con fragmentos líticos predominantes sobre los cristalinos.

Los detríticos cristalinos son de albita y cuarzo en este orden de riqueza; los líticos forman el 50-60 por ciento de la muestra, existiendo ligero predominio de los metamórficos (pizarras en todas sus variedades y microcuarcitas) sobre los de naturaleza volcánica (destacan las lavas microlíticas de composición intermedia-básica). En cantidad inferior al 5 por ciento aparecen cristales de clorita-biotita decolorada, mica blanca y granillos dispersos de turmalina-rutilo-circón-apatito y granate casual.

El efecto metamórfico sólo se hace patente por la recristalización de la matriz a clorita y sericita subordinada, varía la proporción de ésta del 10 al 30 por ciento del total de la roca; cuando es más abundante y la granulometría lo permite, queda bien marcada la esquistosidad principal S_1 de flujo. Por un incremento de la matriz pizarrosa se conecta con pizarras arenosas y limolíticas. Algunas de estas metagrauvas pueden presentar cemento calcáreo o ausencia de materiales volcánicos.

5.3 ROCAS IGNEAS

Composicionalmente podemos considerar dos grupos de materiales magmáticos presentes en el sector de la Hoja estudiada y extensivos a la mayor parte de la Faja Pirítica. Por un lado aquellas rocas de naturaleza básica con cuarzo primario ausente o relegado a la categoría de accesorio y presencia importante de mineral o minerales ferromagnésicos y por otro, tipos de tendencias ácidas (con algunos términos intermedios e intermedio-ácido), caracterizados por la presencia de abundante o variable cantidad de cuarzo primario y por su naturaleza leucocrática (componentes ferromagnesianos subordinados o accesorios). El magmatismo básico es esencialmente

intrusivo (sills y lopolitos) y efusivo (coladas), mientras que la actividad ácida es fundamentalmente explosiva (piroclastos).

Estas volcanitas, al igual que las rocas sedimentarias interestratificadas, han sufrido los efectos del metamorfismo regional, originándose de igual manera, recristalizaciones, neogénesis y reorientaciones mineralógicas.

5.3.1 Magmatismo básico

Está representado en esta zona por diabasas albíticas, esporádicas rocas con tendencias ultrabásicas y materiales lávicos.

En las rocas básicas se agudiza el problema de la individualización de los procesos de metamorfismo regional isoquímico y de los puramente autometamórficos de transformaciones tardimagnéticas e incluso de metasomatismo, existiendo una conjunción y solapamiento de fenómenos metamórficos. Todos estos afectos pueden conducir a la formación de minerales y paragénesis idénticas.

Las dos paragénesis de metamorfismo son: Albita + clorita + mineral de epidota (zoisita/clinozoisita) + actinolita \pm prehnita \pm carbonatos \pm cuarzo, y estos mismos minerales con pumpellita, excepto la actinolita.

5.3.1.1 Rocas básicas intrusivas

Las diabasas se presentan como stocks lopolíticos, con contactos oblicuos y verticales a las estructuras generales, y más frecuentemente en forma de sills a veces concordantes con las estructuras. Atraviesan la columna estratigráfica hasta el muro del volcanismo ácido intermedio (H_{11-12}^{A-A}) y por lo tanto la edad mínima de las intrusiones es la del comienzo de dicho episodio. Intruyen asimismo en las rocas básicas efusivas con lo que diferenciar entre el carácter efusivo o intrusivo de estas rocas no siempre puede hacerse con certeza.

Texturalmente son ofíticas medio-granudas con una fuerte tendencia a la textura poiquilofítica y subofítica local. Su composición varía desde variedades muy leucocráticas (segregaciones de plagioclasa) a otras muy máficas.

Los constituyentes esenciales son plagioclasa y augita. El piroxeno desarrolla grandes placas xenomórficas macladas y raramente zonadas, que incluyen las tablas idiomórficas de plagioclasa. Esta última normalmente está en avanzado estado de transformación, presentando bordes albíticos y núcleos sausríticos. Las alteraciones autometamórficas ligadas al menos en parte al metamorfismo regional, producen las siguientes neogénesis: a partir de la plagioclasa originariamente calcosódica se constituye fundamental-

mente albita + prehnita de buen desarrollo + m. epidota (clinozoisita-zoisita) y carbonatos y a partir del piroxeno: actinolita + esfena + clorita + carbonatos. La clorita se encuentra abundantemente representada en posición intersticial entre piroxeno y plagioclasa, quizá derivada de otro ferromagnesiano y es el componente que marca la tendencia esquistosa de la roca cuando la deformación es más intensa. Son además minerales intersticiales comunes y accesorios, el cuarzo y el feldespato potásico.

