



**IGME**

**903**

**17-36**

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

## MONTORO

Primera edición

857 VALEZQUEJO 14-34	858 EL VISO 15-34	859 POTORRERO 16-34	860 ESTECALENTITO 17-34	861 ISLA DEL CERRO 18-34	862 STA. ELENA 19-34	863 ALBACETE MARIA 20-34
879 ZARZUELA 14-35	880 TREPES 15-35	881 VILLANUEVA 16-35	882 CARBONA 17-35	883 VILLEGAS 18-35	884 LA CANDINA 19-35	885 SANTISTEBAN 19-35
900 CARBONCHOSA 14-36	901 HOLMOSA 15-36	902 ADMILIZ 16-36		904 OLICOBRI 18-36	905 L-NARES 19-36	906 URDIA 20-36
921 NEVADA DE LA C 14-37	922 S.M. DE TALAVERA 15-37	923 TORREBLA 16-37	924 BUSTAMANTE 17-37	925 PORTUGA 18-37	926 MONTEGRAN 19-37	927 IBIZA 20-37
942 PALMA DEL RIO 14-38	943 PEÑAS 15-38	944 ESPINO 16-38	945 CATINO DEL RIO 17-38	946 MARIPOS 18-38	947 JACEN 19-38	948 JUANSES 20-38



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
**E. 1:50.000**

**MONTORO**

**Primera edición**



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

**Esta Memoria ha sido redactada por:**

D. Joaquín Armengot de Pedro, Dr. Ingeniero de Minas.  
D. Humberto Pérez Domínguez, Geólogo.  
D. Jesús Ramírez Copeiro del Villar, Ingeniero de Minas.  
D. Ricardo Castelló Montori, Geólogo.  
De ENADIMSA con Normas y Supervisión del IGME.

**Han colaborado:**

*Fotogeología:* D. Emilio Moreno de Castro, Dr. Ingeniero de Minas.  
*Macropaleontología:* D.\* Trinidad del Pan Arana, Dra. en Ciencias Geológicas.  
*Micropaleontología:* D. Carlos Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas.  
*Petrología:* D.\* Aurora Argüelles Alvarez, Geólogo, y D.\* Amparo de las Heras, Geólogo.  
*Sedimentología:* D. José Ubaldo Martínez Martínez, Geólogo.

Depósito Legal: M - 2.446 - 1973

---

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

## **1. ESTRATIGRAFIA**

Los materiales que en esta zona han sido cartografiados se integran dentro de las unidades crono-estratigráficas que a continuación se describen, según su orden cronológico decreciente:

- 1) Devoniano Medio (y posiblemente Inferior).
- 2) Carbonífero Inferior.
- 3) Rocas Intrusivas y metamórficas (ver Petrología).
- 4) Triásico.
- 5) Mioceno.
- 6) Cuaternario.

### **1.1. DEVONIANO MEDIO**

Aflora en la parte SO. de la Hoja, estando limitado al N. y S. por el Carbonífero Inferior, que más adelante describiremos, y al E. por los terrenos post-paleozoicos que ocupan la parte sur de la Hoja, bajo los cuales desaparece para aparecer esporádicamente, en pequeños islotes, en el Cerro de Nava, al N. de la carretera que desde Montoro va a Villa del Río, y junto a la central eléctrica de la Vega de Armijo, construida en el Guadalquivir entre las dos poblaciones citadas.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se pueden diferenciar dos grandes unidades dentro de los materiales incluidos en este Sistema.

- a) Una unidad inferior azoica, en general conglomerática, que a su vez comprende tres tramos diferenciados en la cartografía, en función de la naturaleza de los materiales que los integran.
- b) Una unidad superior cuarcítico-arenosa fosilífera.

La unidad inferior tiene en su base un conglomerado silíceo con cantos de cuarcita muy desgastados y heterométricos, oscilando sus tamaños entre 1 y 50 cm. Este conglomerado presenta intercalaciones de cuarcitas masivas, alguna de las cuales llega a alcanzar los 6 m. de potencia. Inmediatamente encima del conglomerado existen unos niveles de cuarcitas masivas de pátina gris blanquecina, grano fino y bastante recristalizadas.

Los movimientos habidos durante las primeras fases de la orogenia hercínica deben ser, sin duda, responsables de que estas unidades inferiores afloren únicamente en la parte del Devónico comprendida entre los arroyos Arenoso y Arenosillo, sin que hayamos podido localizarlos más a poniente.

Morfológicamente, estos materiales originan relieves escarpados, cuyo aspecto masivo e intensa fracturación dificultan el reconocimiento de estructuras primarias, por lo que no ha sido posible precisar la potencia de los mismos.

Sólo en el corte que en ellos ha producido el arroyo Arenosillo pueden reconocerse los planos de estratificación, no sólo individualizados, sino también formando parte de pequeñas estructuras.

Los últimos tramos de esta unidad inferior están formados por rocas arcillosas conglomeráticas, con gran predominio de estas últimas.

Las rocas arcillosas, donde aparecen, muestran una perfecta estratificación, y se intercalan esporádicamente sin posición definida entre los niveles conglomeráticos.

Las rocas conglomeráticas, que oscilan por el tamaño de sus fragmentos líticos entre microconglomerados (2 mm.) y auténticos conglomerados (15 milímetros), están compuestas por una matriz arcillosa y fragmentos de pizarras y areniscas, en las cuales se observa perfectamente su primitiva estratificación.

Dentro de este material aparece intercalada una corrida de cuarcitas brechoides, que afloran en cierre sinclinal fracturado en el borde occidental de la Hoja.

La estratificación de estos materiales no es neta, salvo en casos excepcionales, mostrando, sin embargo, una esquistosidad incipiente e irregular casi siempre buzando al Norte.

En los arroyos que desembocan al Guadalquivir, en los alrededores de Montoro, estos niveles se manifiestan como materiales arcillosos más o

menos arenosos, muy micáceos, haciendo conglomeráticos a medida que se avanza hacia el Norte, siendo ya un auténtico conglomerado pizarroso lo que se encuentra en las proximidades de los Baños del Arenosillo.

Estos afloramientos presentan una dirección NO.-SE., típicamente hercínica, y aunque su potencia aparece un poco exagerada en el corte geológico I-I', debido a que a lo largo de esa dirección no se observó plegamiento alguno, el hecho de que en otros lugares presenten la misma tónica de plegamiento que el resto de los materiales devonianos parece indicar una potencia, para este nivel, bastante menor que la que se representa en el mencionado corte.

Los intentos de datación, realizados a partir de muestras tomadas de estos materiales, algunos de los cuales presentan fauna de crinoideos incalificables, no han dado resultado alguno. Por otra parte, se ha intentado el análisis palinológico de diversas muestras, y a tal objeto se enviaron a la Universidad del Estado de Florida para su estudio por el profesor F. H. Cramer. Según éste, el material en cuestión ha sufrido un régimen térmico prolongado, superior a los 200°C, lo cual ha causado la volatilización del material orgánico, imposibilitando su estudio.

La segunda gran unidad que se ha diferenciado dentro del Devónico, y que constituye el techo de la serie en la zona, está formada por unos materiales arcillosos con una cierta pizarrosidad, y a menudo con coloración verdosa, que alternan con pequeñas capas cuarcíticas o areniscas cuarcíticas con un cierto contenido en mica y de tonalidades rojizas.

En esta unidad, la diferente competencia de los tramos alternantes marca, en muchos lugares, de forma clara la estratificación. En otros, esa alternancia no existe, presentándose los materiales en forma de un monótono conjunto de areniscas arcillosas finas, en las que no es posible distinguir el primitivo plano de estratificación.

Al igual que en los niveles inferiores, siguen apareciendo aquí corridas de cuarcitas masivas intercaladas, que son en algunos lugares brechoides, cobrando su máximo desarrollo en potencia, en el tramo del Arroyo de la Parrilla, que marcha paralelo a la carretera de Adamuz a Villanueva de Córdoba (extremo occidental de la Hoja), donde existe una potente banda que se extiende hacia el Norte, formando un cierre que limita todo el Devónico Occidental, y constituye el techo de la serie correspondiente a este sistema, en la zona de estudio.

No se ha podido datar directamente esta unidad dentro de la Hoja, por lo que hemos tratado de hacerlo estableciendo correlaciones litológico-estructurales con materiales de edad conocida fuera de la zona en estudio. Por una parte, la unidad en cuestión se prolonga en dirección NO. a través de las Hojas de Adamuz, Espiel y Valsequillo (ver síntesis geológica 1:200.000, Hojas núms. 69 y 70), y en la Hoja de Valsequillo (T. FEBREL, 1963) está datada, sin lugar a dudas, como perteneciente al Coblecicense Superior-Eifeliense.

Por otro lado, en 1964, T. FEBREL y J. S. DE SANTAMARIA describen en el ángulo NO. de la Hoja de Bujalance, entre los km. 6 y 7 de la carretera de Pedro Abad a Adamuz, junto a la presa sobre el Guadalquivir, un yacimiento fosilífero en unas cuarcitas, cuya edad atribuyen al Devoniano por la existencia de *Lindstromia cornuhirci*, Weiss.

En este mismo lugar hemos hallado una fauna de Branquiópodos, en la que se han determinado las siguientes especies:

- Spirifer disjunctus*. Phillips.  
*Rhynchonella pleurodon*. Phillips.  
*Streptorhyncus Cf. Umbraculum*.  
*Orthis striatula*. Scholteim.  
*Productus* Sp.  
*Atripa reticularis*. Linné.

