



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

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



IGME

998

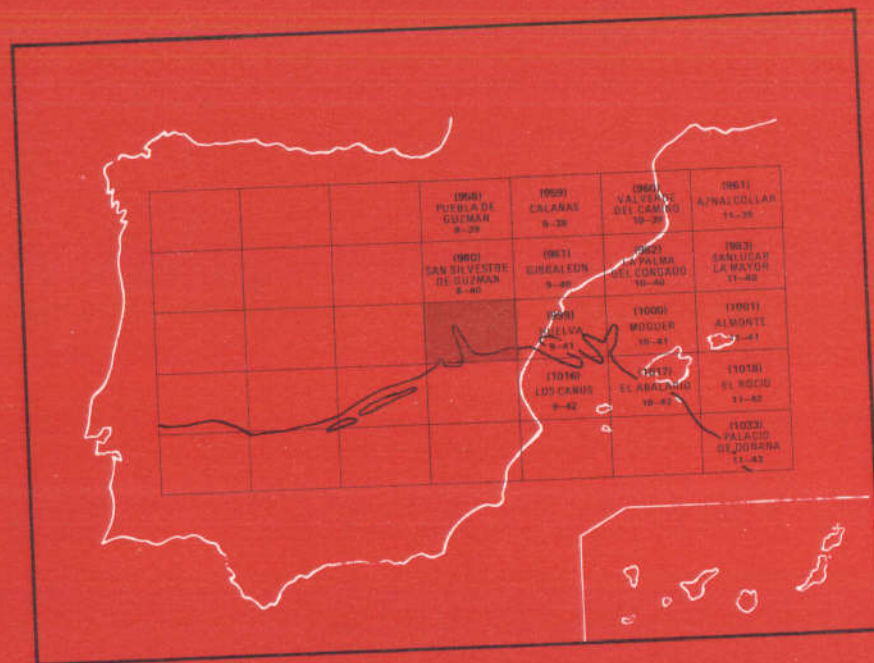
8 41

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

AYAMONTE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

AYAMONTE

Segunda serie - Primera edición

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

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

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

Petrología: Teresa Nodal Ramos, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Micropaleontología: Luis Fernando Granados y Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Macropaleontología: Hermenegildo Mansilla, Ingeniero de Minas.

Sedimentología: Fernando Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas.

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

En el trabajo de campo colaboró Fabián Mena Romero.

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

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

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

Depósito Legal: M - 16933—1983

Imprime ADOSA - Príncipe de Vergara 210 - Madrid-2

1 INTRODUCCION

La Hoja de Ayamonte situada en el extremo SO. de la provincia de Huelva y lindante con el mar y la frontera portuguesa, forma parte por un lado del extremo sur de la Faja Pirítica Hispano Portuguesa y por otro está enclavada dentro de la cuenca del Guadalquivir. Los materiales paleozoicos y los sedimentos neógenos marinos y transgresivos sobre el Paleozoico de la meseta, cubren casi al 50% la superficie estudiada.

La morfología del Paleozoico es del tipo penillanura con altitud media de relieves próxima a los 90 m y configurando una topografía de lomas.

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

Los núcleos de población importantes son Ayamonte, Isla Cristina y Lepe, ubicados en terrenos mesozoicos y terciarios y Villablanca en el Carbonífero.

La red hidrográfica principal la constituye el río Guadiana que pasa por Ayamonte y hace frontera con Portugal, el río Cabrerías que pasa por Isla Cristina, el río Piedras y una serie de arroyos tributarios de los mismos.

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

Dentro de los materiales que constituyen la Faja Pirítica aparece tan sólo en la Hoja de Ayamonte, la formación fosilífera de pizarras y grauwacas del Viseense superior, formando una serie turbidítica de tipo flysch. Desde el punto de vista minero esta formación puede tener importancia al situarse encima del C.V.S. portador de la mineralización de sulfuros y manganeso.

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

El Paleozoico queda recubierto, parcialmente, en el sector O-SO por sedimentos triásicos del Buntsandstein y Muschelkalk, sobre los que reposa una colada de basaltos doleríticos. A su vez, sobre todas las unidades anteriormente reseñadas, reposan discordantemente los materiales del Terciario terminal y formaciones rojas del Cuaternario subhorizontales.

La información previa, en lo que a cartografía geológica se refiere, se reduce a los mapas 1:200.000 (síntesis de la cartografía existente, Hoja núm. 80-81 (Ayamonte-Huelva)) publicado por el IGME, y el realizado por Thacsá (inédito) a escala 1:50.000 (1978).

2 ESTRATIGRAFIA

El orden cronológico de las unidades cartografiadas es el siguiente:

- a) Carbonífero inferior (Viseiense superior)
- b) Triásico
- c) Mioceno
- d) Cuaternario

2.1 CARBONIFERO INFERIOR (VISEIENSE SUPERIOR) (H^{A3}₁₂)

Ocupa aproximadamente el 35% de la superficie de la Hoja constituyendo el flanco norte volcado de un gran sinclinorio. Está formado por una continua y monótona serie, bastante homogénea, de pizarras grises arcillosas y grauvacas en secuencia turbidítica, formando una serie alternante tipo flysch. Como los efectos de metamorfismo regional a que han sido sometidos estos materiales son de intensidad bajísima, se conservan gran parte de los rasgos sedimentarios originales.

Las pizarras grises arcillosas (pelíticas) alternan con pizarras arenosas (tabletas de 10 cm. de potencia), pizarras ferríferas, pizarras cloríticas (tabletas de 3 cm. de potencia), pizarras limolíticas duras en tabletas de 3 a 20 cm. de potencia con bandeado, laminaciones y estratificación cruzada y tabletas de grauvaca de grano muy fino en límite con pizarra limolítica. En ocasiones presentan colores amarillentos o blancuzcos de alteración y oxidación.

Las pizarras presentan estructuras sedimentarias como bandeado de estratificación normal, estratificación graduada, ripples y laminación y estratificación cruzada. La esquistosidad principal puede aparecer paralela a la superficie de estratificación o bien ligeramente oblicua a ella y a las laminaciones internas.

Es frecuente que las pizarras presenten nódulos negros margosos contenidos en la matriz arcillosa, de 5 a 10 cm. de longitud, generalmente con pirita.

Alternando también con las pizarras existen niveles de 10 cm. a bancos de 1,80 m. de potencia, con corridas laterales de varias decenas de metros, de una grauvaca más grosera, conglomerática, gris verdosa o gris azulada, a veces con disyunción ovoidea. Se trata de grauvacas feldespató-volcánicas de escasa matriz, de selección mediana, raramente heterométricas, de grano fino a grueso, prevaleciendo siempre los términos intermedios, y constituidas por granos angulosos y subangulosos de fragmentos de roca y crista-

linos con claro predominio de los líticos. Los fragmentos líticos son de dos tipos, por un lado procedentes de rocas metamórficas como pizarras, filitas, cuarcitas y chert, y por otro de volcánicas (menos comunes) como lavas de tipo queratofídico o espilitico, y también algunos clastos de rocas filonianas porfídicas. Los fragmentos cristalinos están constituidos, por orden de abundancia, de cuarzo, feldespato (albita) y micas (blanca, biotita y clorita), y como accesorios rutilo, circón, apatito, turmalina, opaco y mineral de hierro.

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

No hay diferencias apreciables dentro de las grauvacas, las escasas variaciones observadas son debidas fundamentalmente a la granulometría o al relativo incremento de clastos feldespáticos y/o volcánicos.

Existe toda una serie gradual de tránsito desde las pizarras a las grauvacas, abundando ambos términos y los pasos intermedios de pizarras limolíticas y grauvacas de grano fino. Los tipos más comunes encontrados pueden ser agrupados en pizarras pelíticas, pizarras limolíticas y grauvacas. Las diferencias entre las muestras de un mismo grupo son insignificantes (tamaño de la unidad fragmentaria, variación relativa de unos componentes con respecto a otros) y entre un grupo y otro son también pequeñas.

Las grauvacas de esta unidad muestran todas las características clásicas de las turbiditas. Así se observa una gran variedad de estructuras sedimentarias, unas de erosión o estructuras pre-depósito como marcas de corriente; otras de depósito como estratificación graduada o grano selección (graded bedding), laminación y estratificación cruzada (cross bedding), laminaciones a techo y muro, ondulaciones (ripple marks); y otras de deformación o estructuras post-depósito como huellas de carga o de presión (load casts), pseudonódulos, laminaciones retorcidas (slumping y convolute laminación). También se observa en las grauvacas la presencia de cantos blandos de pizarra, redondeados generalmente y algunos ovalados o angulosos de tamaño variable de hasta 4 x 6 cm, dando un aspecto conglomerático. En los tramos de carretera que desde Villablanca van a San Silvestre y a Ayamonte se observan todas estas estructuras.

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

Desde un punto de vista sedimentológico los tramos presentan carac-

terísticas de turbiditas distales y aunque la secuencia o ciclo de Bouma Ta-e (BOUMA, 1962) está presente, no está a menudo completa, habiendo tramos con ritmos de Bouma predominantemente del tipo Ta-c y otros con ritmos del tipo Tb-e y Tc-e. Al norte de Villablanca la relación grauvaca/pizarra = 1 y al sur dicha relación grauvaca/pizarra < 1.

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

Los yacimientos fosilíferos hallados en esta unidad, dieron una fauna constituida por Braquiópodos, Moluscos (Lamelibranquios), pistas de reptación y restos de tallos de plantas, de los que se han determinado las siguientes especies:

Lamelibranquios: *Archanodon sp.*

Pistas de reptación: *Scalarituba missouriensis*, KIND; *Rectogloma*.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites sp.*; *Archaeocalamites scrobiculatus*, BERT.