La hornblenda verde y parda puede aparecer como constituyente tardimagmático derivado del piroxeno. También se puede hallar biotita asociada con el mineral opaco (quizás ilmenita). Este último está siempre presente en cristales de tamaño medio alterados a esfena. Otro componente omnipresente y accesorio es el apatito acicular.

Si las transformaciones metamórficas se hacen mayores, pasamos insensiblemente a rocas metamórficas de neoformación en las que sólo se conserva el apatito como componente ortomagmático.

Otro tipo de alteración puntual encontrado es el de argilitización (caolinitización) acompañada de carbonato dolomítico.

Localmente se han hallado rocas con fuertes tendencias ultrabásicas que hemos clasificado como **Melagabros olivínicos**. El contenido en plagioclasa resulta difícil de determinar al encontrarse ésta en avanzado estado de sausriritización pero parece aproximarse el del 10 por ciento; se trata por tanto de términos cercanos a peridotitas (plagiowherlita).

A pesar de que los dos ejemplares estudiados se observan intensamente transformados, sin embargo hemos podido observar reliquias de olivino en los núcleos de una red de fracturas por las que ha penetrado la alteración a serpentina (antigorita) en unos casos y a anfíbol fibroso y talco en otros. Estas sustituciones son en todas las ocasiones pseudomórficas, conservándose siempre las formas euhédricas de los cristales olivínicos primitivos. Parcialmente alterado y mucho menos abundante resulta la presencia de piroxeno de tipo monoclinico, análogo al de las diabasas, y la de plagioclasa y clorita, todos ellos xenomórficos.

5.3.1.2 *Rocas básicas efusivas*

Las volcanitas de naturaleza básica son esencialmente lávicas, no encontrándose entre las muestras estudiadas ninguna volcanoclástica de este tipo sin que las transformaciones metamórficas hayan borrado, de haberlos habido, sus caracteres piroclásticos. En general podemos considerar estas facies extrusivas como formando parte de coladas o en todo caso subvolcánicas.

Su composición es la de unas rocas claramente básicas afines a las diabasas albiticas: espilitas, con textura esquistosa y elevada cristalinidad (finogranular).

Cuando su estado es el de una roca fresca y se conservan los componentes originales magmáticos, éstos son: clinopiroxeno —cuarteado y orientado—, augita tinada —con tintes pardo-rosáceos— y plagioclasa tabular que, como ocurre en toda la serie, ahora es albitica.

Sin embargo, es bastante frecuente la transformación de estas rocas a metabasitas con albita + clorita ± actinilita (± pumpellita) ± carbonatos ± m. de epidota, con estructuras de flujo según S_1 y con gruesas amígdalas, estimadas igualmente, de clorita y cuarzo. Los componentes accesorios son los mismos en todos los materiales básicos.

5.3.2 Magmatismo intermedio-ácido

Está formado por rocas exclusivamente efusivas y en su mayoría piroclásticas, quedando incluidas en él los tres niveles "volcánicos ácidos 1, 2 y 3 del Complejo Volcánico Sedimentario". Aunque en todas ellas pueden presentarse las mismas variedades litológicas, sin embargo en las muestras estudiadas se ha observado el predominio de algunos tipos concretos asociados a cada nivel.

La paragénesis metamórfica es similar a la de los metasedimentos: cuarzo + sericita + clorita, pero además con cantidades accesorias de m. de epidota. Tratamos también en este apartado el volcanismo intermedio de El Cabezón y las porfiritas albiticas.

Comenzamos de muro a techo de la serie, por el **Volcanismo ácido 1** y dentro de él por los representantes más escasos: las lavas. Corresponden a tipos riolíticos: fenocristales de cuarzo y albita parcialmente potasificada, en mesostasis finogranular esferulítica con intercrecimientos de cuarzo-K-feldespáticos y sericita orientada; y a variedades dacíticas o cuarzo-querotofídicas: fenocristales de albita y cuarzo aislados en una matriz perlítica fundamentalmente albitica y con frecuentes amígdalas orientadas conforme a S_1 , inicialmente vítreas y actualmente formadas por cuarzo microcristalino en las paredes y sericita en el interior.

En cuanto a las **piroclásticas**, aunque existen términos casi exclusivamente vítreos, sin embargo el tipo característico predominante de los analizados es el de una toba ácida cristalina con matriz pizarrosa y marcado carácter leucocrático. Texturalmente son vitrofídicas, es decir con fenoclastos de tamaño medio aislados de cuarzo y albita (a veces enturbiada por caolinización) y clorita accesoria, flotando en una pasta desvitrificada a

cuarzo, sericita y feldespato potásico accidental. Entre los fenocristales ocasionalmente también se encuentran vitroclastos, con posibles flamas. A veces se pueden apreciar fenómenos de silicificación y potasificación de la matriz.