La distribución estratigráfica de esta fauna fósil permite datar estos terrenos como pertenecientes al Devoniano Medio (Eifeliense). Los fósiles se encuentran en el techo de una estructura anticlinal, cuyo eje tiene una dirección O.-NO. Los materiales correspondientes a esta unidad del techo afloran a favor de esa estructura, sin que aparezcan aquí el resto de los materiales inferiores que completan la serie, debido probablemente a que la erosión no ha profundizado suficientemente. Se ha medido la potencia del Devoniano a lo largo de la citada estructura anticlinal, obteniéndose un espesor de 1.475 m. para este sistema.

Hacia el E., el Devoniano desaparece bajo el Trías y el Mioceno en la Hoja de Bujalance, prolongándose hacia el O. en la de Adamuz, por el sur de esta localidad. El flanco sur de este anticlinal se hunde bajo el Viseano, al norte de Villafranca de Córdoba, y el flanco norte, como ya se dijo, se hunde también al sur de Adamuz, bajo el Viseano, que forma a su vez un sinclinal a favor de cuyo flanco norte aflora todo el Devoniano de la Hoja de Montoro.

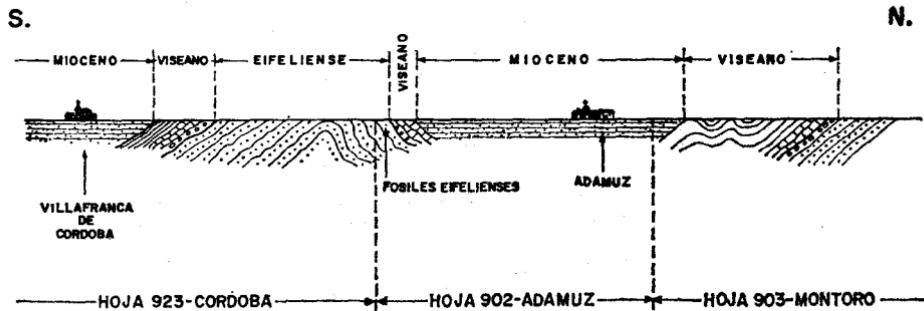


Fig. 1

Por todo lo anterior, creemos que no existe duda en cuanto a la edad devoniana media de esta unidad superior de la serie, por lo que los niveles inferiores cabe pensar pertenezcan al Devoniano Inferior.

Un corte esquemático, siguiendo la línea Villafranca de Córdoba-Adamuz, aclarará todo lo dicho anteriormente (Fig. 1).

Finalmente, y como síntesis de todo lo que aquí se ha descrito, la serie devoniana en esta zona sería la siguiente:

Eifeliense	{ Cuarcitas y areniscas alternando con arcillas plazarrosas.
Devoniano Inferior?	{ Conglomerados, microconglomerados arcillosos y cuarcitas. Conglomerados cuarcíticos.

## 1.2. CARBONIFERO

Como ya se dijo, el Devoniano limita a N. y a S. con terrenos del Carbonífero Inferior. La franja de este terreno que constituye el límite sur, apenas presenta extensión, debido al recubrimiento de Trías y Mioceno, siendo únicamente visible en la carretera de Adamuz a Villanueva de Córdoba, en un tramo de 1 km. aproximadamente, entre Adamuz y la desviación que va a Montoro, y en el río Arenosillo, al sur de la carretera Adamuz-Montoro.

Mucha mayor extensión presenta al norte de la mancha devoniana, alcanzando al menos 10 km. hacia el Norte, hasta que es interrumpida por el asomo ígneo del Batolito de Los Pedroches.

En los niveles más bajos de esta unidad, situados inmediatamente encima del Devoniano Medio, existen una serie de niveles calizos lentejonares, que localmente alternan con un conglomerado de cantos de pequeño tamaño de cuarcitas, pizarra, arenisca y fragmentos calcáreos.

Estas calizas presentan abundante fauna de Foraminíferos, Brizozos y Equinodermos, que permiten datarlos como pertenecientes a un tramo que oscila entre el Viseano Medio (parte alta), Viseano Superior y el Namuriense A.

En la Hoja, estos afloramientos calcáreos se encuentran en las canteras existentes al N. de Adamuz, junto a la carretera de Villanueva de Córdoba, en los Baños de Arenosillo y en un barranco que nace al Este del lugar llamado «El Canahejal» y desemboca en el Arenosillo.

Los niveles superiores están constituidos por una serie alternante de pizarras y grauwacas que se extienden ininterrumpidamente hacia el N. Esta gran extensión puede hacer pensar que la potencia de este Carbonífero Inferior sea muy importante. Ahora bien, el estudio tectónico realizado pone de manifiesto una estructura que no es sino una sucesión ininterrumpida

de pliegues de pequeña amplitud, siendo ésta la razón por la que esta unidad, sin duda de escasa potencia (quizá 300-400 m.), ocupa tan grande extensión.

La alternancia de pizarras y tramos arenosos son el resultado de la deposición en un medio sedimentario marino somero, aunque más profundo que el que presidió la deposición de las calizas recifales, con oscilación del fondo durante la sedimentación o con variaciones de energía en los aportes.

La estratificación de estos materiales queda patente en los tramos donde la alternancia es clara, siendo más laboriosa su búsqueda en zonas en que existe predominio de material pizarroso, manifestándose en estas últimas por un leve fajeado originado por los cambios de composición del medio durante la deposición.

El resto de las estructuras que aparecen son motivo del estudio tectónico adjunto y son descritas con detalle en el mismo.

### 1.3. TRIASICO

Aparece en posición subhorizontal, discordante sobre el Paleozoico. Se manifiesta en esta zona con una facies Bunt, típica, con un conglomerado cuarcítico basal, encima del cual se sitúan las areniscas rojas.

El conglomerado presenta cantos cuarcíticos muy desgastados, de dimensiones que oscilan entre 1 y 30 cm., cementados por una matriz arenoso-limosa. Su potencia es variable, habiéndose medido un máximo de 48 m. en las proximidades del cruce de la carretera que va de Villa del Río a Montoro, con la que une Marmolejo y Venta de Cardeña, y un mínimo de 8 m. junto a las fuentes del Balneario de Marmolejo.

Las areniscas rojas, que no son sino arcosas potásicas, con arcillas y óxidos de hierro con algo de fracción limosa, tienen una potencia mínima de 6 m., observada en la carretera que va de Villa del Río a la de Marmolejo-Venta de Cardeña (a 9,400 km. de Villa del Río), y un espesor máximo de 20 m., medidos en las proximidades del Balneario de Marmolejo.

Estos datos se complementan con los obtenidos en un sondeo efectuado por el Instituto de Colonización en la carretera Montoro-Villanueva del Duque, entre los km. 4 y 5, en el que obtienen una potencia de 63 m. para el Trías.

El ambiente sedimentario en el que se depositaron estos materiales debió ser costero, muy próximo al litoral.

### 1.4. MIOCENO

Se depositó horizontal sobre un Trías sensiblemente inclinado, parcialmente erosionado, por lo que existe una ligera discordancia que no ha sido reflejada en la cartografía por su escaso desarrollo.

La deposición de este Mioceno comenzó con un conglomerado poco potente, con cantos cuarcíticos, areniscosos, restos de ostreas y matriz arenoso-limosa, no sobrepasando los 6 m. de potencia en los lugares donde aparece.

Sobre estos conglomerados se depositaron sedimentos carbonatados de biomicritas y bioesparitas, con intercalaciones de arenas y limos arcillosos.

Se puede dar una potencia mínima para el Mioceno, en la Hoja, de 25 m.

El estudio de muestras levigadas de sedimentos arenosos-arcillosos, existentes en las proximidades de Villa del Río, y otras duras calcáreas, tomadas cerca de las fuentes del Balneario de Marmolejo, y que fue realizado por el Servicio de Estratigrafía de ENADIMSA, nos da una edad *Tortoniense Superior* para estos sedimentos.

Respecto al ambiente sedimentario, se trata de un Mioceno transgresivo sobre el Triás prebético, depositado en un ámbito litoral abundante en foraminíferos planctónicos y bentónicos.

## 1.5. CUATERNARIO

El Cuaternario viene representado en esta Hoja exclusivamente por sedimentos fluviales, compuestos por los siguientes materiales: terrazas, arenas y limos.

En la zona E. encontramos tres niveles de terrazas, formados por conglomerados fundamentalmente, arenas y arenas limosas, mientras que en el O. podemos determinar cuatro niveles de terraza de similar composición litológica y granulométrica. En realidad son plataformas de erosión de gran desarrollo superficial.

Como cuaternario más reciente encontramos los suelos con características mineralógicas bien definidas y que son reflejo de los materiales infrayacentes.

## 2. TECTONICA

La región objeto de estudio está ocupada por dos grandes estructuras: un anticlinal devónico en el extremo occidental y la parte meridional de un extenso sinclinal carbonífero, que en su flanco sur descansa sobre la estructura anterior, y que se extiende hacia el norte en más de 40 km., hasta la aparición del Devónico del N. de Conquista. Este sinclinalio está interrumpido por la masa ígnea del Batolito de Los Pedroches.

El Devónico, que constituye la formación más antigua, forma un anticlinal que desaparece bajo estratos del Carbonífero, tanto en su flanco N. como en su flanco S., no siendo aquí visible este contacto, salvo en los lugares en que no está cubierto por sedimentos triásicos y miocenos.