Que nos permiten datar esta unidad como perteneciente al Carbonífero inferior. No se hallaron *Posidonomyas* y *Goniatites*, pero tanto los fósiles encontrados en la Hoja de San Silvestre situada inmediatamente al norte, con abundantes *Posidonomyas*, como en los terrenos próximos portugueses correspondientes a esta misma unidad, formación Mértola (OLIVEIRA et al. 1979) con abundantes *Goniatites* (del grupo *Striatus*) y *Posidonomya becheri*, permiten datar esta unidad como perteneciente al Viseiense superior. Asimismo en la parte SO. de la Hoja de San Silvestre, se ha clasificado un Braquiópodo. *Protoniella, sp.* como de edad Viseiense-Namuriense.

Nos encontramos en tramos altos del Viseiense superior e incluso podríamos llegar al Namuriense, ya que al ir desde el norte de Villablanca hacia el sur, vamos subiendo en la serie (techo hacia el sur). Se estima para esta unidad una potencia mínima de unos 300 m.

2.2 TRIASICO

2.2.1 Buntsandstein (TG₁)

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Carbonífero se encuentra al Norte de Ayamonte un reducido afloramiento constituido por una alternancia de areniscas, argilolitas y calizas pseudooncolíticas de color rojo intenso. Las areniscas son de tipo sublitanitas con porcentaje de

40-45% de cuarzo, 15-20% de fragmentos de pizarra y matriz sericítica; el cemento es mixto carbonatado –ferruginoso, y turmalina, moscovita, clorita y menas metálicas como accesorios. Su tamaño varía de arena media, a muy fina— limo grueso, y su redondeamiento es de anguloso a subredondeado. En algunas capas se observa laminación paralela, cruzada y estructuras de carga.

Las calizas pseudooncolíticas, petrográficamente, son dolomías de grano medio-grueso con arcillas vacuolares y proporción variable de cuarzo (8-10%), tamaño arena media. Se observan fuertemente teñidas por óxidos de hierro.

La potencia visible de esta formación no supera los 15 metros, predominando las areniscas sobre las argilolitas y esporádicas intercalaciones a techo de las calizas descritas.

Su edad es indefinida, si bien por criterios regionales y litofacies la atribuimos al Buntsandstein sin descartar que englobe parte del Pérmico.

2.2.2 Muschelkalk (TG₂)

Suprayacente y en concordancia con la formación anterior, se encuentra una serie de constitución eminentemente carbonatada, cuya observación se hace difícil ya que se encuentra fuertemente dislocada por la intrusión de basaltos que posteriormente se describen. Los restos aflorantes de esta unidad, normalmente, se encuentran rotos, mezclados, recementados y semicubiertos por los derrubios de las formaciones pliocuaternarias, por lo que los datos en cuanto a potencia y disposición de la serie son parciales y subjetivos.

En principio se trata de dolomías secundarias de grano fino-medio en las que son abundantes las sombras de aloquímicos (oolitos y fósiles), con escasos óxidos de hierro. Se disponen en capas decimétricas separadas por láminas de arcilla verde.

En la subida al Parador de Ayamonte, pueden observarse estas dolomías fuertemente trituradas y recementadas con intercalaciones de margas de color verde-grisáceo o asalmonado. La microfauna que presentan son dudosos restos de Saccamminidos y Frochamminidos.

Su edad es igualmente indefinida, si bien por su posición estratigráfica y similitud de facies le atribuimos una edad de Muschelkalk.

2.2.3 Basaltos doleríticos (β)

En aparente concordancia con la serie anterior, existe una colada de basaltos doleríticos clinopiroxénicos, con textura subofítica de grano fino;

fuertemente meteorizados. Es difícil encontrar puntos en los que pueda encontrarse roca fresca. Su posición estratigráfica y composición es similar a la de la colada aflorante en las canteras de Niebla (Hoja 982, La Palma del Condado), donde los criterios de observación son bastante mejores. En el sector de Ayamonte la tectonización provocada por la extrusión de la colada basáltica es mucho más fuerte, así como la meteorización subsiguiente, lo que provoca dudas en algunos afloramientos, sobre la ubicación estratigráfica de la colada en la formación triásica. Los datos bibliográficos sobre el Triásico y Mesozoico de la Meseta (autóctono) nos lleva a considerar que estas coladas de basaltos deben de estar íntimamente ligadas a las ofitas del Triás en facies germano-andaluza del ámbito subbético y por consiguiente al de iguales características litológicas cortado en el sondeo del Asperillo (Hoja 1017, El Picacho), perteneciente a los sedimentos autóctonos del Secundario del Golfo de Cádiz y aflorante sólo en el Sur de Portugal.

2.3. TERCIARIO

2.3.1 Andaluciense-Plioceno (T_{12-21}^{BC-B})

En la carretera de Lepe a Las Antillas, junto a la primera localidad se encuentra un afloramiento constituido por limos arenosos amarillentos con abundante glauconita, macrofauna y lentejones más carbonatados hacia la base del paquete.

Petrográficamente las calizas son biomicritas muy arenosas con fuerte recristalización y débilmente silicificadas. Los terrígenos son de tipo sublitarrenita a cuarzoarenita de tamaño grueso a medio con porcentajes escasos de grava. La microfauna clasificada tanto en las calizas como en los limos amarillentos es de: Lamelibranquios, Ostrácodos, Gasterópodos, *Ammonia becarii inflata*, *Elphidium advenum*, *Elphidium crispum*, *Ammonia punctata granosa*, *Nonium boueanum*, *Eponiides haidingeri*, Radiolas de equínidos, etc. que nos permitan dar una edad entre Mioceno superior – Plioceno sin más precisión.

La macrofauna clasificada es de *Ammusium cristatum*, *Cardium paucicostatum*, *Natica jorephinia*, *Dentalium*, *Balanus*, etc., de amplia distribución dentro del Terciario.

La posición estratigráfica de este tramo es difícil de definir, toda vez que no se observa el muro y sus equivalentes litoestratigráficos de ámbito regional podrían encontrarse en las calcarenitas de Carmona o en la facies de los limos amarillos andalucenses, ambos regresivos. Sin embargo, dentro del

ámbito de la Hoja puede observarse cómo la formación suprayacente a la que se describe en este capítulo reposa sobre las dolomías del Muschelkalk o sobre los sedimentos del Carbonífero, por lo que estos sedimentos aflorantes sólo en Lepe, podrían constituir la facies transgresiva más occidental y por tanto en el conjunto evolutivo del diacronismo de esta transgresión, la de edad más reciente.

2.3.2 Limos arenosos y arenas gris-amarillento (T_{21}^B)

En concordancia con el tramo anterior y discordante sobre los materiales del Paleozoico y Triásico, se encuentra una serie de constitución eminentemente terrígena, con potencias variables y suaves cambios laterales de facies. Su color es predominantemente gris en los sectores del Sur y Este de la Hoja a gris-amarillento en los alrededores de Villablanca (Centro-Norte).

Los mejores afloramientos pueden observarse en los alrededores de Lepe y en los acantilados de la costa desde Las Antillas a La Redondela con un máximo de potencia visible de 40 m en la carretera de Lepe a Las Antillas.

En general es una sucesión de bancos de (1–3,5 m) de espesor, constituidos por lutitas arenosas y arenas limo-arcillosas con finas intercalaciones decimétricas de argilolitas calcáreas.

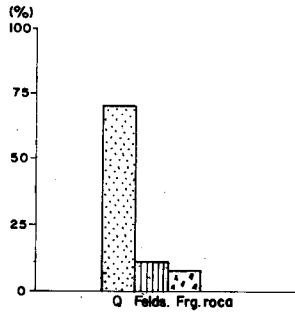
En estas intercalaciones y de forma esporádica pueden observarse restos y moldes de microfauna inclasificable, dado que no es posible su recogida, por deshacerse.

En los tramos superiores de esta formación la separación entre los bancos la constituyen normalmente costras de arenisca con cemento ferruginoso, en las que son muy abundantes los restos vegetales (troncos) ferrificados. El aspecto es el de antiguos paleosuelos. Otras veces las costras tienen ripples simétricos y/o laminación paralela.

En algunos bancos de arena limo-arcillosa puede observarse una fina grano-selección positiva.

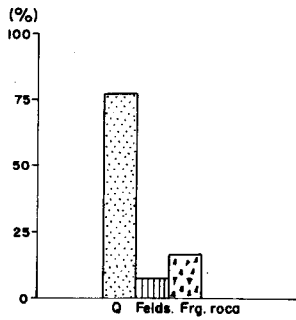
Petrográficamente estos sedimentos son litarenitas feldespáticas o sublitarenitas cuyos fragmentos de roca son prioritariamente limolitas metamórficas, pizarras, grauvacas, chert. y fragmentos de rocas volcánicas. El tamaño sería de arena media a limo grueso, mal redondeada por lo general. En la Fig. 1 (A) puede observarse el histograma sobre la petrografía media de esta formación. En las Figs. 2 (A, B) y 3B mostramos las curvas log-normal de esta formación así como el diagrama C-M de Passega.