El **volcanismo ácido 2** tiene la misma composición que el volcanismo inicial, pero es principalmente de naturaleza vítrea, ahora transformada en una roca pizarrosa e incluso silixítica con o sin vitroclastos. La paragénesis de estos materiales pizarrosos obviamente es la de metamorfismo regional: microcuarzo-sericita y clorita accesoria. En algún caso pueden aparecer microfeno-cristales cineríticos muy finos de cuarzo o más raros de albita y cuarzo. Los componentes accesorios de las metavolcanitas ácidas son esfena-apatito-circón y mineral de hierro.

El tipo predominante del **volcanismo ácido 3** es bien distinto que el de los anteriores 1 y 2. Se trata de una roca intermedia-ácida más que ácida propiamente dicha. El carácter intermedio es debido a la escasa presencia de cuarzo en fenocristales y a la subordinada aparición de este componente en la matriz como procedente de una silicificación tardía asociado a K-feldespato.

Corresponde a unas cineritas litocristalinas monogénicas plagadas de fenocristales de tamaño muy fino (de 0,10 a 0,60 mm. los mayores) de albita, feldespato potásico (albita potasificada) y de rocas fundamentalmente lávicas microlíticas de contornos difícilmente separables de los cristalinos y de igual composición albitico-potásica y accidentales de cuarzo y vitroclásticos (clorita).

Esporádicamente su carácter es poligénico (fragmentos de pizarras). La matriz es muy escasa (inferior al 10 por ciento de la roca) y casi siempre la constituyen los mismos componentes leucocráticos microcristalinos: albita, K-feldespato, cuarzo y sericita, además de los cafémicos: clorita, esfena y m. de epidota. Estos últimos componentes señalan la única esquistosidad visible.

El **Volcanismo del Cabezón** presenta unas peculiaridades que le definen como de carácter típicamente intermedio, correspondiendo a andesitas albiticas con piroxeno y/o anfíbol de los que no se conserva nada más que su forma cristalina con clorita de sustitución en el interior. Los rasgos texturales son porfídicos con mesastasis microlítica, siendo los fenocristales muy numerosos y de distintos tamaños (seriados) y fundamentalmente de plagioclasa. Esta plagioclasa, ahora albita, o albita-oligoclasa es de composición más cálcica primitivamente (conserva su carácter zonado el mineral de arcilla).

Otros componentes amigdalares e intersticiales presentes son cuarzo y carbonatos. Son accesorios: rutilo, m. de hierro y apatito.

Incluimos aquí también unas muestras de composición intermedia andesítica, buena cristalinidad finogranular y textura fluidal y amigdalal, denominados globalmente **porfiríticas albíticas**. Se trata de rocas formadas fundamentalmente por albita tabular orientada fresca o levemente sericitizada y en segundo orden por clorita intersticial (tendencia a la textura intersertal). En ese conjunto homogéneo albítico-clorítico destacan gruesas alveolas rellenas de calcita, clorita y curzo.

5.3.3 Volcanismo de la Formación Duque

Caso aparte merece el volcanismo de la **Formación Duque**, caracterizado por la heterogeneidad y diversidad de sus tipos. En esta unidad encontramos, de igual manera, rocas ácidas que básicas e intermedias, de paragénesis primarias y metamórficas análogas a las del complejo volcánico-sedimentario del Anticlinal de Puebla de Guzmán, pero textural y cuantitativamente diferentes entre sí.

Por un lado existen unas volcanitas de características **básicas**, que corresponden a espilitas en muchos casos fuertemente alteradas (metabasitas) y por otra parte rocas tipo andesita piroxénica. Su textura varía de porfídica-glomeroporfídica en el 1^{er} tipo a esquistosa en el 2^o y amigdalal en ambos. Los fenocristales son de plagioclasa albitizada (restos de estructuras zonadas marcadas por los productos de sustitución) y a veces acumulados de augita (texturas glomeroporfídicas). La pasta es microcristalina y está constituida por todos los minerales de sustitución: albita-clorita-esfena \pm m. de epidota (clinozoisita) \pm prenhita. Parte de estos componentes secundarios constituyen, junto con otros de formación tardía, el relleno vacuolar o están segregados en fisuras, éstos son: clorita, cuarzo, m. de epidota y prenhita. Es muy común la presencia de una silicificación de la matriz con la formación de cuarzo finogranular y rellenando grandes vesículas que destacan en la roca básica. Los accesorios son opacos y apatito.