Ambos contactos entre el Devoniano y el Carbonífero son normales, como puede observarse en los baños del Arenosillo, en el cauce del arroyo del mismo nombre y a lo largo de toda la línea de separación entre ambas unidades en su contacto norte. En la carretera de Adamuz a Villanueva de Córdoba y en el arroyo Pedrocheño, afluente del Tamajoso, en la vecina Hoja de Adamuz, puede verse la normalidad del contacto sur que buza en esa dirección.

Aun siendo normales los contactos entre Devoniano y Carbonífero, y estando ambas unidades en aparente concordancia, no cabe duda de que existe una discordancia erosiva entre ellas, debida a levantamiento de los estratos devonianos por fases orogénicas anteriores a la Astúrica, dentro de la orogenia Variscica, lo cual se pone en evidencia por estar el Viseano en contacto con diversas unidades de distinta edad, pertenecientes al Devoniano infrayacente.

Estos movimientos han debido tener un carácter bastante local, pues este mismo Devoniano Medio que aflora más al Sur, en las vecinas Hojas de Bujalance, Córdoba y Adamuz, forma un anticlinal normal, siendo las unidades superiores de él las que siempre están en contacto con la base del Carbonífero.

La falta de carreteras o cortes perpendiculares a la formación devoniana impide el conocimiento exacto del tipo de pliegues. Los pliegues volcados, manifestados únicamente a escala cartográfica, parecen tener la dirección de la macroestructura. Pocos mesopliegues se han encontrado, y los que aparecen en las cuarcitas se hallan muchas veces fallados.

El plegamiento principal corresponde a la fase Astúrica, y por ello ha afectado a todas las formaciones del territorio, imprimiendo el estilo tectónico dominante actuando en dos impulsos superpuestos, posiblemente coetáneos, siendo el principal el que define la dirección E.O. u ONO-ESE.

En los recorridos de campo efectuados se observa la existencia de pliegues de dos distintas generaciones. Los de la primera generación, puestos de manifiesto en cortes perpendiculares a la dirección axial (Fig. 2), son pliegues abiertos (a); asimétricos, con reto predominio de la rama que buza al N., que es la menos empinada (b); pliegues con la rama sur casi vertical (c) y a veces apretados (c'); y pliegues volcados con vergencia hacia el Sur (d), de los que en la mayoría de las veces su presencia viene determinada por las ramas invertidas (buzamiento del crucero inferior al del plano de estratificación) (d').

La sucesión ininterrumpida de todos estos tipos de pliegues, cuyas amplitudes no suelen superar los 300 m., sugiere el poco espesor alcanzado por los sedimentos carboníferos, lo cual no ha podido ser puesto de relieve con la suficiente fidelidad en los cortes que acompañan al plano geológico, debido a las limitaciones impuestas por la escala.

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

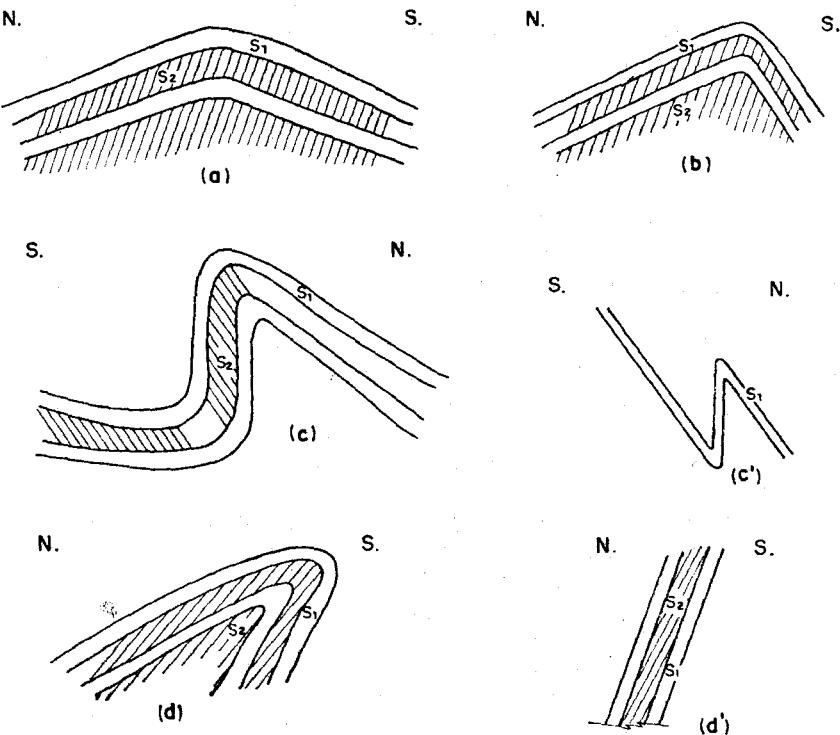


Fig. 2

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 NE-SO. En el área se han encontrado esporádicamente pliegues en esa dirección.

En la figura 2 representamos un esquema de los principales tipos de pliegues de la Hoja de Montoro.

El primer movimiento tectónico ha originado pliegues de eje  $B_{s1}^{s2}$  subhorizontales, de dirección ONO-ESE. o E-O.; y una pizarrosidad longitudinal  $S_2$ , que generalmente buza al N. y es subparalela a la superficie axial de esos pliegues. La  $S_2$  está más acentuada en los estratos incompetentes (pizarras) que en los competentes (cuarcitas, grauwacas), y se ha originado por la orientación de los minerales láminares contemporáneamente con los pliegues de ejes  $B_{s1}^{s2}$ .

Un segundo movimiento tectónico, originado por la misma fase orogénica, produjo pliegues transversos de eje  $B_{S1}^{s3}$ , de dirección NE-SO. La superficie axial de estos pliegues  $S_3$  es menos penetrativa que la  $S_2$ , y no ha podido ser determinada, pero su existencia está confirmada por la aparición de una disyunción acicular en las pizarras, motivada por la intersección de  $S_2$  y  $S_3$ . Ambos movimientos tectónicos parecen ser simultáneos, por el hecho de que  $B_{S1}^{s2}$  y  $B_{S1}^{s3}$  son perpendiculares entre sí.

Movimientos tardíos originaron pliegues en V (Kink folds) de  $S_2$ , de eje  $B_{S2}^{s4}$  subhorizontales, de dirección NE-SO. y una pizarrosidad  $S_4$  (strain slip cleavage), que generalmente buza al S. y con rumbo 30° al E. y es subparalela a la superficie axial de esas arrugas. En el diagrama 8 se han proyectado los polos de  $S_4$  en forma de puntos, y la dirección de  $B_{S2}^{s4}$  en forma de cruces, medidos en el Carbonífero de la zona SE. Los planos  $S_4$  parecen ser paralelos a los posibles existentes  $S_3$ . Este movimiento posterior ha podido pasar fácilmente inadvertido, por ser prácticamente coaxial con la segunda deformación, y solamente verse su acción en la pizarrosidad  $S_2$ .

Resumiendo, la fase orogénica principal corresponde a la orogenia herciana en su fase Astúrica, originando en la región una serie de anticlinales y sinclinales de vergencia S. y dirección que oscila entre ONO-ESE. y O-E., y su intensidad ha sido tal que ha podido borrar discordancias anteriores. De lo dicho se deduce que el plegamiento de esta zona no es cilíndrico.

Los datos mesoscópicos estructurales han sido examinados en detalle. Este análisis condujo al reconocimiento de varias estructuras penetrativas como planas, lineales y ejes de pequeños pliegues. El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos fases de deformación, posiblemente simultáneas.

Los elementos estructurales mesoscópicos son designados de acuerdo con la nomenclatura adoptada por TURNER y WEISS, 1963, y se han denominado como sigue.

$S_1$  = Estratificación. Se aprecia en las pizarras y arcillas por la alternancia de franjas de distinta composición. En el Carbonífero, la alternancia de pizarras y grauwacas sirve para determinar a  $S_1$ . En las cuarcitas, cuando son masivas, los planos  $S_1$  están definidos por una típica disyunción, que puede coincidir con alguna alternancia de color, debida a variaciones en la composición.

$S_2$  = Pizarrosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la primera generación, marcada por una orientación preferente de los minerales micáceos. A veces es subparalela a  $S_1$ .

$S_3$  = Superficie axial de los pliegues de la segunda generación, poco penetrativa y difícil de reconocer en el campo.

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

$B_{S^2}^{s1} = L_1$  = 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  $S_2$ .

$B_{S^3}^{s1} = L_2$  = 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  $S_3$ . Prácticamente,  $S_2$  no ha sido afectada por este plegamiento.

$B_{S^4}^{s2} = L_3$  = 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  $S_4$ .