Dentro de las curvas acumulativas pueden diferenciarse tres tipos: 2A, cuyo índice CT varía entre (1,5-2,7) PHi y el FT (3,4) PHi, con porcentajes del 90% para los materiales transportados por saltación; en la figura 2B hay



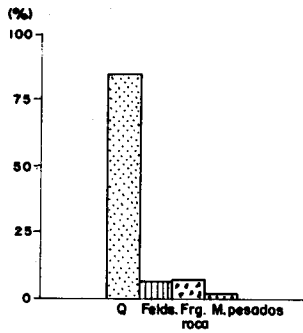
A

Petrografía media de los limos arenosos grises (T₂₁^B)



B

Petrografía media de la formación roja (T₂^B-Q)



C

Petrografía media de las arenas dunares (QD)

Fig. 1 (A, B, C)

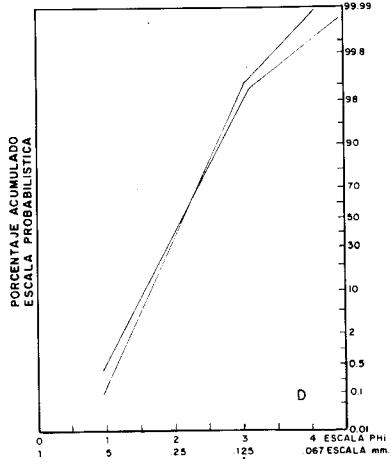
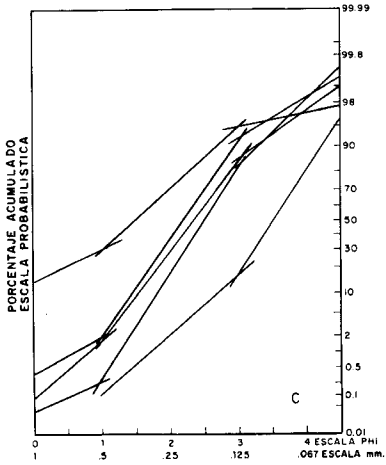
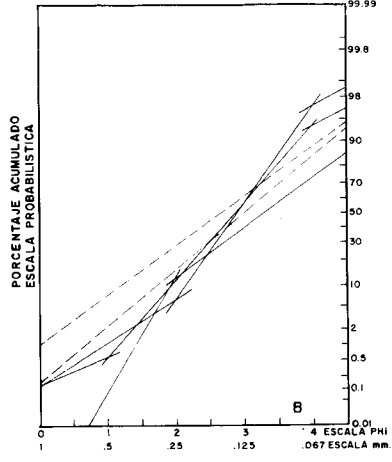
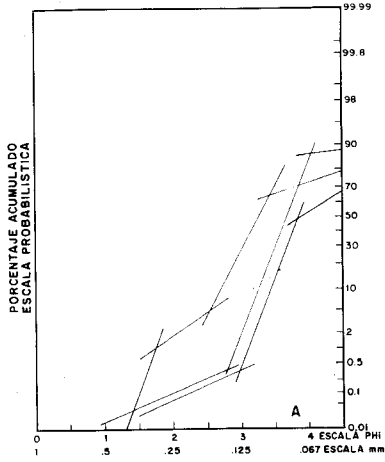


Fig. 2 (A, B, C, D)

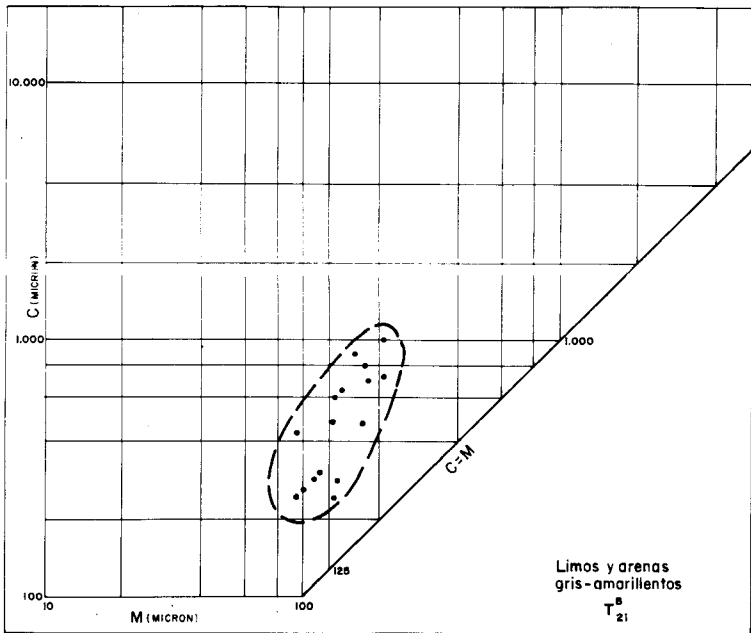
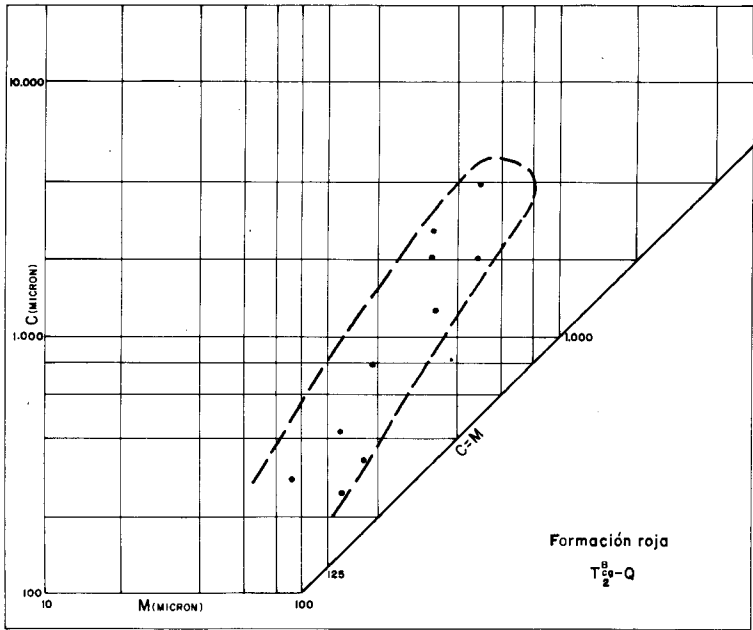


Fig. 3

dos tipos de curvas. Las de traza continua cuyo índice CT varía (1-2) PHi y el FT (4->4) PHi con porcentajes del 95% para la saltación y los de traza discontinua que son claramente de tipo turbidítico.

El diagrama C-M tiene igualmente características de sedimento transportado por turbidez —en conjunto—.

De todo ello podemos deducir que el origen de estos sedimentos estaría situado dentro de un complejo déltico con aportes masivos, direccionales, dentro de la zona de trabajo. Le atribuimos una edad Plioceno "sensu lato" toda vez que su base puede datarse como tránsito Mioceno-Plioceno, de forma imprecisa y su techo son las formaciones rojas discordantes de edad cuaternaria.

2.3.3 Formación Roja (T^b_{cg-Q})₂

En discordancia con los limos arenosos grises, encontramos una formación con amplia representación cartográfica dentro de la Hoja y constituida esencialmente por gravas, conglomerados y arenas de color rojo. La potencia de esta formación es variable con un máximo de 20 metros.

Dentro de esta formación pueden distinguirse unos primeros paquetes con predominio de arenas sobre las gravas y conglomerados, para proseguir con conglomerados de forma masiva, hasta el contacto con el glacis superior.

Las arenas de esta formación son de tipo litarenitas a sublitenitas con fragmentos de roca de pizarras, limolitas, grauvacas y chert. Los granos son de subangulosos a angulosos. Las ruditas de los paquetes inferiores son paraconglomerados poligénicos con predominio de las cuarcitas sobre grauvacas y pizarras. Los cantos varían de subredondeados a redondeados.

En los paquetes superiores los conglomerados predominan sobre los paraconglomerados, apuntándose una tendencia superior hacia los monogénicos con cantos de cuarzo-cuarcita, sobre las areniscas-pizarras. Las arenas de la matriz son de tipo sublitenítico con escaso porcentaje de fracción limo-arcilla.

Las estructuras sedimentarias no son muy abundantes, ni variadas. Puede observarse estratificación cruzada en surco, paleocanales, y muy escasos ripples de corriente.

La figura 1.B es el histograma de la petrografía media de las arenas de esta formación.

En las Figs. 2C y 3A se muestra la curva log-normal y el diagrama C-M respectivamente.

Las curvas dan un índice CT (0,1) PHi y FT (2,75-3) PHi para porcentajes entre 70-98% en los sedimentos por saltación y un índice FT

> 4PHi con porcentajes de 2-30% para la población transportada en suspensión.

Los porcentajes transportados por tracción son variables (0-15%) sólo en escasas muestras de las recogidas.

Dentro de esta formación puede deducirse un origen fluvial con una red tipo "braided" poco densa en los tramos inferiores, con paso a un régimen fluvial de abanicos aluviales coalescentes en los superiores. En los sectores noroccidentales y centro-norte algunos bancos presentan aspecto de tener un origen de "debris-flows" de alta densidad.

La gradación en los tramos superiores de abanicos aluviales en la horizontal es difícil de observar, dado que gran parte de esta formación está recubierta por el glacis.

Le atribuimos una edad pliocuaternaria ya que su base son los limos arenosos grises, sobre los que son discordantes, de posible edad pliocena, y su techo es el glacis atribuido al Cuaternario "sensu lato".

2.4 CUATERNARIO C

Dentro del Cuaternario se han distinguido las siguientes formaciones:

- a) Glacis (QG)
- b) Formaciones eólicas (QD, QE)
- c) Medios de transición (QM)
- d) Aluvial (QT, QAI)

2.4.1 Glacis (QG)

En discordancia sobre las formaciones anteriores y como colmatación de la cubeta donde se disponen los abanicos de la formación roja se origina un glacis constituido por ruditas y arenas, con escasa matriz lutítica. Son frecuentes las costras ferralíticas y nódulos de arenisca ferruginosa y escasas las estructuras de pequeños paleocanales observables. Su potencia es variable de 0-3 m.