El volcanismo ácido de esta serie contiene igualmente términos procedentes de lavas y fragmentos muy frecuentes. La composición de las rocas lávicas varía de intermedia alcalina en algunos casos a riolítica. Presentan escasos fenocristales de cuarzo y albita maclada y esporádicas de ferromagnesiano cloritizado. La matriz es microcristalina con cuarzo-clorita-albita \pm K-feldespato. Al igual que en el caso anterior es habitual la aparición de amígdalas, unas veces con carbonatos y otras con un agregado sericítico o cuarzo sericítico de desvitrificación.

Respecto a los materiales piroclásticos ácidos, existen unos tipos formados por numerosos fenoclastos cineríticos muy finos con albita, cuarzo y

alguno lítico, en una matriz esquistosa con albita-cuarzo y clorita. También abundan los términos vítreos, ahora silicificados y con sericita pero sin fenoclastos visibles.

6 METALOGENIA

La Hoja de Puebla de Guzmán pertenece a la Faja o Cinturón Pirítico Ibérico, importante provincia metalogénica que se extiende desde el meridiano de 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, plomo, estibina y barita.

6.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS

Aunque se citan hasta 34 especies de minerales metálicos primarios, la mena comprende: pirita (60 al 90 por 100 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 estos y la roca caja; por la lenta transición, en algunos casos, entre ésta y aquéllos y por las estructuras sedimentarias observadas en las mineralizaciones masivas, principalmente estratificación gradada. El origen exhalativo se confirma por la estrecha asociación entre los yacimientos y ciertos episodios efusivos ácidos del Complejo Volcánico Sedimentario.

El mecanismo que origina las mineralizaciones puede esquematizarse como sigue:

En las últimas etapas de cada ciclo del volcanismo ácido submarino fisural, instalado en la región durante el Tournaisiense-Viseiense Inferior, se producirían vapores sulfurosos, bien a través del cono central pero principalmente por alguno de sus adventicios, que se disuelven en el agua. En cuencas de ambiente reductor y por procesos bacteriológicos, se produce el ion sulfuroso S^{2-} que al combinarse con los cationes metálicos (Fe, Cu, Pb, Zn, etc.) contenidos en salmueras oceánicas y/o procedentes de la sedimentación normal de la cuenca, origina lodos geliformes de sulfuros complejos que se depositarían en pequeñas depresiones continuamente neoformadas en un fondo marino inestable debido a la actividad volcánica. Estos lodos originan depósitos estratiformes masivos y cuando se emplazan cerca del foco volcánico dan lugar a yacimientos "proximales" que llevan asociadas una mineralización diseminada de pirita frecuentemente rica en calcopirita, tipo "stockwork", de geometría columnar que corresponde a chimeneas de aporte de los elementos que originan las menas. Si el transporte de los geles sulfurosos es mayor, el yacimiento es "distal" y no tiene "stockwork" asociado. Evidentemente entre estos dos 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 2.900 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 explotaciones 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: buena conductividad eléctrica y elevada densidad. Ambos métodos son complementarios entre sí y para establecer la naturaleza "metálica" o "sin metal" de la anomalía de cualquiera de ellos es necesario 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 el Anticlinal de Puebla de Guzmán, al este de la zona estudiada, se encuentra el centro minero de Tharsis, con 11 diferentes masas de sulfuros, y Lagunazo, todas asociadas al volcanismo ácido inicial. En esta misma estructura tectónica, dentro ya del dominio de la Hoja de Puebla, aparecen los depósitos de pirita de Herrerías y Cabezas del Pasto, probablemente también relacionados con el mismo episodio volcánico aunque no se ha localizado en superficie ni se cita en las publicaciones que incluyen cartografía de interior. Apoyamos esta suposición en el hecho de que los afloramientos de volcanitas ácidas del episodio inicial relacionados con el yacimiento de Tharsis son en general pequeños y actualmente observables debido a la minería a cielo abierto; es probable que en Filón Norte y San Guillermo no aflorara este volcanismo.

6.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

Se encuentran en el Complejo Volcánico Sedimentario y más concretamente en la "formación manganesífera" (H ^{A-A}v2, H ^{A-A}P3 y Pm).
11-12 11-12

Son depósitos estratiformes, de origen singénético sedimentario, y se presentan en general asociados a jaspes (J) y pizarras ferruginosas (Pm). La mena primaria está compuesta por silicatos y carbonatos (rodolita y rodocrosita) y normalmente se explotan óxidos y peróxidos (pirolusita, psilomena, wad) procedentes del enriquecimiento secundario de la mineralización primaria, que se encuentra en fracturas y fallas en forma de "bolsada".

En la Hoja de Puebla de Guzmán hay varias minas de manganeso des-

tacando las de Santa Catalina y La Isabel, hoy inactivas, que fueron de las más importantes de toda esta provincia metalogénica.