### $\beta$ -Análisis.

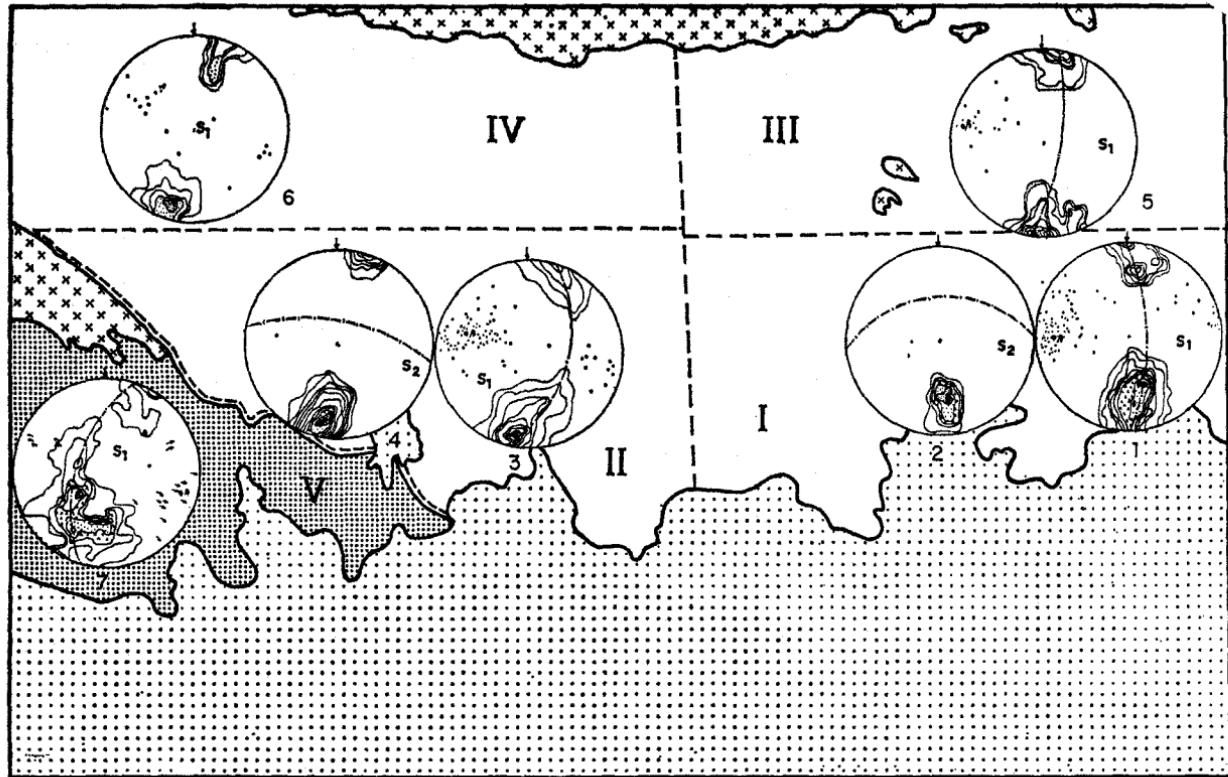
El área ha sido dividida en cinco dominios, correspondientes a regiones con direcciones axiales sensiblemente paralelas, y efectuado el análisis estadístico de la orientación y relaciones geométricas de los elementos estructurales en cada uno. Los resultados son combinados para dar la geometría megascópica del área completa. Los datos fueron proyectados en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales (Fig. 3).

*Geometría del dominio I* (Carbonífero SE).—En el diagrama 1 se han proyectado 275 polos de  $S_1$ , que definen un eje ( $\beta$ ) que se hunde  $20^\circ$  en dirección E.-O., representando el eje estadístico del primer plegamiento ( $F_1$ ). La mayor parte de los  $S_1$  definen un máximo (10 por 100), con una posición N.  $75^\circ$  E. y buzamiento de  $45^\circ$  hacia el N. El diagrama muestra asimismo la rama volcada hacia el sur de los pliegues de esta primera tectónica, que constituyen un máximo (8 por 100) correspondiente a una posición N.  $90^\circ$  E. y buzamiento de  $60^\circ$  hacia el N. De forma que la rama invertida o la que buza hacia el S., si el pliegue no es volcado, presenta buzamientos más fuertes.

Los polos no están distribuidos según círculo máximo, por lo que el plegamiento no es cilíndrico. La dispersión lateral de los polos  $S_1$  en torno al círculo máximo indica la existencia de un segundo movimiento tectónico ( $F_2$ ). También se observa este fenómeno en el sentido del «plunge» de los 110 ejes medidos que deberían hundirse invariablemente hacia el O. si el plegamiento hubiera sido cilíndrico, y lo hace unas veces al O. y otras hacia el E.

Los 68 polos de  $S_2$  (diagrama 2) forman en este dominio una concentración de 26 por 100 correspondiente a una posición N.  $80^\circ$  E., con un buzamiento invariablemente al N. de  $50^\circ$ . Dicho plano axial  $C_2$  contiene el eje  $\beta$ , es decir, es subparalelo al plano axial de la estructura definida por los polos de  $S_1$ .

La geometría de estas estructuras sugiere que este dominio muestra evidencia de dos formaciones superpuestas. Estadísticamente hablando,  $F_2$  produjo replegamiento de las primitivas  $L_1$ , causando la actual tendencia



EXPLICACION



DEVONIANO



TRIAS + MIOCENO



CARBONIFERO



GRANITO

Fig. 3.—Diagramas estructurales de las estratificaciones, esquistosidades y lineaciones de la Hoja de Montoro.

en el área. El hecho de que las  $L_1$  estén distribuidas aproximadamente a lo largo de un círculo máximo, sugiere que el polo de dicho círculo máximo coincide con el eje de la segunda deformación (WEISS, 1959; RAMSAY, 1960). Ambos autores apuntan para este segundo plegamiento un estilo de tipo similar o «Shear Folding». Las direcciones medidas para  $S_3$ , en las ocasiones en que ha sido posible, son N.-20 E.-85 N. En los diagramas 1 y 3 se han representado los círculos máximos correspondientes a este  $S_3$ , cuya intersección con los círculos máximos que contienen a  $L_1$  en ambos diagramas nos da la orientación del eje cinemático  $a$ , o sea, la dirección del transporte tectónico (RAMSAY, 1960), causante del estilo de pliegues similares de la segunda fase  $F_2$ . Debido a esta superposición de estructuras, la fábrica megascópica de este dominio parece tener simetría monoclinica o casi monoclinica.

*Geometría del dominio II* (Carbonífero SO).—En el diagrama 3 vienen proyectados 300 polos de  $S_1$ , que definen un polo  $\beta$  representando el eje estadístico del primer plegamiento ( $F_1$ ), que se hunde  $30^\circ$  en dirección N.  $70^\circ$  O. Se observa, por tanto, un giro aproximadamente de  $20^\circ$  hacia el NO. respecto de la posición de dicho eje en el dominio I. La mayoría de los polos  $S_1$ , con un máximo de 13 por 100, corresponden a un rumbo de N.  $75^\circ$  O. y  $75^\circ$  N. de buzamiento.

Los 93  $L_1$  muestran una dispersión muy acusada, con suaves hundimientos hacia el NE. y SO. La geométrica coincidencia entre el eje  $\beta$  y la mayoría de las lineaciones sugiere que ambos están relacionados con la misma fase de deformación: la fase  $F_1$ . Las lineaciones  $L_1$  han sido replegadas por una deformación posterior de tendencia NE-SO. ( $F_2$ ).

Los 94 polos de  $S_2$  (diagrama 4) están concentrados en un máximo (27 por 100), correspondiente a un rumbo N.  $78^\circ$  O. y de buzamiento  $70^\circ$  al N., y estadísticamente es subparalela al plano axial de la mayor estructura definida en el diagrama 3.

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

*Geometría del dominio III* (Carbonífero metamórfico NE).—En el diagrama 5, los 112 polos de  $S_1$  indican la existencia de un pliegue cuyo eje tiene un «plunge» de  $10^\circ$  en dirección N.  $77^\circ$  O. La mayoría de los  $S_1$ , con un máximo de 13 por 100, corresponden a un rumbo N.  $80^\circ$  O. y  $90^\circ$  de buzamiento. Es decir, que la proximidad del granito quizás haya originado el levantamiento de las capas.

Los 16  $L_1$  parecen disponerse próximos al eje  $\beta$ . Las pizarrosidades en este área, no representadas en el diagrama, no parecen variar de las del diagrama 2.

*Geometría del dominio IV* (Carbonífero metamórfico NO).—En el diagrama 6 se han proyectado 43 polos de  $S_1$  y 21 lineaciones  $L_1$ , no diferiendo

prácticamente de su análogo en el dominio II. La mayoría de las pizarrosidades  $S_2$  tienen un buzamiento N. bastante acusado.

*Geometría del dominio V* (Devoniano SO.).—Los 262 polos de  $S_1$  se han proyectado en el diagrama 7, y aunque la construcción del eje  $\beta$  se ha referido al círculo máximo trazado en el diagrama, y que viene a coincidir con las lineaciones marcadas, es posible la construcción de otro círculo máximo, cuyo polo  $\beta$  se hundiera hacia el O., mostrando el posible cabeceo del eje. Lo que parece probable es que las lineaciones marcan dicho  $\beta$ .

La mayor parte de las  $S_1$ , con un máximo de 9 por 100, responden a un rumbo de N. 90° E. y 40° de buzamiento al N. El diagrama muestra asimismo dos submáximos de 5 por 100. En esta zona devoniana la existencia de estructuras volcadas, manifestadas en el campo, podrían ser el motivo de dichos submáximos, pero la falta de planos de esquistosidad hace difícil la interpretación de los mismos.

La dispersión lateral de los polos  $S_1$  en torno al círculo máximo indica que el plegamiento no es cilíndrico, debido a la existencia del segundo movimiento tectónico, cuyo plano axial  $S_3$  tendría una tendencia NE.-SO. o N.-S. El hecho de que los ejes de las 21  $L_1$  cabeen al E. y O. es una evidencia de esta segunda estructura.

### 3. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos, datados paleontológicamente, pertenecen, como hemos dicho, al Devoniano Medio (Eifeliense-Givetiano). Los materiales anteriores representados por las dos distintas unidades conglomeráticas y las cuarcitas intercaladas entre ellas carecen de fauna, y no podemos precisar su edad absoluta. Cabe la posibilidad de que estos tramos conglomeráticos, inmediatamente inferiores al Eifeliense, están relacionados con elevaciones producidas por las últimas fases de la orogenia caledoniana.