2.4.2 Formaciones eólicas (QD, QE)

Desde el Guadiana hasta el límite oriental de la Hoja de Ayamonte se extiende la barrera costera y mantos eólicos asociados, constituidos por arenas blancas con restos fósiles y abundantes minerales negros.

La barrera dunar avanza desde la línea de playa sobre la marisma. Las

fluctuaciones del nivel freático, por mareas o estacional, así como la variación de la red de canales de marea o distributarios del Guadiana influyen de forma decisiva, en algunos casos, en el avance de los trenes dunares sobre los distintos sectores o en su degradación a manto eólico y mezcla posterior con sedimentos de marisma, en otros. Tanto las arenas de la barra dunar como las de los cuaternarios eólicos (manto) son del tipo subarcosa con tendencia a cuarzoarenitas, con porcentajes entre el (1-2%) de minerales pesados, siendo frecuentes turmalina, circón, rutilo, ilmenita, magnetita, etc.

El histograma de la figura 1 C. nos muestra la petrografía media de las arenas dunares y la figura 2 D son ejemplos de curvas log-normal de formación de origen eólico.

2.4.3 Medios de transición (QM)

Son extensas las áreas ocupadas por zonas pantanosas o marismas salobres. La sedimentación en estas zonas es en general de lutitas y/o fangolitas verdes o azuladas, con laminación paralela y algunas láminas de color muy oscuro, ricas en materia orgánica (sapropel). La ausencia de sondeos controlados en la zona de marisma, no nos permite establecer ni la potencia ni la columna de detalle de esta formación.

2.4.4 Aluvial (QT, QAI)

Son de escasa importancia y poco desarrollados los depósitos aluviales recientes. En el vértice NE hay restos de las terrazas altas del río Piedras constituidas por gravas y arenas de tipo litarenítico a filarenítico. Los aluviales de los arroyos que se encajan en la formación roja y pliocenos marinos, son de escasa entidad y potencia variando su constitución según la formación en que encajan; por lo general son ruditas en zonas de cabeza y arenas medias-finas, con escasa grava en la desembocadura de estos arroyos a la marisma.

3 TECTONICA

La zona estudiada, perteneciente al extremo sur del cinturón pirítico hispano-portugués, ha sido afectada por la orogenia Hercínica de dirección ONO-ESE o E-O en España y NNO-SSE en Portugal. Dicha orogenia muestra

a lo largo de la Faja Pirítica, en dependencia con la competencia y nivel estructural de los materiales, deformaciones varias, cuya intensidad y extensión varían de unos sitios a otros e incluso algunas de éstas pueden ser consideradas, como diferentes estadios dentro de una misma fase de plegamiento.

El plegamiento es muy intenso formando estructuras con vergencia sur. El área estudiada corresponde al flanco norte volcado de un gran sinclinorio carbonífero.

3.1 ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS

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

a) Primera generación de estructuras:

S_1 = Estratificación. Se aprecia en las pizarras por la alternancia de franjas de distinta composición y color. En las grauwacas por un fajeado de color o por una estratificación graduada. La alternancia de grauwacas con pizarras sirve también para determinar a S_1 .

S_2 = Esquistosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la primera generación, más acentuada en los estratos incompetentes (pizarras) que en los competentes (grauvacas), y originada por una orientación preferente de los minerales micáceos. Esta esquistosidad síncrona con el metamorfismo regional epizonal está muy desarrollada y con frecuencia enmascara a la estratificación; posee una dirección $N 85^\circ - 118^\circ E$ con un buzamiento $58-90^\circ$ generalmente al norte y se desarrolla perpendicularmente a la dirección de compresión mayor. A veces es subparalela a S_1 .

$L_1 = B_{S_1}^{S_2}$ = Ejes de pliegues de la primera generación en S_1 que tienen por plano axial a S_2 y son paralelos a la intersección de S_1 y S_2 . La intersección de la esquistosidad con la estratificación da lugar a una fina estriación sobre la última.

Los pliegues de esta generación, puestos de manifiesto en cortes perpen-

diculares a la dirección axial, son de vergencia sur y escala variable desde milimétrica a decamétrica, predominando los de escala métrica, habiéndose observado los siguientes tipos (fig. 4): pliegues asimétricos con neto predominio de la rama que buza al norte, que es la menos empinada (a); pliegues con la rama sur casi vertical (b); pliegues angulares y apretados (c); pliegues abiertos (d); pliegues concéntricos (e); pliegues similares (f) y pliegues volcados al sur de flancos normales largos y volcados cortos (g, h), que nos dan la tónica del plegamiento y que a veces son difíciles de reconocer, ya que en la mayoría de los casos su presencia viene determinada por los flancos inversos, buzamiento del plano de esquistosidad S_2 inferior al del plano de estratificación S_1 (i), el cual está fuertemente enmascarado y no es observable en bastantes casos.

Los criterios de polaridad deducidos de las relaciones S_1 - S_2 y de las estructuras sedimentarias (estratificación graduada, huellas de carga, etc.) nos han permitido en muchos casos a falta de poder ver las charnelas, determinar la situación de los ejes de los pliegues y deducir si eran anticlinales o sinclinales, volcados o no.

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

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

b) Segunda generación de estructuras:

S_3 = Esquistosidad transversa de fractura o superficie axial de los pliegues de la segunda generación, poco penetrativa y difícil de reconocer en el campo, pero su presencia está confirmada por la aparición de una disyunción acicular (pencil cleavage) en las pizarras, motivada por la intersección de S_2 y S_3 con la estratificación, y por la existencia de una crenulación irregular, local, suave y poco penetrativa en la esquistosidad S_2 producida por la S_3 (S_2 y S_3 casi perpendiculares), y algunas ondulaciones locales.

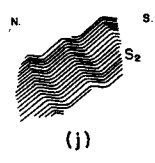
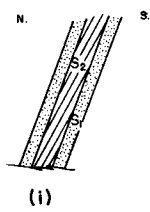
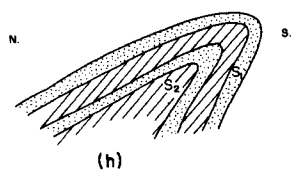
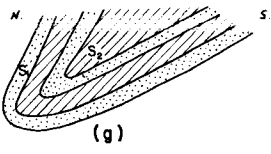
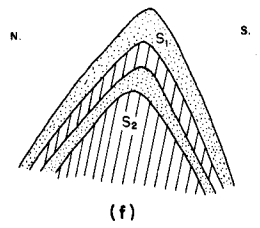
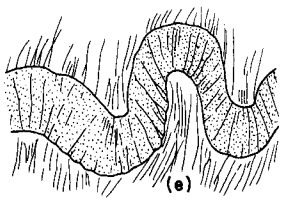
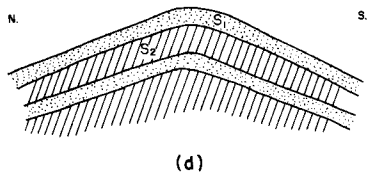
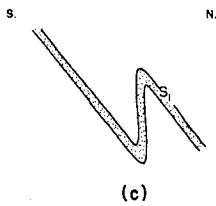
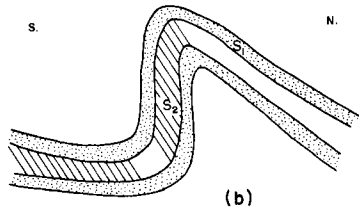
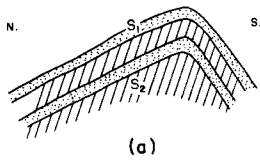


Fig. 4

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

Los pliegues de la segunda generación, menos frecuentes que los de la primera, se han encontrado en recorridos o cortes paralelos a la dirección axial y se presentan en forma de suaves ondulaciones o pliegues abiertos de dirección N-S o NNE-SSO, ortogonales a los anteriores y motivados por esfuerzos que actuaron en dirección ESE-ONO o E-O.

c) Tercera generación de estructuras

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

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

Estos pliegues (fig. 4, j.) muy escasos, son rizos y ondulaciones de pequeña amplitud originados por un movimiento tardío, que pudo pasar fácilmente inadvertido por ser coaxial con la primera deformación y solamente verse su acción en la esquistosidad S_2 . Esta tercera fase produjo también una crenulación en las pizarras a veces intensa y desarrollada, coincidente con los ejes de los rizos y ondulaciones de la pizarrosidad plegada. Esta crenulación es paralela a la S_2 y producida en la pizarrosidad por un plano S_4 que es aproximadamente paralelo a S_2 . Se midieron para L_3 : 10° N 134° E y 32° N 112° E. Estos pliegues y crenulaciones originados por una última fase de plegamiento o una etapa final de la primera, están simétricamente relacionados con los que originaron los pliegues mayores.

3.2 GEOMETRIA DEL PLEGAMIENTO. ANALISIS — β

En escala mesoscópica las superficies S_1 son las estructuras planas más prominentes en las rocas; sus posiciones definen el estilo de deformación. El estudio estadístico de la geometría mesoscópica de S_1 revela la geometría y orientación de las estructuras megascópicas en el área. El área megascópica debe ser homogénea con respecto a una o más estructuras penetrativas. El objeto de este estudio es encontrar áreas monoclinicas estadísticamente homogéneas con respecto a β . Esto puede ser establecido dividiendo el área en pequeños dominios homogéneos, que posteriormente son agrupados en otros mayores. El área paleozoica constituye un dominio con direcciones

axiales sensiblemente paralelas y se ha efectuado el análisis de la orientación y relaciones geométricas de sus elementos estructurales (estratificaciones, esquistosidades y lineaciones), obteniéndose una imagen clara de la orientación de dichos elementos, dando la geometría megascópica del área completa. Los datos fueron proyectados en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales (falsillas Schmidt y Lambert).