6.3 YACIMIENTOS FILONIANOS

Existen en esta Hoja mineralizaciones filonianas de galena argentífera, que arman en rocas básicas intrusivas (diabasas albiticas) asociadas a fracturas tardihercínicas (dirección N 40° E). La ganga es calcita.

Se trata de pequeños yacimientos de escasa importancia, hoy inactivos.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA

Según se infiere del capítulo precedente la importancia minera de esta Hoja está ampliamente demostrada con la presencia en su dominio de yacimientos estratiformes de sulfuros masivos y de manganeso y depósitos filonianos de galena.

7.1.1 Yacimientos de sulfuros masivos

— Mina Herrerías

Se encuentra situada 3,5 Km. al oeste de Puebla de Guzmán, junto al poblado minero del mismo nombre (Las Herrerías), en el punto de coordenadas x: 282.000; y: 341.900.

Es una de las ocho minas activas de la parte española de la Faja Pirítica y fue ya explotada por los romanos.

En la época moderna los trabajos comenzaron hacia el año 1880 y ya en 1895 se explotaba a cielo abierto la masa Guadiana. En la actualidad se realiza minería subterránea y la extracción se efectúa por el pozo San Carlos. La producción anual varía entre 100.000 y 150.000 toneladas de pirita.

La producción total de esta mina es del orden de los 3,5 millones de toneladas. En 1971 las reservas seguras se cifraban en 3,5 millones y las probables en 1,8 millones de toneladas (Plan Nacional de Minería, Tomo II, 1971).

Las leyes medias de diferentes análisis son las siguientes: 46-48 por 100 S; 41-44 por 100 Fe; 0,8-1,3 por 100 Cu; 0,5-1,3 por 100 Pb; 0,4-1,6 por 100 Zn; 0,4-0,7 por 100 As y 2 a 6 por 100 SiO₂ (PINEDO VARA, 1963).

Se sitúa dentro del C.V.S. del Flanco Norte del Anticlinal de Puebla, en relación con el Sinclinal de Herrerías. La masa se encuentra plegada formando un apretado sinclinal que llega hasta más de 330 m. de profundidad (FEBREL, 1972). Tiene dirección este-oeste, corrida de unos 400 m., potencia media 15-20 m. y las capas de mineral buzan 70-85° N.

El depósito se encuentra afectado por fallas transversales, de dirección aproximada N 30° E, y subhorizontales, de dirección N 90° E.

– Mina Cabezas del Pasto

Unos 5 Km. al oeste de Las Herrerías se encuentra la mina de Cabezas del Pasto (x: 278.600; y: 341.200), inactiva desde 1937.

La explotación se inició en 1860 y en total se han extraído unas 600.000 toneladas de mineral con leyes medias de 49-50 por 100 S; 44-45 por 100 Fe; 1 por 100 Cu; 1 por 100 Zn; 3 por 100 Pb y 0,3 por 100 As, según PINEDO VARA (1963).

El depósito comprende dos masas denominadas Levante Y Poniente, alineadas en dirección este-oeste, con 60-70° N de buzamiento, separados por pizarras negras carbonosas. La corrida conjunta es de unos 285 m. y la potencia media es de 10-12 m. (DOETSCH, 1953).

La masa Levante es la de mayor tamaño y en ella se centró prácticamente toda la actividad minera.

Aún cuando no hay datos cuantificados sobre este depósito, estimamos para ambas masas entre el mineral extraído y las reservas probables y posibles un tonelaje total inferior a 2 millones.

7.1.2 Yacimientos de carbonatos de cobre

En Herrerías, unos 600 m. al oeste de la corta de la masa Guadiana, se explota a cielo abierto una mineralización secundaria de carbonatos de cobre, con una ley media del 1 por 100 de Cu. Los trabajos mineros comenzaron en 1973 y las reservas de este yacimiento supergénico se cifran en unas 10.000 toneladas de cobre metal.

7.1.3 Yacimientos de manganeso

Son numerosos los registros de manganeso de esta Hoja, en su mayor parte sin importancia económica.

La actividad de la minería de manganeso fue intensa en el siglo pasado y entre los años 1940 y 1955. En la actualidad todas las minas se encuentran paradas desde 1960, año en que se cerro La Isabel.

En la descripción que sigue de los depósitos más importantes nos apoyamos frecuentemente en PINEDO VARA (1963).