Inmediatamente a techo de los estratos eifelienses aparecen capas datadas, sin lugar a dudas, como pertenecientes al Viseano Medio-Superior, y separadas de aquéllos por un estrecho conglomerado poligénico. Faltan, pues, todo el Devoniano Superior (Frasniense-Fameniano) y el Carbonífero Inferior (Tournaisiense y Viseano Inferior). Esto supone una emersión ocurrida al final del Eifeliense, debida quizás a la fase devónica media, que ha producido un hiato en la estratificación, que abarca el Devoniano Superior y el Carbonífero Inferior. También podría interpretarse considerando que el Devoniano Superior ha sido erosionado alemerger por movimientos habidos en la fase Bretónica o en la fase Sélkica, con lo cual también habría sido eliminado el Viseano Inferior. El precisar cuál de las fases orogénicas ha sido la responsable de estos movimientos anteriores a la fase Asturica implica el conocimiento detallado de la estratigrafía en una zona

mucho más amplia que la correspondiente a una Hoja, para determinar si en esta cuenca se han depositado o no el Devoniano Superior y el Carbonífero Inferior, que en nuestra zona no aparecen. Así pues, la naturaleza del contacto Devoniano-Carbonífero no es sino una discordancia erosiva, manifestada únicamente a escala cartográfica.

La fase orogénica principal, de edad posterior al Viseano Superior, probablemente la fase Astúrica, ha afectado a las dos formaciones cartografiadas, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de ejes  $B_{S1}^{s2}$  subhorizontales y rumbo que oscila entre el E-O. en la zona oriental, y el ONO-ESE. en la zona occidental. Esta misma orogenia ha causado la aparición de una pizarrosidad longitudinal  $S_2$  que buza invariablemente al N. y es subparalela al plano axial de los pliegues. Esta fase actuó intensamente con empujes dominantes provenientes del N., que dieron lugar a numerosos pliegues asimétricos con la rama que buza al Sur, más empinada que la que buza al Norte, e incluso a pliegues volcados hacia el S. y a una red de fallas longitudinales y transversales de las que estas últimas son más evidentes. Las fallas longitudinales son difíciles de observar por la monotonía que presentan los estratos carboníferos, y se manifiestan en el Devoniano en forma de fallas inversas, que superponen estratos más antiguos a otros más modernos. Las dos series de fallas transversales rumbo deslizantes, relacionadas con esfuerzos tangenciales, tienen direcciones NNE-SSO. y NNO-SSE., siendo mucho más frecuentes las primeras.

La misma fase Astúrica ha originado pliegues transversales de dirección muy próxima a la NS. del eje  $B_{S1}^{s3}$ , cuya existencia está confirmada por el cabeceo al E. y al O. de los ejes  $B_{S1}^{s2}$  de los pliegues y a la aparición espontánea de ejes de mesopliegues en esa dirección.

La fase Astúrica ha actuado, pues, en dos impulsos posiblemente coetáneos.

Movimientos hercínicos tardíos han plegado la pizarrosidad  $S_2$  en forma de pliegues en V o «Kink folds» por movimientos a lo largo de un plano  $S_4$  subperpendicular a  $S_2$ .  $S_4$  es el plano axial de esos pliegues en V, y su intersección con  $S_2$  origina una alineación  $B_{S2}^{s4}$ .  $S_4$  tiene una dirección NE-SO. y buzamiento hacia el S., y  $B_{S2}^{s4}$  un rumbo NE. y «plunge» de 30° hacia el N.

A la época de descompresión posterior pertenecen una serie de fracturas longitudinales del buzamiento N.

Aunque la intrusión de la gran masa ígnea del batolito de Los Pedroches y de los granitos que aparecen más al S., parecen corresponder a una misma época de finales de la orogenia, su edad puede cifrarse únicamente como posterior al Viseano, pues de esta edad son los sedimentos más modernos presentes en la Hoja, que aparecen con síntomas de metamorfismo de contacto.

Los movimientos hercínicos tardíos causantes del plegamiento en V sufrido por  $S_2$  son posteriores a la intrusión del complejo granítico. Esto ha sido puesto en evidencia en el estudio petrográfico, ya que los minerales de neoformación originados por metamorfismo térmico en los sedimentos carboníferos han sido deformados paralelamente a los pliegues en V.

La serie de diques porfídicos que acompañan al batolito ocupó su emplazamiento con posterioridad a favor de fracturas longitudinales de tensión, que coinciden con la dirección y buzamiento de la pizarrosidad longitudinal  $S_2$ .

A partir del Carbonífero, y como consecuencia de la orogenia hercínica, se produjo la emersión de la región, que a partir de entonces fue sometida a erosión como país rígido. La transgresión del mar Triásico dio lugar a la formación de una serie de cuencas compartimentadas de ambiente continental, en las que se depositaron los sedimentos conglomeráticos y detríticos del Buntsandstein, y quizá algún tramo superior. La emersión de estos sedimentos ha dado lugar a su erosión durante todo el Mesozoico y parte del Terciario.

Durante el Mioceno Superior, concretamente en el Tortoniense Superior, tuvo lugar una transgresión marina que alcanzó, a juzgar por los retazos de sedimentos de esa edad que todavía se conservan, hasta unos ocho kilómetros al N. de Montoro.

La retirada del mar Mioceno ha dejado al descubierto estos sedimentos, sometidos desde entonces a la erosión, pues no se hallan en la zona vestigios del Plioceno.

Los movimientos Alpinos no han efectuado a los sedimentos triásicos ni tortonienses, que aparecen horizontales, originando únicamente una serie de fracturas de componente vertical, por lo que la mecánica de formación debe responder a basculamiento de bloques.

Durante el Cuaternario se originan únicamente aportes de origen fluvial, es decir, niveles de terraza, arenas y limos.

#### 4. GEOLOGIA ECONOMICA

##### 4.1. MINERIA

Las tres únicas minas presentes en la Hoja se encuentran dentro de la aureola metamórfica de contacto del batolito de Los Pedroches.

Se trata de las concesiones llamadas: Mina Cuenca, Emilín II y Huertalabaja.

La mina Cuenca está situada al O. de la carretera de Montoro a Venta

de Cardeña, sobre el km. 22-23 antiguo, aproximadamente. La mineralización está compuesta por wolframita, schelita y arsenopirita con ganga de Q.

Los filones arman dentro de una pequeña apófisis granítica, relacionada con el batolito del N.

Esta zona ha tenido una intensa explotación, como lo demuestra la cantidad de labores abandonadas y de instalaciones ya derruidas. La mina Cuenca ha estado trabajando hasta julio de 1971, en que se pararon las labores por falta de mineral.

Otra zona minera que ha tenido importancia antiguamente es el llamado cerro del Vidrio o cerro Cabezas. Está situado en la carretera de Marmolejo a Venta de Cardeña, al O. y sobre el km. 24-25.

Todo el cerro está prácticamente perforado por labores antiguas. Al parecer la explotación duró hasta la década del cincuenta. Sabemos que en 1958 se estaba preparando la Compañía Minera de Córdoba para lavar las escombreras en la concesión Emilín II, y que ya había cesado la explotación.

La mineralización está formada por wolframita, schelita y arsenopirita en filones de cuarzo, siendo la roca de caja una apófisis granítica.

Estas dos asociaciones mineralógicas, tanto la de la mina Cuenca como Emilín II, indican una temperatura de formación alta correspondiente a la fase pegmatítica-neumatolítica.

La tercera mina localizada en la zona estudiada es la mina Huertalabaja, en el paraje de la Chaparrera, en la zona N. de la Hoja, y también dentro de la aureola de metamorfismo.

Se trata de una mina abandonada hace ya tiempo, aunque según mineros de la comarca, queda aún bastante Pb en profundidad, pero con el grave problema de estar inundadas las galerías por completo a causa de que la cota de esas labores es más baja que el nivel freático. El volumen de escombreras es grande, lo que nos da idea de la importancia que debió tener esta mina antiguamente.

Son filones de Q con galena, pirita, calcopirita, ankerita-siderita y barita, de dirección N. 56 O./55 N. y con roca de caja pizarras carbonosas mosaqueadas, con un rumbo de N. 46 O. y buzamiento 72 N.

Es de hacer notar que la dirección de los filones es la misma que la del complejo de diques cartografiados en esta zona. La asociación mineralógica es de temperatura baja, y consideramos se trata de filones típicamente hidrotermales.

Aparte de estas minas ya descritas, cabe mencionar la existencia de varios lugares en los que se encuentran calicatas y algunos intentos de explotación, como, por ejemplo, en el ángulo NE. de la Hoja y cerca del río Yeguas, donde se investigó una zona para Cu. También podemos anotar en el ángulo SE. del vértice del Cañahéjal, junto a los baños de Arenosillo, unas pequeñas labores en unas pizarras con cubos de pirita. No tenemos noticia del mineral que se intentó extraer en dicho lugar.

## 4.2. CANTERAS

Las explotaciones de canteras de la zona estudiada no tienen ninguna importancia. Solamente encontramos algunas industrias de este tipo en las calizas de la base del Carbonífero y en las calizas arenosas y arcillas del Mioceno. Ahora bien, dado que en el Carbonífero los afloramientos son muy escasos, dispersos y de muy poca extensión, no presentan volumen suficiente para una explotación a gran escala. Solamente en el cruce de las carreteras de Adamuz-Villanueva de Córdoba y Adamuz-Montoro hay una cantera que pudo tener una pequeña importancia.