En el diagrama 1 se han proyectado 127 polos de S_1 , que definen un eje β_1 hundiéndose 10° en dirección $N 90^\circ E$, representando el eje estadístico del primer plegamiento. La mayor parte de los S_1 definen un máximo (11 por 100) con una posición $N 110^\circ E$ y buzamiento $25^\circ N$. El diagrama refleja el tipo de pliegues que generalmente observamos en el campo (pliegues de la primera generación), pliegues asimétricos con neto predominio de la rama normal que buza al norte, que es la menos empinada, mientras que la rama que buza al sur presenta buzamientos más fuertes. El pequeño porcentaje de polos correspondientes a planos de estratificación con buzamiento sur se debe principalmente a la existencia de las ramas invertidas de los pliegues volcados al sur observados en el campo, que en el diagrama ocupan las posiciones de los submáximos 8, 6 y 3 por 100 que se extienden por debajo del máximo, ya que las ramas invertidas presentan buzamientos más fuertes.

Los polos no están distribuidos sobre un círculo máximo por lo que el plegamiento no es cilíndrico. También se observa el tipo de plegamiento plano no cilíndrico de esta primera fase en el sentido del "plunge" de los 70 ejes y lineaciones medidos L_1 , con una dispersión acusada y con hundimientos hacia el E y O, pero yaciendo en el círculo máximo definido por la traza del plano axial S_2 , que se presenta plano y sin ninguna deformación. La casi geométrica coincidencia entre el eje β_1 y la mayoría de los 70 L_1 , sugiere que ambos están relacionados con la misma fase de deformación, la primera fase.

La dispersión lateral de los polos S_1 en torno al círculo máximo P_1 ($N-S$, $80^\circ O$) o lo que es igual, la distribución de los polos a lo largo del plano P_2 ($E-O$, $70^\circ S$) indica la existencia de un segundo movimiento tectónico de tendencia $N-S$, definido por un eje β_2 que se hunde 20° en dirección $N-S$ y es aproximadamente ortogonal a β_1 ($\beta_1 \wedge \beta_2 = 87^\circ$).

En el diagrama 2 se han proyectado 34 polos de S_2 , mostrando un máximo (14,7 por 100) correspondiente a una posición $N 90^\circ E$ con buzamiento vertical, y tres submáximos (11 por 100), uno de los cuales, el central, está situado en posición simétrica respecto del máximo (ramas normales) y de los polos de mayor buzamiento (ramas volcadas) del diagrama 1, y además dicha esquistosidad S_2 contiene al

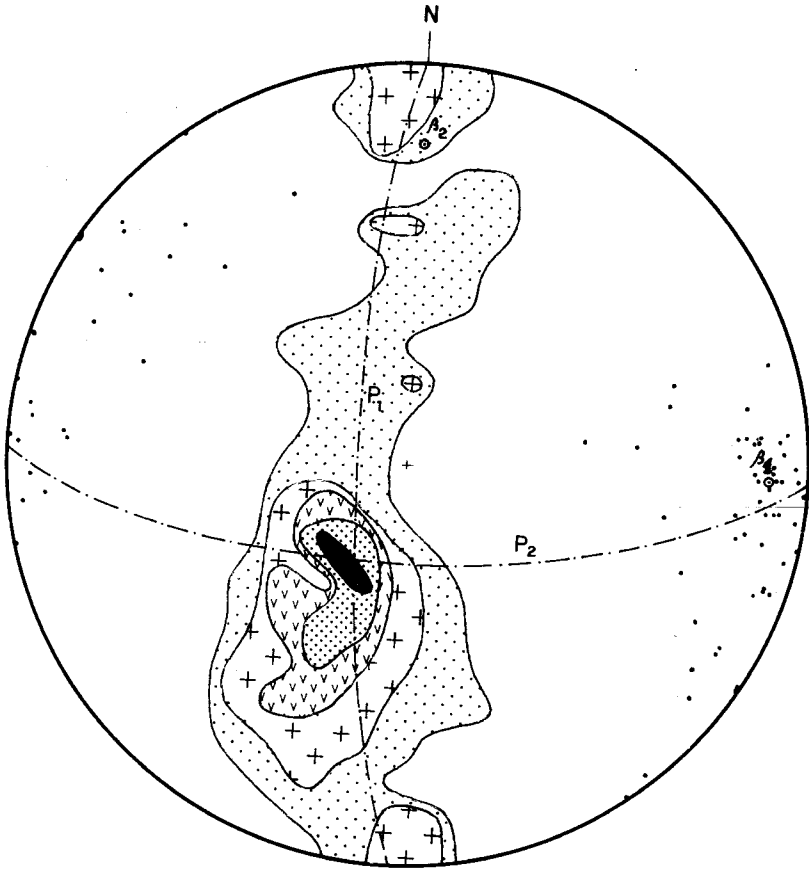


DIAGRAMA 1.— 127 polos de S_1 (contornos 1, 3, 6, 8 y 11%) y 70 L_1 en el Carbonífero inferior.

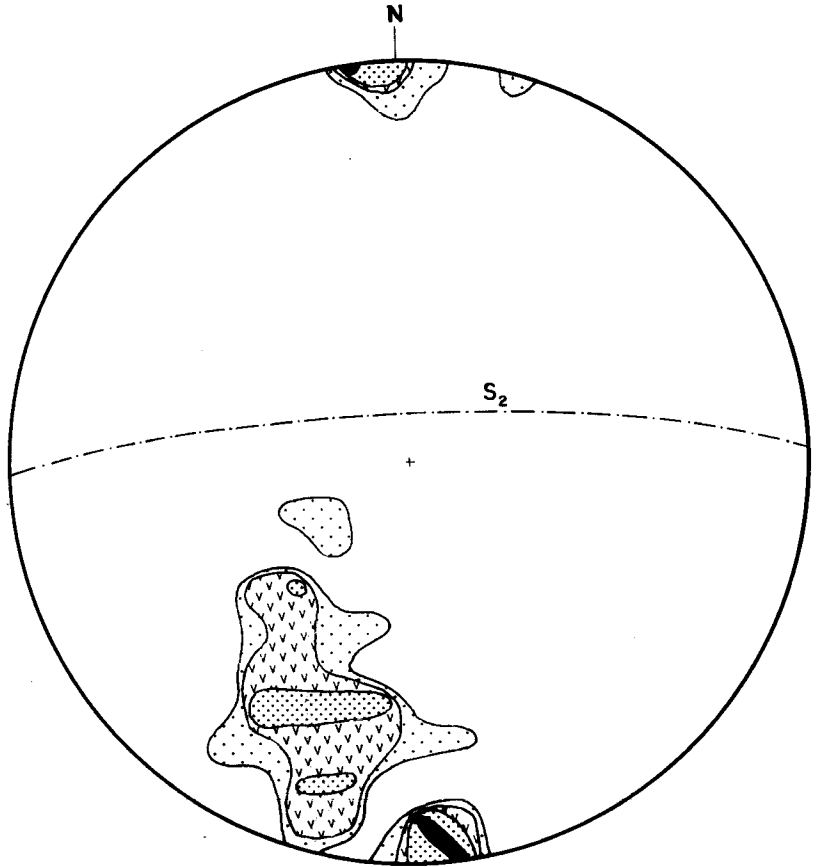


DIAGRAMA 2.— 34 polos de S_2 (contornos 5, 8, 11 y 14%) en el Carbonífero inferior.

eje β_1 , es decir es subparalela al plano axial de la estructura definida por los polos de S_1 .

La geometría de estas estructuras sugiere que este dominio pone de manifiesto la existencia de dos deformaciones superpuestas. Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β_1 , la fábrica megascópica parece tener simetría monoclinica, ya que el único elemento de simetría es el plano P_1 normal a β_1 , pero si los efectos de la segunda deformación son tenidos en cuenta, la simetría es triclinica.

El área ha sido afectada por dos episodios de plegamiento. El primero fue un plegamiento plano no cilíndrico de eje $BS_1^{S_2}$ y plano axial S_2 de dirección E-O y el segundo un plegamiento probablemente también plano no cilíndrico de eje $BS_1^{S_3}$ y de plano axial S_3 de dirección N-S ortogonal al anterior.

3.3 SINOPSIS DE LA GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos impulsos superpuestos (tectónica de ejes cruzados) posiblemente coetáneos y uno posterior de menor importancia. En resumen, la fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense superior, corresponde probablemente a la orogenia Hercínica en su fase Astúrica, (SCHERMERHORN, 1971 fija la edad de esta fase en el Westafaliense medio), originando una intensa deformación con una serie de anticlinales y sinclinales de vergencia sur y dirección ONO-ESE o E-O y estructuras volcadas hacia el SO o S. La segunda fase originó pliegues abiertos de dirección NNE-SSO o N-S ortogonales a los anteriores (cross folding). De lo dicho se deduce que el plegamiento de la zona no es cilíndrico. Contemporáneamente a la orogenia se desarrolló un metamorfismo regional de muy bajo grado, facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita y se produjeron fallas longitudinales, fallas transversales y dos grupos de fallas conjugadas (NNE-SSO y NNO-SSE) asociadas a otras con rumbos ortogonales a las anteriores.

El predominio de planos de estratificación con buzamiento norte sobre los de buzamientos sur, se debe principalmente a la presencia de pliegues volcados, correspondiendo el área estudiada al flanco norte volcado de un sinclinorio carbonífero.

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

Los sedimentos aflorantes del Triásico aportan pocos datos sobre el estilo tectónico de su plegamiento, tanto más, en cuanto están afectados por fracturas importantes y la intrusión de la colada de basaltos, que disloca las dolomías del Muschelkalk. Su buzamiento generalizado es al Sur-Sureste en aparente monoclinal.

Por datos bibliográficos sobre zonas del Sur de Portugal, donde afloran más extensamente, y la geofísica sobre el Mesozoico autóctono del Golfo de Cádiz, puede decirse que están afectados por un plegamiento suave, de gran radio, propio de adaptación de cobertera al zócalo —Paleozoico— y correspondiente a la orogenia Alpina "Sensu lato".

Particular importancia ha tenido dentro del ámbito de la Hoja y zonas próximas (Hojas de Gibraleón y Huelva) la neotectónica pliocuaternaria. El estudio fotogeológico pone de relieve que los sistemas de fallas generados en la orogenia Hercínica han sufrido un rejuvenecimiento hacia el Plioceno medio-superior, estructurando la cuenca de sedimentación durante el Plioceno superior y Cuaternario.

De los sistemas de fallas hercínicas los de dirección aproximada E-O y el NNO-SSE, son los que han tenido mayor importancia sinsedimentaria en cuanto a la estructuración y delimitación de la cuenca pliocena y cuaternaria.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Resulta difícil reconstruir la historia geológica regional a partir de una Hoja, en la que por otra parte, no existen las formaciones comprendidas entre el Fameniense superior y el Viseiense superior. No obstante y a partir de los datos que conocemos de otras zonas de la Faja Pirítica y de los aportados por otros autores de la región, se reconstruye así la historia geológica:

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

La deposición de los sedimentos arcillosos y arenosos del Devónico debió producirse en un fondo geosinclinal poco profundo, debido a las

estructuras sedimentarias observadas en las areniscas como ripples marks, estratificación graduada y cruzada, y a la existencia de niveles de calizas lenticulares pero con extensión lateral, de facies nerítica poco profunda (presencia de algas y foraminíferos bentónicos).

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

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

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

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

El Viseiense se inicia con un hundimiento progresivo de la región y la deposición durante el Viseiense superior de una serie turbidítica de grauvacas y pizarras arcillosas, tipo flysch. La existencia de los primeros movimientos hercínicos (fase Bretónica) viene apoyada por la presencia de fragmentos volcánicos del C.V.S. en el material detrítico de las grauvacas carboníferas, lo que implica una erosión pre-Viseiense en las formaciones volcánicas infra-yacentes, emergidas por estos movimientos preliminares.

La fase orogénica principal, de edad posterior al Viseiense superior, probablemente la fase Astúrica, que tuvo lugar entre el Westfaliense y Estefaniense, ha originado una intensa deformación, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de eje $B_{S_1}^{S_2}$, vergencia sur y dirección

E-O u ONO-ESE, y una esquistosidad longitudinal S_2 , que generalmente buza al norte, subparalela al plano axial de los pliegues. Esta fase produjo diversos estilos de plegamiento según la competencia de los materiales, siendo los asimétricos y los volcados los predominantes.

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

Movimientos hercínicos tardíos plegaron la esquistosidad S_2 , dando escasos pliegues en V o "kink folds" a lo largo de un plano S_4 , coaxiales con

la primera deformación, por lo que también hubieran podido formarse durante una etapa final de la fase principal.

Aprovechando esfuerzos de tensión se rellenaron las fracturas de cuarzo.

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

Durante el Triásico la onda meridional de esta plataforma entra en subsidencia, originando el depósito de los sedimentos terrígenos en medio fluvio-continental que constituyen las series atribuidas al Buntsandstein para proseguir con los depósitos carbonatados en medio marino-lagunar de las facies del Muschelkalk.

Con posterioridad al depósito de las dolomías y margas dolomíticas del Muschelkalk sobrevienen en la cuenca efusiones volcánicas de carácter básico (basaltos doleríticos) de composición similar a las ofitas del Keuper en facies germano-andaluza.

El afloramiento de Ayamonte presenta una gran semejanza con el descrito en la Hoja 10-40 (La Palma del Condado) y ambos pueden considerarse como los depósitos aflorantes más septentrionales de la sedimentación triásica.

Dentro del ámbito de la Hoja, no tenemos datos para completar la evolución de la cuenca desde el Triás medio al Mioceno superior, aunque por datos regionales y sondeos en zonas próximas, conocemos la existencia de series marinas, que abarcan edades desde el Jurásico inferior al Paleógeno, suprayacentes a un Keuper en facies germano-andaluza. A su vez este Keuper si bien no aflora descansaría directamente sobre las dolomías y/o basaltos del Muschelkalk aflorante.

Con posterioridad a la orogenia Alpina que pliega y fractura estos sedimentos el mar se retira quedando los sedimentos mesozoicos sometidos a procesos erosivos, que en la zona de trabajo perduran hasta el Mioceno superior—Plioceno inferior. El diacronismo de las transgresiones y regresiones dentro del valle del Guadalquivir queda palpablemente demostrado en una transversal desde la Hoja (10-40) a la Hoja (8-41) donde puede observarse cómo la facies de limos amarillos de edad Andaluciense terminal y claro carácter regresivo en las Hojas de La Palma y Gibraleón, en Lepe son facies transgresivas sobre el Muschelkalk o Paleozoico, desbordando los límites del Andaluciense margoso y con series más detríticas y de carácter aún más regresivo suprayacente.

Con posterioridad al depósito de los limos arenosos grises en medio fluvio-marino (deltaico y/o ensenada) el mar se retira definitivamente en la zona. Los movimientos epirogenéticos que provocan esta regresión reactivan

los sistemas de fallas con levantamiento del sector oriental y hundimiento del occidental. En esta fosa se desarrolla el depósito de la formación roja en forma de abanicos aluviales, que colmatan la depresión extendiéndose hacia el vértice Sureste con menor desarrollo. Por cambio de nivel de base se produce el encajamiento de la red fluvial y el desarrollo de los cuaternarios recientes.

5 PETROLOGIA DE ROCAS METAMORFICAS

5.1 ROCAS METAMORFICAS

Las rocas metamórficas representadas en la Hoja por materiales del Viseense están formadas por una alternancia continua de pizarras y metagrauvas.

El efecto metamórfico hercínico de carácter regional sufrido por estos tipos rocosos es muy bajo, no llegando a sobrepasarse nunca la zona superior de la clorita de la facies de esquistos verdes en sus niveles más inferiores (epizona superior). Se produce así, en los sedimentos pelíticos el desarrollo de una esquistosidad inicial muy penetrativa, debido a la orientación planar de los cristales laminares.

Debido a que el proceso de metamorfismo es fundamentalmente dinámico, las recristalizaciones resultantes son escasas, conservándose así casi perfectamente las estructuras sedimentarias y la apariencia detrítica de los granos.

Podemos diferenciar, a grandes rasgos, tres tipos de rocas que según su granulometría son: metagrauvas, más o menos groseras, pizarras limolíticas, como paso intermedio, y por último pizarras pelíticas. En todos los casos los componentes son esencialmente los mismos; como es lógico, varía, además del tamaño de grano, la proporción relativa de unos con respecto a otros: mayor o menor abundancia de material micáceo-pelítico o detrítico.

Los efectos de una segunda deformación tectónica son inapreciables a escala microscópica, encontrándose sólo aisladamente en alguna pizarra pelítica una crenulación muy difusa. La superficie de estratificación S_1 , puede ser coincidente con la única esquistosidad perceptible S_2 o bien formar un ángulo aparente inferior a $30-35^\circ$.

En las metagrauvas las consecuencias del metamorfismo se ven peor reflejadas. Se trata de rocas de escasa matriz, de selección mediana, rara-

mente heterométricas y con tamaños que van desde arena fina a gruesa, prevaleciendo siempre los términos intermedios. Los clastos tienen formas angulosas y subangulosas (índice de redondeamiento de 0.3), existiendo un claro predominio de los de composición lítica sobre los cristalinos.

La unidad fragmentaria que constituye la casi totalidad de la roca se halla formada por clastos líticos de rocas metamórficas y volcánicas menos comunes, y por clastos cristalinos de cuarzo-albita-mica blanca-biotita-clorita en este orden de abundancia. Los constituyentes accesorios: rutilo, circón, apatito, turmalina, opaco y mineral de hierro suelen también ser detríticos o más raramente forman parte de algún fragmento lítico. Entre las rocas metamórficas destacan las pizarras, filitas, cuarcitas y chert y entre las volcánicas las de lavas de tipo queratofídico o espilítico y algunas de rocas filonianas porfídicas.

No hay diferencias apreciables entre unas metagrauvas y otras. Las escasas variaciones observadas son debidas fundamentalmente a la granulometría o al relativo incremento de clastos feldespáticos y/o volcánicos.

Las pizarras limolíticas son el tipo donde mejor se desarrollan a esta escala las estructuras sedimentarias; las laminaciones cruzadas, a veces irregulares y las estratificaciones normales o gradadas están presentes en la mayoría de los casos. El aspecto detrítico de las partículas constituyentes, cuyo tamaño varía de 20 a 60 μ , está todavía bien marcado. Su carácter textural es pizarroso, a menudo bandeado. La esquistosidad principal puede aparecer paralela a la S_1 o bien ligeramente oblicua a ella y a las laminaciones internas. Cuarzo, albita subordinada y material micáceo (sericita) son los constituyentes básicos; los accesorios coinciden con los de las metagrauvas.

En las pizarras pelíticas la presencia de cuarzo está relegada a pequeñas cantidades; en general son rocas compuestas por sericita abundante y clorita accesoria aunque puntualmente pueden llegar a ser fundamentalmente cloríticas.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

Las distintas mineralizaciones filonianas que aparecen en el ámbito de la Hoja, son de origen hidrotermal, de baja temperatura y relacionadas con fracturas y diques. Se trata de yacimientos filonianos de cobre asociados a

diques de cuarzo de dirección N 0°-40° E y N 150° E encajados en el Carbonífero. Todas las labores y escombreras poseen un gran recubrimiento vegetal, apreciándose difícilmente la mineralización.

6.1.1 Yacimientos filonianos de cobre

a) Mina de la Casa de los Quesos. Coordenadas: 270.550-302.750

Paraje: Al Este de la Casa de los Quesos y al Oeste de la casa de Tenencia Rojas.

Paragénesis: Pirita, óxidos de hierro rojos y negros, carbonatos, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y grauvacas de dirección N 133° E con 40° N de buzamiento.

Se trata de dos filones de cuarzo paralelos de dirección N 150° E sobre los que se hicieron importantes labores como calicatas, socavones de más de 400 m de longitud que atraviesan el cabezo y varios pozos de unos 7 m de profundidad.

b) Mina Patricio. Coordenadas 277.300-305.500.

Paraje: Al NO de la Casa de Patricio.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, óxidos e hidróxidos de hierro, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y grauvacas con tallos vegetales (*Archaeocalamites* sp.) y pistas de reptación (*Scalarituba*).

Se trata de dos filones de cuarzo paralelos de dirección N 40° E sobre los que hicieron varias calicatas y trincheras y un pozo de más de 4 m inundado.

c) Mina de Casiano. Coordenadas: 272.000-303.850.

Paraje: Al sur de la Casa de Casiano.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, blenda, óxidos de hierro, carbonatos, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y grauvacas.

Se trata de dos filones de cuarzo de dirección N 22° E sobre los que hicieron pozos y socavones ya tapados e inundados.

d) **Mina de Botones.** Coordenadas: 269.650-302.750.

Paraje: Al NE. de la Casa de Botones.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, óxidos de hierro rojos y negros, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y grauvacas de dirección N 102° E con 50° N de buzamiento.

Se trata de un filón de cuarzo de dirección aproximada N-S con socavones y dos pozos, uno en lo alto del cerro de 20 m de profundidad y otro abajo de 10 m, ambos inundados.

Resumiendo, la paragénesis en los registros de cobre está constituida fundamentalmente por pirita, calcopirita y óxidos e hidróxidos de Fe.

6.2 CANTERAS

Al sur de Villablanca y en las proximidades de la carretera que va a Ayamonte, se han explotado algunas canteras y pequeñas pedreras para áridos en las grauvacas groseras carboníferas, que en algunos puntos llegan los bancos a alcanzar una potencia de hasta 1,80 m.

Las dolomías del Muschelkalk son motivo de pequeñas explotaciones para áridos, siendo de mayor entidad las graveras en la Formación roja y el Glacis superior (Cuaternario).

6.3 HIDROGEOLOGIA

La zona que ocupa el Paleozoico se caracteriza por la carencia de acuíferos importantes debido a la poca permeabilidad de los materiales. La alternancia de tramos pizarrosos (impermeables) con tramos detríticos (permeables) de poca potencia, no permite la acumulación de agua, por lo que la poca que se aprovecha es superficial o de fractura.

El Paleozoico es en su conjunto pobre y no puede albergar ningún acuífero de interés. Por tanto las captaciones estarán controladas por un sentido estructural (fracturas, contactos tectónicos, etc.).

El acuífero que pueda ubicarse en los sedimentos del Trías, con los datos que disponemos de superficie es difícil de definir en cuanto a sus características y posibilidades.

De una parte la potencia aflorante de la serie del Buntsandstein es

pequeña y de escasa permeabilidad dada la alternancia de areniscas y lutitas.

Las dolomías y calizas dolomíticas del Muschelkalk pueden representar un buen acuífero dependiendo en primer lugar de la extensión del área ocupada bajo los pliocenos y cuaternarios por estos sedimentos; en segundo, de la extensión recubierta por las coladas de basaltos, muy impermeables, y en tercer lugar si el suprayacente son los limos arenosos grises, escasamente permeables, o la Formación roja. Si a todo esto le unimos la red de fracturas, muy intensa, es fácil deducir que el comportamiento hidrológico de los sedimentos triásicos es sumamente complejo.

La facies de los limos arenosos grises, se comporta como sedimentos poco permeables, si bien sus cambios laterales con aumento en la proporción de arena media-gruesa, hacia el contacto con el Paleozoico hace que sus posibilidades sean mayores, en el cuadrante nororiental, donde los pozos aforan escasos caudales, dada la poca potencia de este litoestrato en esta zona.

La Formación roja y el Glacis superior, por su constitución y extensión superficial e infrayacente semiimpermeable, parecen constituir en principio el acuífero más importante dentro del ámbito de la Hoja. De todas formas atendiendo a la compartimentación de bloques, que origina rápidos cambios de facies y el buzamiento original de este litoestrato, es posible que su drenaje sea rápido en muchos sectores y su hidrología muy compleja.

Atendiendo a criterios regionales y disposición estratigráfica de las distintas formaciones, sería lógico pensar que el acuífero más importante debe ubicarse, bajo los sedimentos del Cuaternario reciente de las zonas de marisma, tal como ocurre en la zona de la marisma del Guadalquivir con una disposición similar. Apuntamos pues la posibilidad, de acuíferos más importantes que los de superficie, bajo las zonas de marisma, entre Ayamonte y La Redondela.

8 BIBLIOGRAFIA

- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de El Cerro de Andévalo (núm. 937)". *I.G.M.E.*
- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de Nerva (núm. 938)". *I.G.M.E.*
- BARD, J.P. (1969).— "Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Arcena en Andalousie occidentale: sa place dans le segment hercynien sud-ibérique". *Thèse, Université de Montpellier*, 398 p.
- BERNARD, A.J. (1972).— "A propos des limites actuelles de la prospection indirecte en mines métalliques". *Extrait des Annales des Mines de Belgique*, 21 p.
- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1971).— "Sur la localisation géotectonique des amas pyriteux massifs du type Riotinto". *C.R. Acad. Sci. Paris. t. 273*, pp. 1087-1090.
- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1974).— "Aperçu sur la province pyriteuse sud-ibérique. Centenaire de la société géologique de Belgique. Gisements stratiformes et provinces cuprifères". Liege, pp. 287-315.
- BOOGAARD, M. Van Den (1963).— "Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal". *Geol. Mijnb*, núm. 42, pp. 248-259.
- BOOGAARD, M. Van Den (1967).— "Geology of the Pomarão region (Southern Portugal)". *Doctoral Thesis. Univ. of Amsterdam*. Rotterdam. Deltro, 113 p.
- BOOGAARD, M. Van Den y SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Conodonts faunas from Portugal and Southwestern Spain". *Scripta Geolog.*, núm. 28, pp. 1-43.
- BOUMA, A.H. (1962).— "Sedimentology of some flysch deposits". *Elsevier*, Amsterdam, 168 p.
- CARANTINI, C.; VIGUIER, C. (1973).— "Etude palynologique et sédimentologique des sables Holocenes de la falaise littorale d'El Asperillo (Huelva)". *Est. Geol.* vol. XXIX C.S.I.C. Madrid.

- CARVALHO, D.; CORREIA, H.; INVERNO, C. (1976).— "Contribuição para o conhecimento geológico do grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e grupo do Pulo do Lobo". *Neun. y Notic.*, núm. 82, pp. 145-169. *Univ. Coimbra.*
- CARVALHO, D. (1977).— "Geología, Metalogenia e Metodología da investigação de sulfuretos polimetálicos do Sul de Portugal". *1^{er} Curso Roso de Luna Area II. I.G.M.E.* pp. 91-145.
- CARVALHOSA, A. O da (1961).— "Contribuição para o estudio dos ofiolitos de Baixo Alentejo. Espilotos da região de Castro Verde-Messajana". *Com. Serv. Geol. Portugal*, núm. 45, pp. 371-390.
- CLIFTON, E.; HUNTER, R.; PHILLIPS, L. (1971).— "Depositional structures and processes in the non-barted Heigh-energy nearshore". *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 41, núm. 3, pp. 651-670.
- CRUZ GASPAR, O da (1961).— "Associação genética dos espilotos com os jazigos de manganés de Baixo Alentejo". *Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 15, pp. 177-196.
- DESPREZ, D. y SOLER, E. (1970).— "Les minéralisation pyriteux et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva". *Bull. B.R.G.M. Paris*, sect. II, núm. t, pp. 5-16.
- DOETSCH, J. (1957).— "Esbozo geoquímico y mineralogenético del criadero de piritas "Las Herrerías" Puebla de Guzmán (Huelva)". *Bol. Inst. Geol. Mins. Esp.*, Madrid, vol. 68, pp. 255-306.
- FEBREL, T. (1965).— "Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas, núm. 959". *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 77, pp. 187-202.
- FEBREL, T. (1966).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de Calañas (núm. 959)". *I.G.M.E.*
- FEBREL, T. (1967).— "Estratigrafía, Tectónica y Petrografía de la zona de Calañas (Huelva)". *Enadimsa*, Madrid.
- FERNANDEZ ALVAREZ, G. (1975).— "Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del SO ibérico y sus métodos de prospección". *Studia Geológica*, IX, pp. 65-102, Salamanca.
- GARCIA PALOMERO, F. (1974).— "Caracteres estratigráficos del anticlinal de Riotinto". *Studia geológica*, VIII, pp. 93-124, Salamanca.
- GAVALA, J. (1936).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 1.017, El Asperillo". *IGME*, Madrid.
- GAVALA, J. (1949).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 1.018, El Rocío". *IGME*, Madrid.

- GAVALA, J. (1952).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 1.033, Palacio de Doñana". *IGME*, Madrid.
- GONZALO Y TARIN, J. (1878).— "Reseña geológica de la provincia de Huelva". *Bol. Com. Mapa Geol. de Espa.*, Madrid.
- GONZALO Y TARIN, J. (1886-1887).— "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva". *Mem. Com. Mapa Geol. de Esp.*, Madrid.
- HOLLINGER, R. (1958).— "Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva". *Tesis Geol. Inst. Munster*.
- HORIKOSHI, E. (1969).— "Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-Type Deposits in the Kosaka. Distric, Japan". *Mineral Deposita* (Berlín), 4, pp. 321-345.
- KINKEL, A.R. Jr. (1962).— "Observation on the pyrite deposits of the Huelva district (Spain), and their relation to volcanism". *Econ. Geol.*, 57, Lancaster, pp. 1071-1080.
- KLOCKMANN, F. (1894).— "Ueber die lagerartige Natur des kiesvorkommen des südlichen Spaniens und Portugals". *Sitzber, d. k. preuss. Akad, Wiiss. Berlín*. v. 46, pp. 1173-1181.
- LECA, X. (1976).— "Le volcano-sédimentaire de la région d'Alcoutim (baixo Alentejo-Portugal)". *Comunic. Serv. Geol. Port.* t. 60, pp. 139-149.
- LECOLLE, M. (1971).— "Note préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la Province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques". *C.R. Acad. Sci. Paris*. t. 270, pp. 1563-1566.
- LECOLLE, M. (1971).— "Séquence lithostratigraphique et phases de déformations dans une partie de la province pyrito-cuprifère de Huelva. Conséquences à l'échelle régionale". *C.R. Acad. Sci. Paris*. t. 272, pp. 1956-1959.
- LECOLLE, M. (1972).— "Sucesion lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva; positions des minéralisations manganésifères et pyriteuses". *C.R. Acad. Sci. Paris*. t. 274, pp. 505-508.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1973).— "Métallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyritocuprifère sud-Ibérique". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, pp. 141-144.
- LECOLLE, M.; ROGER, G.; AYE, F. y MOLIERE, P. (1977).— "Amas sulfurés volcano-sédimentaires. La ceinture sud-Ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole mediane". *Université Pierre et Marie Curie*. Paris, 387 p.
- MAGNE, J.; VIGUIER, C. (1970).— "Stratigraphie du Néogène de la

- bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona". *Bulletin de la Société Géologique de France*. T. XII, pp. 200-209, París.
- MALDONADO, A. (1972).— "El delta del Ebro". *Boletín de Estratigrafía. Facultad de Ciencias*. Barcelona.
- MENENDEZ AMOR, J. (1964).— "Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva". *Estudios Geológicos. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C.* vol. XX, pp. 183-186, Madrid.
- MESEGUER, J.; PRIETO, I.; ROSSO DE LUNA, I. y PEREZ REGODON, J. (1945).— "Investigación de los nuevos yacimientos de cobre en las provincias de Sevilla y Huelva". *Bol. IGME*, t. 58, 3ª serie, Madrid.
- MUÑOZ CABEZON, C.— "Memoria del Sondeo núm. 9 "El Asperillo". Comisión de Investigaciones Petrolíferas "Valdebro". Madrid, septiembre 1967 (inédito).
- OLIVEIRA, J.T.; HORN, M. y PADROTH, E. (1979).— "Preliminary note of the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern Portugal and on the palaeogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65: 151-168.
- PASSEGA, R. (1957).— "Texture as characteristic of clastic deposition". *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. V. 41, núm. 9, pp. 1952-1984.
- PASTOR, F. y LEYVA, F.— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 núm. 1.000. Moguer", *IGME*, Madrid, 1974.
- PERCONIG, E. (1962).— "Livre a la mémoire du professeur Paul Fallot. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranées et alpins d'Europe". *Société Géologique de France*, T.I. París.
- PERCONIG, E. (1964).— "El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno". *II Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo (Sabadell-Madrid). Cursos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada C.S.I.C.* fasc. IX, pp. 218-229, Madrid.
- PERCONIG, E. (1966).— "Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico andalucense para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina". *Notas y comunicaciones IGME*, vol. 91, pp. 13-40, Madrid.
- PERCONIG, E. (1966).— "Sull'esistenza del Mioceno Superiore in facies marina nella Spagna meridionale". *III Reunión C.N.M.S.*, pp. 288-303, Berna.
- PERCONIG, E. (1968).— "Biostratigrafía della sezione di Carmona in base al foraminiferi planctonici". *Giornale di Geologia. IV Congreso Intern. de Geología*, vol. 35, pp. 191-218, Bologne.
- PERCONIG, E. (1971).— "Sobre la edad de la transgresión del Terciario

- marino en el borde meridional de la meseta". *ADARO, Revista de Micro-paleontología*, vol. 29, pp. 309-323, Madrid.
- PERCONIG, E. (1974).— "Informe Geológico sobre el Sustrato de la parte Occidental del Valle del Guadalquivir. E.N. ADARO (Div. de Geología) (inédito).
- PEREZ MATEOS, ORIOL RIBA (1961).— "Estudio de los sedimentos Pliocenos y Cuaternarios de Huelva". *II Reunión de Sedimentología C.S.I.C.* p. 88-94, Madrid.
- PFEFFERKORN, H.W. (1968).— "Geologie des Gebietes zwischen Serpa un Mértola (Baixo Alentejo, Portugal)". *Munst. Forsch. Geol. Palaont.*, H, pp. 9-134.
- PINEDO VARA, I. (1963).— "Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento". *Ed. Summa*. Madrid, p. 1003.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1963).— "Notas geológico-estructurales de la zona norte de Riotinto". *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, t. 19, pp. 67-99.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1969).— "El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 71, p. 229.
- RAMSAY, J.G. (1960).— "The deformation of early linear structures in areas of repeated folding". *Jour. Geol.*, vol. 68, pp. 75-93.
- RÖMER, F. (1872).— "Ueber das Verkommen von Culmschichten mit Posidonomya becheri auf dem Südbhange der Sierra Morena in their Provinz Huelva". *Zeit. d. Deutsch. geol. ges.*, t. 24, Berlín.
- SAAVEDRA, J.L.; BOLLO, M.F. (1966).— "Estudio Geológico-Estructural de la cuenca del río Genil". *Ministerio Obras Públicas C.E.H.*, pp. 1-45, Madrid.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970).— "The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian Pyrite Belt". *Miner. Depos.*, vol. 5, pp. 273-279.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970).— "Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal". *Geol. Mijnb.*, vol. 49, pp. 439-450.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— "An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt". *Bol. Geol. Min.* Madrid, vol. 82-84, pp. 239-268.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. Min.*, vol. 82-84, pp. 304-308.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme comments". *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969).— "Folded over-

- thrusts at Aljustrel (South Portugal)". *Geol. Mag.*, Cambridge, vol. 106, núm. 2, pp. 130-141.
- SELLEY, R.C. (1976).— "Medios sedimentarios antiguos". *Edit. H. Blume. edic.* Madrid, pp. 1-251.
- SOLER, E. (1971).— Observations préliminaires sur la province métallogénique de Huelva. Stratigraphie et tectonique". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp. 1197-2000.
- SOLER, E. (1973).— "L'association spilites-quartzkératophyres du sud-ouest de la Péninsule Ibérique". *Geol. Mijnb.*, Rotterdam, t. 52, núm. 5, pp. 277-288.
- STRAUSS, G.K. (1970).— "Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 77, 266 p.
- STRAUSS, G.K. y MADEL, J. (1974).— "Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite-belt". *Geol. Rundschau*, vol. 63, pp. 63, pp. 191-211, Stuttgart.
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1974).— "La faja pirítica hispano-portuguesa y el papel de la geología en su prospección minera". *Industria Minera*, pp. 25-38.
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1977).— "Exploration practice for strata-bound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt.: Geology, Geophysics and Geochemistry". *Springer-Verlag*, Berlín, pp. 55-93.
- TORRES, T. (1974).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 999, Huelva". *IGME*, Madrid.
- TURNER, F.J. y WEISS, L.E. (1963).— "Structural analysis of metamorphic tectonites". *McGraw-Hill*, New York, IX + 545 pp.
- VAZQUEZ, F. y ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de Valverde del Camino (núm. 960)". *IGME*.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1977).— "Geología, Metalogenia y Metodología de la Investigación de Sulfuros Polimetálicos del Suroeste de España". *1^{er} Curso Rosso de Luna. Area II. IGME*.
- VEGAS, R. (1974).— "Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica". *Bol. Inst. Geol. Min.*, t. LXXXV-II, pp. 153-156.
- WEBB, J.S. (1958).— "Observations on the geology and origin of the San Domingos pyrite deposit, Portugal". *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 42, pp. 129-143.
- WEISS, L.E. (1959).— "Geometry of superposed folding". *Geol. Soc. América Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.

- WHITTEN, E.H. (1966).— "Structural geology of folded rocks". *Rand McNally*. Chicago, 663 p.
- VIGUIER, C. (1969).— "Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)". *Boletín Geológico y Minero. IGME*, T. LXXX, V. 6, pp. 545-546. Madrid.
- VISHER, G.S. (1969).— "Gran sizedistributions and depositional processes". *J. Sediment. Petrol.* 39, (1.074-1.106).
- WILLIAMS, D. (1934).— "The geology of the Riotinto mines, Spain". *Trans. Inst. Min. Met. Lond.*, vol. 43, pp. 593-640.
- WILLIAMS, D. (1962).— "Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Riotinto Spain". *Trans. Inst. Min. Met. London*, vol. 71, pp. 265-266.
- WILLIAMS, D. (1966).— "Volcanism and ore deposits". *Freiberger Forschungs hefte*. C. 210. Leipzig, pp. 93-111.