— Minas del Flanco Norte del Anticlinal de Puebla

De este a oeste son las siguientes:

a) Mina Pepito

Situada en el término municipal de Puebla de Guzmán (x: 290.300; y: 343.000) fue importante en el pasado según se desprende del pozo maestro y de las escombreras. No tenemos datos sobre su producción y reservas.

b) Mina La Providencia o Codiciada

Se encuentra a unos 800 m. al norte-noroeste de Cabezas del Pasto, término de Puebla de Guzmán, en el punto de coordenadas x: 278.150; y: 341.850, según DOETSCH (1953) tenía mineral de buena ley.

c) Mina La Isabel

Pertenece al término de El Almendro junto al poblado de mismo nombre (x: 272.100; y: 337.700), junto al antiguo ferrocarril minero de Herrerías al Puerto de La Laja.

Es uno de los yacimientos de manganeso más importantes del occidente onubense que se explotó en el siglo pasado y se cerró en 1960 después de varios períodos de inactividad.

La explotación se realiza con labores de interior hasta unos 70 m. de profundidad y se arrancaron 91.800 toneladas de mineral con leyes muy variables.

— Minas del Flanco Sur del Anticlinal de Puebla

Las más importantes explotaciones de oeste a este son las siguientes:

a) Mina Santa Catalina

Se encuentra en el término municipal de El Granado, 2 Km. al norte del Puerto de La Laja (x: 263.700; y: 334.400).

Fue una de las primeras minas de manganeso que se explotaron en la región, y de su importancia da idea el hecho de que entre 1859 y 1870 se extrajeron 125.000 toneladas de óxidos.

Comprende dos yacimientos: Levante y Poniente y en ambos la explotación se efectuó conjuntamente a cielo abierto y con labores subterráneas. El pozo maestro de la masa Poniente es el más profundo con 90 m.

A este de Santa Catalina se encuentra la mina Conde de menor importancia.

b) Mina San Sebastián

Esta mina se encuentra unos 3-4 Km. al este de El Granado, en el término municipal de El Almendro, coordenadas x: 273.400; y: 331.550. Las labores mineras comprenden una corta, de 30 m. de larga, 20 de ancha y 10 de profundidad, un socavón de unos 35 m. hasta el nivel inferior de la corta y un contrapozo de 18 m.

Se explotó esta mina hacia 1890 y posteriormente entre 1900 y 1906.

c) De otras minas como San Matías (x: 278.200; y: 329.800) y el Alcornocal (x: 280.500; y: 329.500) ignoramos producción, leyes e importancia de las labores mineras.

7.1.4 Yacimientos filonianos

Existe en el dominio de esta Hoja dos minas hoy inactivas que explotaron filones de galena argentífera.

a) Mina Dedi

Se encuentra en el término municipal de El Almendro, unos 600 m. al oeste de El Parador, en el punto de coordenadas Lambert x: 273.200; y: 339.650. Comienzan los trabajos mineros con labores subterráneas, en el siglo pasado y después de largos períodos de inactividad se trabaja de nuevo entre 1955 y 1959, época de cierre definitivo. En estos años se extrajeron unas 900 toneladas de concentrados de galena. Según GONZALO TARIN (1887) el contenido en plata de la mena es de 120-180 g/tonelada. La galena con calcita como ganga se presenta en dos filones que arman en diabasas albiticas de grano fino. El filón principal tiene una corrida de 180 m., dirección N 150° E, es subvertical y la mineralización se presenta formando bolsadas de pequeño tamaño.

Se explotó por el pozo San Eloy aún cuando el que alcanzó mayor profundidad es el San Antonio con 90 m.

El filón secundario se encuentra a unos 600 m. del anterior en dirección noreste y es de poca importancia. Su producción se estima en unas dos toneladas de concentrados.

b) Mina María Cristina

Se encuentra en el paraje La Solana (X: 267.300; y: 338.300), término de El Almendro.

El filón tiene dirección NE—SO, arma en diabasas albiticas y la mena es galena argentífera con calcita como ganga.

Se inician los trabajos mineros en 1914 desconociéndose la producción aún cuando no debió ser importante. Entre 1952 y 1954 se investiga de nuevo este yacimiento hasta unos 18 m. de profundidad y se extrajeron unas 7 toneladas de concentrados con el 80 por 100 de Pb y muy poca plata.

7.2 CANTERAS

Si excluimos las pequeñas y artesanales explotaciones de algunos lentejones calcáreos para fabricar cal en hornos rudimentarios, las canteras en esta Hoja fueron inexistentes hasta ahora que se ha comenzado a explotar las Lavas del Cabezón, del volcanismo ácido inicial (del mismo nombre), para la construcción de una presa sobre el río Chanza.

7.3 HIDROGEOLOGIA

La zona es negativa para aguas subterráneas, dada la naturaleza impermeable de las litologías paleozoicas.

Pequeñas captaciones para usos humanos se pueden realizar en zonas muy tectonizadas o en el recubrimiento y alteración de las rocas básicas. Todas estas explotaciones serán sensibles a cambios climáticos estacionales.

8 BIBLIOGRAFIA

- BARD, J.P. (1969).— "Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale: sa place dans le segment hercynien sud-ibérique". *These, Université de Montpellier*, 398 p.
- BERNARD, A.J. (1972).— "A propos des limites actuelles de la prospection indirecte en mines métalliques". *Extrait des Annales des Mines de Belgique*, 21 p.

- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1971).— "Sur la localisation géotectonique des amas pyriteux massifs du type Riotinto". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 273, pp. 1087-1090.
- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1974).— "Aperçu sur la province pyriteuse sub-ibérique. *Centenaire de la société géologique de Belgique: Gisements stratiformes et provinces cuprifères*". Liege, pp. 387-315.
- BOOGAARD, M. van den (1963).— "Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal". *Geol. Mijnb.*, núm. 42, pp. 248-259.
- BOOGAARD, M. van den (1967).— "Geology of the Pomarao region (Southern Portugal)". *Doctoral Thesis. Univ. of Amsterdam*. Rotterdam. Deltro. 113 p.
- BOOGAARD, M. van den y SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Conodonts faunas from Portugal and Southwestern Spain". *Scripta Geol.*, núm. 28, pp. 1-43.
- BOUMA, A.H. (1962).— "Sedimentology of some Flysch, deposits". *Elsevier*. 168 p.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H.; INVERNO, C. (1976).— "Contribuição para o conhecimento geológico do grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e grupo de Pulo do Lobo". *Mem. 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 Roso de Luna, área II. I.G.M.E.*, pp. 91-145.
- CRUZ GASPAS, O. da (1961).— "Associação genética dos espililos com os jazigos de manganés do Baixo Alentejo". *Estd. Not. Trabl. Serv. Fom. Min.*, vol. 15. pp. 177-196.
- DESPREZ, D. y SOLER, E. (1970).— "Les mineralisation pyriteux et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la provincia de Huelva". *Bull. B.R.G.M. París*, sect. II. pp. 5-16.
- DOETSCH, J. (1953).— "Introducción a un estudio del término municipal de Puebla de Guzmán (Huelva)". *Bol. I.G.M.E.*, t. 65, pp. 81-87. Madrid.
- DOETSCH, J. (1957).— "Esbozo geoquímico y mineralogenético del criadero de piritas "Las Herreras" Puebla de Guzmán (Huelva)". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid, vol. 68, pp. 255-306.
- FEBREL, T. (1965).— "Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devónico-Carbonífero de la Hoja de Calañas, núm. 959". *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 77, pp. 187-202.

- FEBREL, T. (1966).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de Calañas (núm. 959)". *I.G.M.E.*
- FEBREL, T. (1967).— "Estratigrafía, Tectónica y Petrografía de la zona de Calañas (Huelva)". *Enadimsa*. Madrid.
- FEBREL, T. (1972).— "Estructura de la masa de pirita de la mina de Herrerías, Puebla de Guzmán (Huelva)". *Bol. I.G.M.E.*, t. 83, pp. 81-87. Madrid.
- FERNANDEZ ALONSO, F.; STRAUSS, G.K. (1978).— "Investigación geofísica de sulfuros masivos en el Flanco Norte del Anticlinal de Puebla de Guzmán (Huelva)". *Inédito. I.G.M.E.*
- FERNANDEZ ALONSO, F.; LOPERA CABALLERO, E.; MADEL, J. (1975).— "Investigación geoelectrica de sulfuros masivos en el área Herrerías-Cabeza del Pasto (Huelva)". *Inédito. I.G.M.E.*
- FERNANDEZ ALVAREZ, G. (1975).— "Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del SO ibérico y sus métodos de prospección". *Studia Geológica*, IX, pp. 65-102. Salamanca.
- 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. Com. Mapa Geol. de Esp.*, Madrid.
- GARCIA PALOMERO, F. (1974).— "Caracteres estratigráficos del Anticlinal de Riotinto". *Studia Geológica*. VIII. pp. 93-124, Salamanca.
- HOLLINGER, R. (1958).— "Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva". *Tesis Geol. Inst. Munster*.
- HORIKOSHI, E. (1969).— "Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-Pype Deposits in the Kosaka District Japan". *Mineral. Deposita (Berlín)*, 4, pp. 321-145.
- IGME (1974).— "Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Puebla de Guzmán". Madrid.
- IGME (1976).— "Reserva "Zona de Huelva". Estudio Geológico Minero a E. 1:10.000 en el Flanco Norte del Anticlinal de Puebla". *Colección Informe*. Madrid.
- IGME (1976).— "Reserva "Zona de Huelva". Investigación Geofísica en el área de Herrerías-Cabezas del Pasto". *Colección Informes*. Madrid.
- IGME (1978).— "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja de Aznalcollar". AT. p. Madrid.
- IGME (1978).— "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja de Castillo de los Guardas". 66. p. Madrid.
- 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-sedimentaire de la region d'Alcoutim (Baixo Alentejo-Portugal)". *Comunic. Serv. Geol. Port.* t. 60, pp. 139-149.
- LECOLLE, M. (1971).— "Note preliminaire sur le metamorphisme et la tectonique de la Province pyrito-cuprifere de Huelva (Espagne). Consequences petrologiques". *C.R. Acad. Sc. París.*, t. 270, pp. 1563-1566.
- LECOLLE, M. (1971).— "Sequence lithostratigraphique et phases de deformations dans une partie de la province pyrito-cuprifere de Huelva. Consequences a l'échelle regionale". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 272, pp. 1956-1959.
- LECOLLE, M. (1972).— "Sucesion lithologica et stratigraphique dans la province de Huelva; positions des mineralisations manganesiferes et pyriteuses". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 274, pp. 505-508.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1973).— "Metallotectes lithostratigraphiques et paléogeographiques dans la province pyrito-cuprifere sud-Ibérique". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 276, pp. 141-144.
- LOPERA CABALLERO, E.; MADEL, J.; SANTOS BONAÑO, A. (1975).— "Cartografía geológica 1:10.000 del Flanco Norte del Anticlinal de Puebla de Guamán. Provincia de Huelva". Inédito.
- MESEGUER, J.; PRIETO, I.; ROSSO DE LUNA, I. y PEREZ DE REGODON, J. (1945).— "Investigación de los nuevos yacimientos de cobre en las provincias de Sevilla y Huelva". *Bol. IGME*, t. 58, 3ª serie, Madrid.
- PINEDO VARA, I. (1963).— "Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento". *Ed. Summa*. Madrid, 1003 p.
- 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.
- 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. Mijbn.*, vol. 49, pp. 439-450.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— "An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt". *Bol. Geol. Min.* Madrid, vol. 82-84, pp. 239-268.

- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. Min.*, vol. 82-84, pp. 304-308.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme comments". *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969).— "Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal)". *Geol. Mag. Cambridge*, vol. 106, núm. 2, pp. 103-141.
- SELLEY, R.C. (19).— "Medios sedimentarios antiguos". *Edit. H. Blume, edic. Madrid*, pp. 1-251.
- SOLER, E. (1971).— "Observations préliminaires sur la province métallogénique de Huelva. Stratigraphie et tectonique". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp. 1197-2000.
- SOLER, E. (1973).— "L'association spilites-quartzkératophyres du sud-ouest de la Péninsule Ibérique". *Geol. Mijnb. Rotterdam*, t. 52, núm. 5, pp. 277-288.
- STRAUSS, G.K. (1970).— "Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 77, 266 p.
- STRAUSS, G.K. y MADEL, J. (1974).— "Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite-belt". *Geol. Rundschau*, vol. 63, pp. 191-211, Stuttgart.
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J.; FERNANDEZ ALONSO, F. (1974).— "La faja pirítica hispano-portuguesa y el papel de la geología en su prospección mineral". *Industria Minera*, pp. 25-38.
- STRAUSS, G.K.; FERNANDEZ ALONSO, F.; MADEL, J. (1974).— "La Faja Pirítica Hispano-Portuguesa y el papel de la Geofísica en su Investigación". *Industria Minera*, 150, Madrid.
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J.; FERNANDEZ ALONSO, F. (1977).— "Exploration Practice for Strata-Bound volcanogenic Sulphide Deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt: Geology, Geophysics, and Geochemistry". *Springer-Verlag. Heidelberg*.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1977).— "Geología, Metalogenia y Metodología de la investigación de sulfuros Polometálicos 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 Explorations for Stratigraphic Traps". *American Association of Petroleum Geologist*, v. 62, núm. 6, pp. 932-966.
- WEBB, J.S. (1958).— "Observations on the geology and origin of the San

- Domingos pyrite deposit, Portugal". *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 42, pp. 129-143.
- WEISS, L.E. (1959).— "Geometry of superposed folding". *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.
- WHITTEN, E.H. (1966).— "Structural geology of folded rocks". *Rand McNally*. Chicago, 663 p.
- WILLIAMS, D. (1934).— "The geology of the Riotinto mines, Spain". *Trans. Inst. Min. Met. Lond.*, vol. 43, pp. 593-640.
- WILLIAMS, D. (1962).— Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Riotinto Spain". *Trans. Inst. Min. Met. London*, vol. 71, pp. 265-266.
- WILLIAMS, D. (1966).— "Volcanism and ore deposits". *Freiberger Forschungshefte*. C. 210. Leipzig, pp. 93-111.