En cuanto a los materiales calcáreos del Mioceno, aparte de dar una cal de muy mala calidad, es un nivel muy erosionado y prácticamente nula su potencia, por lo que su explotación ha sido exclusivamente para las necesidades restringidas de los cortijos situados en zonas próximas. Las arcillas del Mioceno son muy explotadas en toda esta región, y se obtiene de ellas una cerámica muy apreciada. En nuestra zona solamente tenemos dos canteras, una al E. de Adamuz, a unos 300 m., y la otra al SE. de Montoro, cerca ya de Villa del Río.

El granito del batolito de Los Pedroches se ha utilizado como material de construcción, aunque dadas sus características mineralógicas resulta deleznable y de poca consistencia.

El material más empleado en construcción es el proporcionado por diques porfídicos con fenocristales de gran tamaño. Dichos diques tienen una potencia de hasta 40-50 m. en algunos puntos. Son empleados en ocasiones incluso como piedra ornamental, aunque tampoco existen explotaciones racionales. Según las necesidades del momento se extraen sin ningún orden.

Mencionaremos finalmente las graveras de los ríos Yeguas, Arenoso y Arenosillo, en las que en estos momentos se lleva a cabo una intensa explotación.

## 4.3. HIDROGEOLOGIA

En la zona estudiada, la captación de aguas subterráneas es un problema, por la falta de pluviosidad y la poca permeabilidad de los materiales, que permitan la formación de acuíferos importantes.

En el Devoniano, los niveles conglomeráticos y de areniscas pueden ser algo permeables. Las cuarcitas, al estar muy recristalizadas, son prácticamente impermeables. Estos materiales pueden dar lugar a unos acuíferos de escasa importancia, explotados por pozos de pocos metros y escaso caudal, que en verano se secan normalmente.

En cuanto al Carbonífero, la alternancia de pizarras y grauwacas es en bancos de tan poca potencia que, aunque la grauwaca sea permeable y la

pizarra totalmente impermeable, no se puede hablar de acuífero, al no tener los tramos detríticos potencia suficiente.

De lo dicho se deduce que la posibilidad de captación de aguas en el Paleozoico se reduce a la procedente de fracturas, contactos tectónicos, etc.

En cuanto al granito, la única posibilidad de agua estará asociada igualmente a fracturas o zonas de diques. En toda la zona granítica existen pequeñas captaciones de 3 ó 4 m. de profundidad, que aprovechan el material meteorizado de dicho granito.

En cuanto a aguas minero-medicinales, podemos mencionar los baños del Arenosillo, en los que mana un agua cargada de anhídrido sulfuroso, que parece de origen profundo, quizás asociada a algún proceso hidrotermal.

Los únicos materiales que realmente pueden presentarse interesantes, bajo un punto de vista hidrogeológico, son los del Trías, Mioceno y Cuaternario.

El Trías es litológicamente lo bastante permeable para constituir un acuífero. Su capacidad de almacenaje depende única y exclusivamente del estado del Paleozoico infrayacente.

El I. N. C. llevó a cabo una perforación de 63 m. de profundidad, hasta la base del Trías, obteniendo al parecer un caudal apreciable.

Los materiales miocenos tienen una permeabilidad media o baja y, además, no tienen potencia importante. Solamente hemos encontrado 13 m. de espesor en estos sedimentos, lo cual da lugar a una gran cantidad de pozos dispersos, casi uno por cada pequeña parcela, pero con caudales mínimos y con una época muy grande en que se secan por completo.

El gran acuífero de la zona estudiada corresponde a los materiales cuaternarios del Valle del Guadalquivir.

Es un acuífero intensamente explotado, tanto para usos domésticos como para riegos en todos los cultivos implantados al S. del Guadalquivir, fundamentalmente en las proximidades de Algallarín, Villa del Río, etc.

A pesar de todo esto, nunca encontramos pozos con caudales de gran importancia; hay que tener en cuenta siempre que nos movemos en una zona con unos valores pluviométricos muy bajos.

## 5. PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

### 5.1. ROCAS IGNEAS

Existen dos grupos de rocas ígneas perfectamente diferenciados dentro de la Hoja. El primero de ellos lo integran las rocas intrusivas y filonianas pertenecientes al batolito de Los Pedroches, y el segundo está formado por rocas intrusivas también, pero sin relación genética aparente con las anteriores y sin manifestaciones filonianas acompañantes.

Las rocas intrusivas del primer grupo constituyen el borde meridional

del extenso batolito de Los Pedroches. Los términos litológicos que aparecen son ácidos en general, siempre sobresaturados, y varían desde graníticos porfídicos a adamellitas (facies marginal del plutón), que a su vez pueden pasar localmente a granodioritas, siendo estos últimos los términos más calcoalcalinos presentes en esta zona.

Las rocas de caja de esta masa ígnea son sedimentos pertenecientes al Carbonífero Inferior (Viseano Superior), que acusan los efectos térmicos que produjo la intrusión granítica y presentan una aureola de contacto cuya extensión es muy próxima a los 1.000 m.

La forma de la intrusión, que se acopla a escala regional, a la estructura de un amplio sinclinorio carbonífero, así como la falta de estructuras orientadas, sugieren que se trata de un granito orogénico tardío, cuya cristalización evolucionó en un medio tectónicamente tranquilo.

Dentro de la primera serie de rocas ígneas anteriormente citadas, se han distinguido dos tipos principales: granitos porfídicos y adamellitas (granodioritas), así como sus acompañantes filonianos: diques aplíticos, pórfitos graníticos, diabásicas y lampródifos.

## 5.2. ROCAS INTRUSIVAS

### a) *Granitos porfídicos* $\gamma^3_p$

Este término ha sido utilizado en función de los caracteres texturales y por el predominio del feldespato potásico sobre el calcosódico.

La mineralogía de estos granitos es a base de abundantes megafenocristales de microclino pertítico y ortosa, englobados en una matriz hipautomórfica granular de grano grueso, constituida por cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y muscovita.

Los megafenocristales de feldespato potásico (a veces de varios centímetros de longitud) contienen inclusiones del resto de los componentes, mostrando además efectos cataclásticos tales como fracturación y recristalización del cuarzo a agregados granoblásticos.

Acompañan a este tipo de granitos minerales accesorios tales como: círcón, apatito, turmalina (chorlo), fluorita y casiterita, y otros de origen secundario, como: caolín, clorita, esfena y sericitita.

### b) *Adamellitas* $\gamma^3_\pi$

Presentan también textura hipautomórfica, siendo siempre superior la proporción de plagioclasa a la de ortosa.

Los componentes máficos representan de un 15 a un 25 por 100 del total, siendo casi siempre biotita mayoritaria.

Las plagioclasas tienen estructura zonada y sus intersticios están ocupados por ortosa y cuarzo siempre euhedrales.

La biotita es casi siempre rojiza, y debido a las numerosas inclusiones de apatita y circón, tiene halos pleocroicos. Este mineral se altera frecuentemente a clorita, epidota y esfena.

Otros minerales asociados a este tipo de rocas en calidad de accesorios son hornblendita y mirmequita. En cuanto a los secundarios, aparte de los ya citados, aparecen sericitita y caolín.

En algunos casos, la proporción entre feldespato calcoalcalino y la ortosa rebasa los límites establecidos para este tipo de rocas, convirtiéndose en granodioritas.

### 5.3. ROCAS FILONIANAS

a) *Diques aplíticos*  $\frac{F}{P} \gamma^3$

Presentan textura halotrimórfica, como es de esperar en este tipo de materiales. Los minerales principales suelen ser casi siempre albita, ortosa y cuarzo.

El feldespato alcalino en algunos lugares aparece en forma de microclino pertítico.

La mineralogía accesoria se compone de muscovita, biotita, turmalina y mirmequita.

Los minerales secundarios más típicos son sericitita, clorita y caolín.

b) *Pórfitos graníticos y granodioríticos*  $\frac{P}{\gamma^3}$

Están formados por una serie de fenocristales de albita muscovitizada (rosetas y laminillas dispersas de muscovita y sericitita), ortosa y biotita siempre cloritizada, todos ellos de tamaño y proporción irregulares.

El estudio de las diferentes muestras ha permitido diferenciar en la matriz los siguientes tipos texturales:

1) Criptocristalina; 2) Alotriomórfica de grano medio; 3) Esferulítica radial; 4) Micrográfica de grano medio.

La muscovita es de formación póstuma, pneumatolítica, y suele ir acompañada de otros componentes típicamente pneumatolíticos, como: topacio, fluorita, turmalina, granate y casiterita.

Los pórfitos pneumatolíticos (los de mayor abundancia de topacio y muscovita) presentan, además, otro componente que aparece en forma de fenocristales de hábito prismático totalmente sericitizados. Podría tratarse de cordlerita, pero no debe descartarse la posibilidad de que sea andalucita, e incluso el propio topacio alterado a sericitita-muscovita.

Los componentes secundarios, producidos en este tipo de rocas, son: sericitita, caolín, clorita, esfena, epidota y carbonatos. En algunos casos, el

aumento del contenido de plagioclasa y componente máfico (biotita), obliga a clasificar estas rocas como pórvidos granodioríticos.

Existen también dos diques de pórvidos cuarzodioríticos, de los que se tomaron muestras, que una vez estudiadas dieron la siguiente composición: plagioclasa, biotita cloritizada y cuarzo en proporción 6 : 3 : 1, respectivamente, y minerales accesorios tales como apatito acicular y mena metálica.

c) *Diabasas ε<sup>3</sup>*

Se han encontrado tres diques de este tipo en la zona, siempre muy próximos a afloramientos graníticos y encajando en pizarras. Dos de ellos parecen estar concordantes con la esquistosidad, y el tercero es claramente discordante.

Las muestras estudiadas se han clasificado como cuarzo-diabasas albíticas de textura subofítica de grano fino o muy fino. En todos los casos los componentes principales son albita y clorita.

Las plagioclásas se presentan en varillas tabulares de composición albítica y siempre en proporción superior al componente máfico.

Todas las muestras corresponden a diabasas alteradas (albitización de los feldespatos originales y cloritización de los dos ferromagnesianos).

Los minerales accesorios son: cuarzo (rellena intersticios), carbonato, esfena, sericitia y apatito.

Los lamprídidos no han sido localizados *in situ* dentro de la zona en estudio, pero la existencia de algunos cantes rodados de esta especie señala su presencia en ella.

Los estudios realizados sobre este material permiten clasificarlo como un lamprídio tipo espesartita. Presenta una textura hipidiomórfica de grano fino. El componente mineralógico más importante es el plagioclasa (andesina), que se presenta en secciones zonadas euhedrales y subhedrales. El componente máfico, posiblemente hornblenda, está reemplazado por agregados fibroso-aciculares de actinolita verde claro y biotita laminar fina.

Los componentes accesorios son cuarzo intergranular y apatito en forma de prismas aciculares.

Las rocas intrusivas del segundo grupo afloran en la zona suroeste y arman fundamentalmente entre sedimentos del Devónico Medio. En las raras ocasiones en que se ponen en contacto con sedimentos carboníferos, no producen en ellos acción metamórfica de contacto, como puede observarse en los baños de Arenosillo y en la zona llamada Molino de los Lorenzos. En las rocas devonianas tampoco se observan acciones de este tipo, debido, sin duda, a la composición altamente silícea de esta unidad.

Por otra parte, la forma que adopta la mancha ígnea que se corta en la carretera de Adamuz a Villanueva de Córdoba, envolviendo a una forma anticlinal devoniana, sugiere el que estas rocas ígneas puedan ser pre-

orogénicas. Su composición mineralógica, más básica que las estudiadas en el primer grupo, sugiere también una edad diferente.

Estas rocas, en las que no aparecen asociados acompañantes filonianos, las hemos clasificado como *Dioritas cuarcíferas*.

Son rocas con textura hipidiomórfica de grano medio, siendo sus componentes principales: plagioclasa (oligoclasa), biotita y cuarzo, como componentes accesorios aparecen: microclino, esfena, círcón y apatito.

A pesar de su elevado contenido en cuarzo, aproximadamente el 20 por 100, la pequeña proporción de feldespatos alcalinos nos lleva a incluirlas dentro de las dioritas cuarcíferas (Trondjemíticas). Todas estas rocas presentan un acentuado efecto cataclástico, que origina alteraciones mineralógicas (albitización de los plagioclásas, sericitización, epidotización y cloritización de la biotita) y recristalización del cuarzo y la biotita con tendencia a la orientación preferente.

Finalmente, es preciso señalar la presencia de rocas básicas junto a la mancha de dioritas cuarcíferas, existente en la carretera de Montoro a Adamuz, al sur del puente por el que la citada carretera cruza al arroyo Pedro Gil.

El estudio microscópico de estas rocas ha permitido clasificarlas como diabasas, debido a la clara textura ofítica que presentan y a su composición mineralógica. Sin embargo, las relaciones existentes en el campo de estas rocas, con las cuarcitas que las limitan a N. y S., no nos permiten pronunciarnos respecto a su origen. Por otro lado, la extensión que ocupan nos induce a rechazar las implicaciones filonianas que encierra el término utilizado, no descartando la posibilidad de que se trate de una roca basáltica con textura diabásica.

Los componentes principales de estas rocas son plagioclásas (albita), clorita y anfíboles (actinolita), productos de la alteración de primitivos piroxenos, de los que quedan restos también.

Como accesorios aparecen esfena y epidota (de formación secundaria), ilmenita leucoxenizada y cuarzo.

La textura que presentan es ofítica y subofítica de grano medio.

En la reciente síntesis geológica 1:200.000, dentro de la formación devoniana, aparecen algunas manchas de rocas volcánicas básicas, asimismo, TIRSO FEBREL en 1964 (Hoja núm. 857, Valsequillo), menciona la existencia de diabasas junto a afloramientos graníticos al N. de Valsequillo, dentro de la misma unidad.

#### 5.4. ROCAS METAMÓRFICAS

Existen dos tipos de metamorfismo en las rocas de la Hoja. Un primer metamorfismo regional, de muy bajo grado (facies de las pizarras verdes), que ha producido en los sedimentos pelíticos el desarrollo de una pizarro-

sidad, muy penetrativa, debido a la orientación de los cristales laminares sin neoformaciones minerales.

Posteriormente, la intrusión del batolito de Los Pedroches ha originado un metamorfismo termal, puesto de manifiesto por la existencia de una característica aureola de contacto en los sedimentos del Viseano.

En la cartografía realizada se ha considerado como comienzo de la aureola metamórfica la aparición en el campo de pizarras mosqueadas.

Siguiendo la clasificación establecida por H. G. F. WINKLER en 1966, las rocas metamórficas de contacto pertenecen a las facies de las corneanas de albita-epidota y a la de las corneanas de hornblenda. La separación entre estas dos facies, aunque no ha sido trazada en el mapa, la situamos en aquellos puntos en que aparece la cordierita.

Esta separación no siempre es neta, ya que la irregular topografía del plutón no aflorante produjo cambios en la disposición de las isogradas térmicas, que se manifiestan en variaciones consecutivas de ambas facies. A la acción del metamorfismo de contacto se superponen, en las proximidades del plutón, o junto a apófisis de éste, acciones pneumatolíticas, como muscovitización, turmalinización, etc.

La extensión en torno al plutón de la zona correspondiente a la facies de las corneanas de hornblenda es muy reducida, lo cual hace sospechar la poca profundidad a que consolidó el plutón (WINKLER, 1966). Este hecho concuerda con el poco espesor determinado para los estratos del Viseano y con la ausencia de capas superiores que pudieran haber confinado el plutón a una mayor profundidad.

Atendiendo al grado de recristalización de la matriz, hemos clasificado a las rocas de las facies de las corneanas de hornblenda, procedentes de sedimentos pelíticos, en corneanas y esquistos, y corneanas cuarzo feldespáticas a las procedentes de sedimentos arenosos.

Dentro de la facies de las corneanas de albita epidota hemos incluido a filitas chiastolíticas y pizarras chiastolíticas y mosqueadas, como procedentes de sedimentos pelíticos, y a esquistos grauwáquicos como procedentes de sedimentos arenosos cuarzo-feldespáticos.

#### *Facies de las corneanas de hornblenda.*

1.<sup>o</sup> *Corneanas.*—Son rocas con textura porfiroblástica y matriz grano-blástica de grano medio a fino. Los porfiroblastos son de andalucita (chiastolita helicítica), en secciones prismáticas con inclusiones de grafito dispuestas geométricamente y cordierita pinitizada. La matriz está compuesta por cuarzo muscovita y biotita, generalmente cloritizada.

2.<sup>o</sup> *Esquistos.*—Son rocas de análoga composición mineralógica que las corneanas, de las que se diferencian por la textura de la matriz, que es marcadamente esquistosa.

**3.<sup>o</sup> Corneanas cuarzo-feldespáticas.**—Son rocas de textura granoblástica, de grano heterométrico, que varía de fino a grueso, reliquia de la primitiva textura clástica. Son generalmente un agregado de cuarzo y feldespato (albita-sericitizada) con ocasional presencia de andalucita y cordierita.

*Facies de las corneanas de albita-epidota.*

**1.<sup>o</sup> Filitas chiastolíticas.**—Rocas con textura porfiroblástica y matriz esquistosa. Los porfiroblastos son de chiastolita, y la matriz está formada por cuarzo y minerales micáceos (sericitita, muscovita, biotita y clorita) y grafito.

**2.<sup>o</sup> Pizarras chiastolíticas y mosqueadas.**—Según su distancia al plutón, varía la proporción de chiastolita, desapareciendo en los lugares más alejados y dando paso a las pizarras mosqueadas, existiendo términos intermedios consistentes en pizarras mosqueadas, con presencia de chiastolita.

El mosqueado está formado por segregaciones lenticulares con fondo micro y cripto-laminar de mineral micáceo, con inclusiones de cuarzo y grafito. El descenso del efecto térmico se manifiesta por la disminución del tamaño y proporción de estas segregaciones (3,5 a 0,8 mm.) cuanto más lejos nos hallamos del plutón.

La matriz pizarrosa está compuesta por cuarzo, sericitita, grafito y biotita, acusándose un descenso en la proporción de esta última, a medida que nos acercamos al límite de la aureola.

**3.<sup>o</sup> Esquistos grauwáquicos.**—Se han originado a partir de las grauwacas por formación de biotita a expensas del material arcilloso.

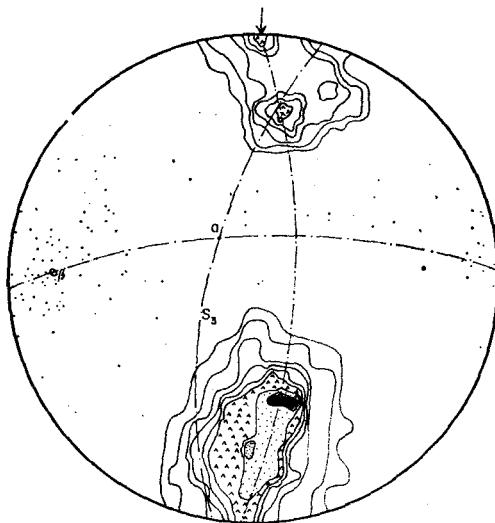


DIAGRAMA 1.—275 POLOS DE  $S_1$  (CONTORNOS 1,2...10%) y 110  $L_1$  EN EL VISEANO DE LA ZONA SE.

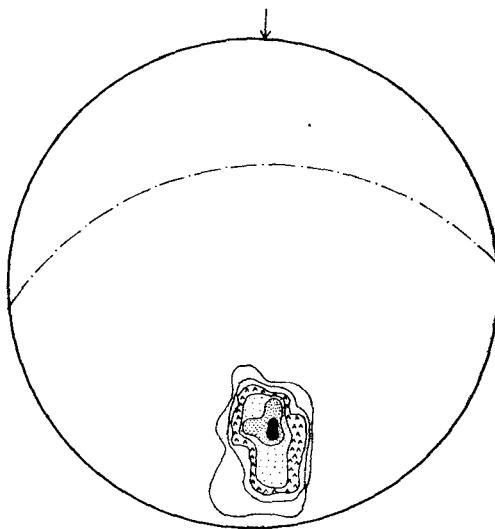


DIAGRAMA 2.—68 POLOS DE  $S_2$  (CONTORNOS 4,6...26%) EN EL VISEANO DE LA ZONA SE.

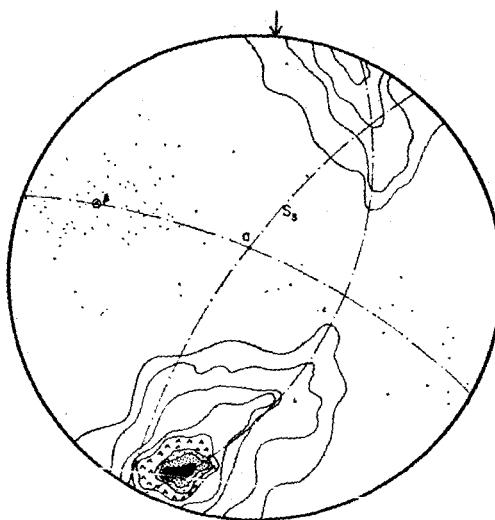


DIAGRAMA 3.—300 POLOS DE  $S_1$  (CONTORNOS 3,4...13%) 93  $L_1$  EN EL VISEANO DE LA ZONA SO.

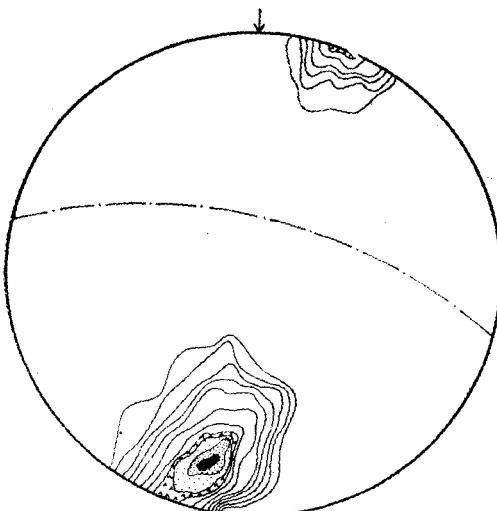


DIAGRAMA 4.—94 POLOS DE  $S_2$  (CONTORNOS 2,3...27%) EN EL VISEANO DE LA ZONA SO.

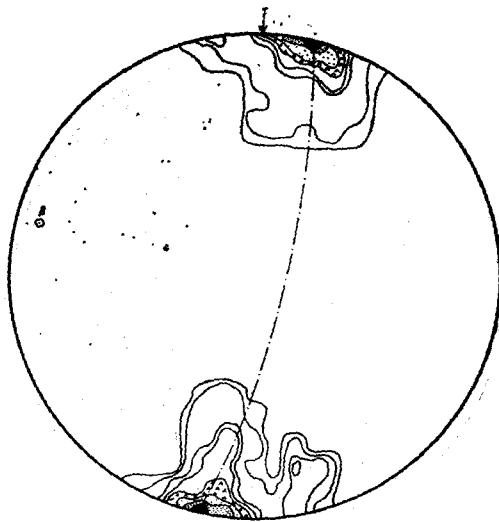


DIAGRAMA 5.—112 POLOS DE  $S_1$  (CONTORNOS 2,3...13%) Y 16  $L_1$  EN EL VISEANO METAMORFICO DE LA ZONA NE.

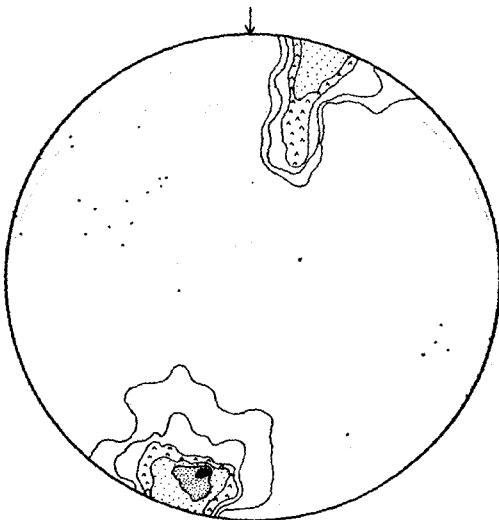


DIAGRAMA 6.—43 POLOS DE  $S_1$  (CONTORNOS 1,2...18%) Y 21  $L_1$  EN EL VISEANO METAMORFICO DE LA ZONA NO.

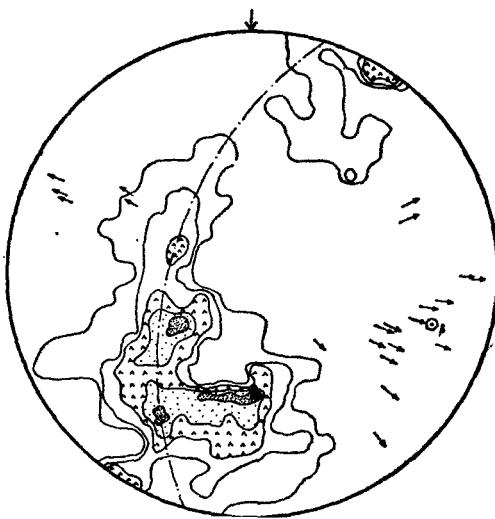


DIAGRAMA 7.—262 POLOS DE  $S_1$  (CONTORNOS 2,3...9%) Y 21  $L_1$  EN EL DEVONIANO DE LA ZONA SO.

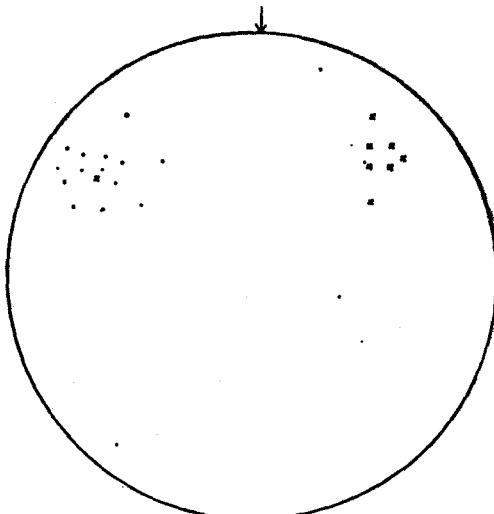


DIAGRAMA 8.—• =  $S_4$  Y X =  $L_3$  EN EL VISEANO DE LA ZONA SE.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- CABANAS, R. (1964).—«Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba». *Notas y Comuns. Inst. Geol.*, núm. 74, pp. 69-74.
- (1968).—«El macizo batolítico de Los Pedroches». *Mem. Real Ac. C. Exactas, Físicas y Naturales*, Madrid.
- CARBONELL, A. y MALLADA, L. (1914).—«Reseña geológica de la cuenca hullera del Guadalbarbo». *Inst. Geol.*, t. 34, pp. 231-256.
- FEBREL, T. y SAENZ DE SANTA MARIA, J. (1964).—«El Devoniano del S. del batolito de Los Pedroches, en las provincias de Córdoba y Badajoz». *Notas y Comuns. Inst. Geol.*, núm. 73, pp. 51-60.
- FEBREL, T. (1963).—«Mapa geológico y explicación de la Hoja núm. 857 de Valsequillo (Córdoba)».
- LIZAUR, J. (1950).—«Mapa geológico y explicación de la Hoja núm. 924 de Bujalance (Córdoba y Jaén)».
- PERCONIG, E. (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geol. Económica*, Madrid.
- RAMSAY, J. G. (1960).—«The deformation of early linear structures in areas of repeated folding». *Jour. Geology*, vol. 68, pp. 75-93.
- TURNER, F. J. and WEISS, L. E. (1963).—«Structural analysis of metamorphic tectonites». Mc. Graw Hill. New York. London, pp. 1-545.
- WEISS, L. E. (1959).—«Geometry of superposed folding Geol. Soc. America Bull., vol. 70, pp. 91-106.
- WITTEN, E. H. (1966).—«Structural geology of folded rocks Rand». Mc. Nally. Chicago, pp. 1-663.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA