



IGME

922

15-37

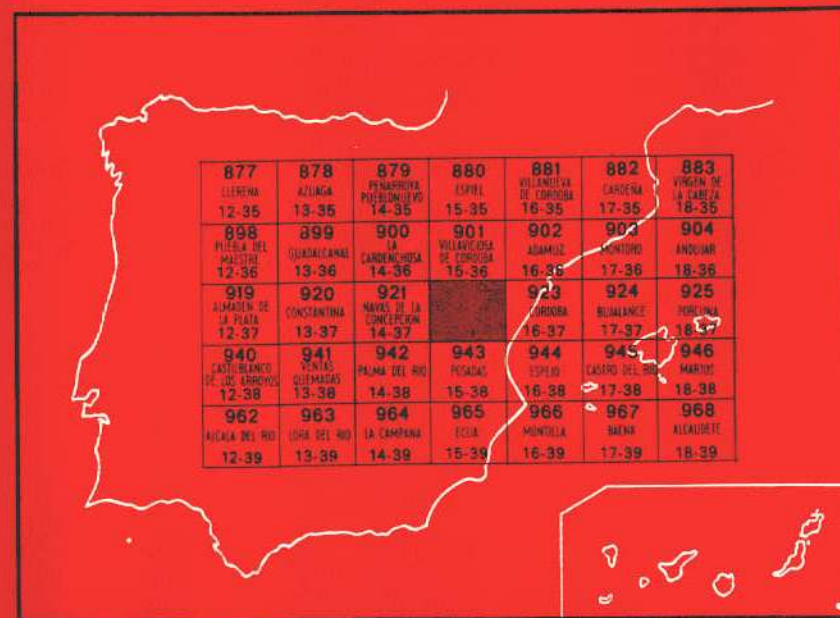
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SANTA MARIA DE TRASSIERRA

Segunda serie - Primera edición

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

SANTA MARIA DE TRASSIERRA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por ENADIMSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y Memoria: Ricardo Castelló Montori y Jesús Ramírez Copeiro del Villar.

Micropaleontología: Trinidad del Pan Arana.

Macropaleontología: Carlos Martínez Díaz.

Petrología: Aurora Argüelles Álvarez y Amparo de las Heras.

Técnicas Metalogenéticas: Alfredo Vergara Schulze.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestra y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 9.637 - 1975

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 ESTRATIGRAFIA

El orden cronológico de las unidades cartografiadas es el siguiente:

Cámbrico Inferior.
Carbonífero Inferior.
Triás.
Mioceno.
Cuaternario.

1.1 CAMBRICO INFERIOR

Ocupa la casi totalidad de la Hoja, estando en contacto en su parte E. y N. con rocas ígneas, y en la parte SE. y SO. con terrenos post-paleozoicos bajo los que desaparece.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se pueden diferenciar cuatro grandes unidades en los materiales cámbricos:

- a) Una unidad inferior azoica, pizarroso-arenoso-volcánica, que comprende dos tramos diferentes, separados en la cartografía en función de la naturaleza de los materiales que los integran (CA_1^P y CA_1^V).
- b) Una unidad detrítico-conglomerática (CA_1^S).
- c) Una unidad carbonatada fosilífera (CA_1^C).
- d) Una unidad superior detrítica fosilífera (CA_1).

a) La unidad inferior pizarroso-arenoso-volcánica se extiende de E. a O. en la zona sur de la Hoja y comprende los dos tramos siguientes:

Tramo inferior (CA_1^P), constituido por pizarras (pelíticas y limolíticas), con intercalaciones de volcánicas (espilitas en su mayoría, con marcada esquistosidad e intercalaciones de 30 cm. de diabasas), finas intercalaciones de areniscas que petrográficamente son arcosas albiticas y litarcosas volcánicas, y localmente algunas intercalaciones de cuarcitas micáceas (6 a 10 m.).

Hacia poniente se aprecia un ligero metamorfismo, pasando las pizarras a filitas y pudiendo denominar a las litarcosas volcánicas como semiesquistos albiticos, y que a veces por presentar fragmentos mayores las denominamos metaconglomerados volcánicos. Estos metaconglomerados afloran en forma de lentejones y están constituidos por cantos redondeados de hasta 12 cm. de pizarras, volcánicas, cuarcitas y granito, cementados por una matriz silícea de tamaño psamítico. La esquistosidad afecta a la matriz y a los cantos más finos, que son los que predominan, perdiéndose el aspecto esquistoso al aumentar el tamaño de los mismos. Se han localizado estos metaconglomerados en la carretera de Almodóvar a Cabeza de Pedro inmediatamente al sur de las dos manchas miocenas situadas a la altura del arroyo de la Alcaicería y en la de Posadas-Villaviciosa, en la desviación hacia la presa de Bembézar. Respecto a su significado creemos pudo ser debido a un aumento de energía en el medio sedimentario.

El tramo superior (CA_1^V) está constituido principalmente por queratófidos ferríferos y espilitas. En la zona SE. y al N. de Medina Azahara predominan las volcánicas masivas, constituidas por queratófidos y queratófidos ferríferos de aspecto morado, y a veces alteradas, diaclasadas y con la típica disyunción en bolas. La estratificación no es claramente visible, salvo en el caso de encontrar intercalaciones de pizarras y arcosas de pocos centímetros de espesor. Localmente se aprecian brechas volcánicas de 2-4 m. de potencia. Existen asimismo intercalaciones de latitas (50 cm.) de color rosado y concordantes con las volcánicas anteriores, y también riolitas, que por la escasez de cuarzo están en el límite con las traquitas.

Un poco más hacia poniente, en la zona del cortijo de la Bastida, aparecen las espilitas, la mayor parte esquistosas, verdosas y de aspecto porfídico, predominando sobre los queratófidos y extendiéndose hasta un poco antes del borde occidental de la Hoja, en que vuelven a predominar los queratófidos ferríferos masivos.

Al techo de este tramo aparece una brecha volcánica de 25 a 30 m. de potencia, constituida por cantos angulosos y heterométricos de volcánicas de 3 a 10 cm., con matriz también volcánica y algunas intercalaciones (10 cm.) de areniscas moradas. Dicha brecha, que puede representar un episodio explosivo en la deposición volcánica circundante, puede ser observada en

el Km. 8 de la carretera de Córdoba a Trassierra, en el Km. 4,5 de la de Medina Azahara a Trassierra, en el Km. 15 de la de Posadas a Villaviciosa, y al sur del Rodal del Gato hacia poniente, entre otros puntos.

b) La unidad detrítico-conglomerática (CA_1^s) se interpone entre la formación volcánica y la serie carbonatada, aunque no es un nivel continuo. Está constituida por areniscas a veces moradas (debido a la presencia de óxidos de Fe), que petrográficamente son arcosas y localmente subarcosas, cuyo tamaño varía de fino a medio, siendo las de grando medio las más abundantes. Entre la fracción detrítica dominan los granos de cuarzo, a veces con crecimientos secundarios, K-feldespatos y microclino de frecuente a abundante, escasa albita y de menor importancia los fragmentos líticos (volcánicos, areniscas y escasos de cuarcitas). El cemento está formado por material pelítico impregnado de óxidos de Fe.

Hacia la base de estas areniscas aparece un conglomerado de potencia variable, pero no mayor de 10 m., cuya matriz es la misma arenisca y constituido por cantos redondeados de cuarcita y algunos angulosos de roca volcánica. Dicho conglomerado es observable en el Km. 8 de la carretera de Córdoba a Trassierra (encima de la brecha volcánica anteriormente descrita) en el Km. 18 de la de Posadas a Villaviciosa y en el camino que desde el Km. 20,5 de esta carretera va al cortijo de los Lagares (en el núcleo del anticlinal formado por las areniscas de grano medio). Dentro de esta unidad existe toda clase de tránsitos laterales en lo que a su granulometría se refiere, predominando indistintamente los conglomerados, microconglomerados, areniscas de grano medio a fino y, localmente, limolitas y pizarras limolíticas. A medida que nos acercamos al techo de esta serie aumenta gradualmente su contenido en carbonatos al desaparecer los componentes detríticos, dando paso al gran paquete carbonatado.

Estas areniscas poseen algunas intercalaciones de queratófidos, diabasas, traquitas y alguna tufita (piroclástica), pero en general se manifiestan como un nivel homogéneo de arcosas de grano medio. Se estima para esta unidad una potencia aproximada de unos 750 m.

c) La unidad carbonatada (CA_1^c) se sitúa en el ángulo SO., casi totalmente recubierta por el Mioceno, constituyendo el flanco S. de un gran anticlinorio, en una franja discontinua de E. a O. que se corresponde en parte al flanco N. de esa estructura, y en una pequeña franja en el ángulo NE. de la Hoja.

Esta unidad está constituida por niveles de dolomías y calizas alternando con areniscas, margas y pizarras, y algunas volcánicas. Hacia la base, las calizas se hacen tableadas (5 cm.), alternando con intercalaciones (2-5 cm.) arenosas de cemento margoso. En general los bancos calcáreos, de unos 50 cm. de potencia, son azules o grisáceos, bastante recrystalizados, y local-

mente, en las proximidades de rocas intrusivas, por efecto del metamorfismo de contacto, pasan a mármoles de grano grueso.

En la parte oriental dicha unidad está poco plegada y con buzamientos suaves, mientras que en la occidental forma pequeñas estructuras más cerradas. Existe una gran falla de dirección NE-SO. que desplaza la serie carbonatada en casi 3 Km. En el ángulo NE. la unidad, en la que predomina la parte pizarrosa sobre la carbonatada, está muy fracturada.

Al O. del cerro de la Calera existe una franja volcánica, única cartografiable, constituida por queratófidos, queratófidos ferríferos y alguna espilita, correspondiente a una erupción volcánica posterior en el tiempo a la de la unidad inferior pizarroso-arenoso-volcánica, pero del mismo quimismo.

Petrográficamente podemos dividir la serie carbonatada en cuatro grupos diferentes de rocas:

- Dolomías cristalinas.
- Biomicritas.
- Arcosas carbonatadas y margas.
- Pizarras y arcosas arcillosas.

Las dolomías se presentan totalmente recrystalizadas, por lo que resulta difícil concretar si su actual estado se debe a proceso de dolomitización de calizas o a simple recrystalización a partir de dolomías originales.

Las biomicritas están formadas por abundantes restos fósiles micríticos en mal estado de conservación y de difícil clasificación, rodeados de una matriz de grano fino recrystalizada. Tanto los restos orgánicos como la matriz tienden a la orientación subparalela.

Las arcosas carbonatadas y margas poseen una unidad detrítica formada por granos angulosos y subangulosos de cuarzo, feldespato ($K > Na-Ca$), micas frecuentes (cloritizadas), fracción pesada (turmalina, circón, apatito y mena de Fe) y escasos fragmentos líticos. Su tamaño varía desde fino hasta partículas limosas que a menudo se alternan dentro de una misma preparación. El cemento margoso es abundante y formado por material arcilloso y carbonatado en proceso de recrystalización, con pizarrosidad marcada por la orientación subparalela del material micáceo.

Las pizarras y arcosas arcillosas son en general análogas a las anteriores, con abundancia de feldespatos, visible presencia del material micáceo y cemento arcilloso en ausencia del material carbonatado.

Las características generales del material detrítico de la serie carbonatada que le distingue del de la serie pizarroso-arenoso-volcánica son:

- Predominio de la fracción fina pelítica, llegando incluso a la limosa, alternando ambos con frecuencia a escala de preparación (~ 1 a $1/2$ cm. de espesor), marcando la estratificación, a veces transversal a la pizarrosidad.

- Frecuencia de material micáceo entre la fracción detrítica. En la unidad pizarroso-arenoso-volcánica es muy escasa.
- Alternancia fina (~ 1 cm.) de dolomías calcáreas, con material terrígeno subordinado y arcosas carbonatadas.
- El metamorfismo regional es el de más bajo grado, acompañado solamente de pizarrosidad de fractura.

Las capas carbonatadas contienen restos orgánicos principalmente de Arqueociátidos. Son conocidos de antiguo los yacimientos fosilíferos de las ermitas y del cortijo de Pay Jiménez en la vecina Hoja de Córdoba. En la zona estudiada se han encontrado restos fósiles en diversos lugares, mencionaremos solamente el yacimiento más rico que está ubicado en el balcón de las Niñas, zona E. de la Hoja (4° 5' 30" O.-37° 57' 40" N.).

La fauna encontrada permite situar estos terrenos como pertenecientes al Cámbrico Inferior parte media-baja (I. QUINTERO-T. DEL PAN).

d) La unidad detrítica superior (CA₁) aflora en el núcleo del sinclinorio de la serie carbonatada en la zona occidental de la Hoja, y en una gran banda que se extiende desde el NO. al NE., quedando interrumpido por rocas ígneas (intrusivas).

Inmediatamente a techo de la serie carbonatada la sedimentación continúa con una facies arenoso-pizarrosa, en la que predomina el aspecto detrítico y constituida por subarcosas y arcosas de grano fino y muy fino (limolitas), blanquecinas y gris azuladas, formadas por cuarzo, albita, feldespato potásico y muscovita, con fracción pesada abundante (rutilo, esfena, turmalina, circón). Existen intercalaciones de volcánicas constituidas principalmente por queratófidos ferríferos.

Al ir subiendo en la serie, el contenido en sílice disminuye de forma gradual, haciéndose aquella más pizarrosa e intercalándose entre los materiales pizarrosos tramos detríticos de unos 20 cm. de potencia, marcando la estratificación.

Hacia poniente se aprecia un ligero metamorfismo, pasando las pizarras a filitas y las areniscas a semiesquistos albiticos.

Las capas arenoso-pizarrosas contienen restos orgánicos de Trilobites, de los que se clasificaron el *Paradoxides spinulosus*, BOECK, y la *Nisusia* sp. Los yacimientos fosilíferos, que además contienen moldes internos y externos de Braquiópodos Lamelibranquios y fragmentos de escudos cefálicos y pigidios de Trilobites se encuentran en la carretera de Trassierra-Villaviciosa (coordenadas 4° 58' 15"-37° 57' 40"), al E. del cerro de la Fuente del Madroño (coordenadas 5° 0' 10"-37° 57' 15"), al SE. del cerro Escoboso (coordenadas 5° 02' 10"-37° 57' 12"), al E. de las Palomas de Tiembles (coordenadas 5° 06' 22"-37° 59' 42") y al N. del anterior paraje (coordenadas 5° 08' 37' 59' 58"). Esta fauna ha sido estudiada por T. DEL PAN, I. QUINTERO y M. D. GIL.

La distribución estratigráfica de las especies determinadas permite datar a estos terrenos como pertenecientes al Cámbrico Inferior parte media-alta.

Al E. del arroyo de las Albertillas (N. del cerro Escoboso) y dentro de la formación detrítico-pizarrosa, se localizó un conglomerado constituido por cantos angulosos de pizarra y arenisca muy fina, con matriz samítica que no se ha cartografiado dada su escasa potencia (6-8 m.).

Al O. y S. del cerro del Carmen (N. de la Hoja) se ha cartografiado un paquete volcánico constituido por latitas y riolacitas de bastante extensión. Estas volcánicas plantean en principio un problema en cuanto a su situación estratigráfica, pero las hemos considerado dentro de la serie detrítico pizarrosa por estar al NE. encima del paquete carbonatado y al S. encima de los niveles del tramo detrítico-pizarroso.

1.2 CARBONIFERO INFERIOR (H_{12-12}^{A2-A3})

Se extiende en una pequeña faja discontinua que va desde el centro de la parte N. de la Hoja hacia el SE., bordeando la mancha intrusiva del N. Limita exclusivamente con los materiales de CA_1 (Unidad superior detrítica fosilífera) y en algunos tramos se pone en contacto con el asomo ígneo (intrusivas y extrusivas) del NE.

Son pequeñas manchas de escasa potencia y extensión, discordantes sobre los materiales infrayacentes. La serie empieza por un conglomerado de cantos redondeados de cuarcita y pasta samítica. Los clastos oscilan de 2-3 a 15-20 cm., siendo más abundantes los tamaños pequeños. La potencia de este conglomerado viene a ser de 20-25 m. Este nivel no es constante, solamente se le ha localizado al NO. del cerro Fuente Bernardo y al E. del cortijo de Nava Serrano, en las proximidades del arroyo Martín.

Inmediatamente encima se encuentran unos niveles constituidos por una serie alternante de pizarras y grauvacas que son el resultado de la deposición en un medio sedimentario marino somero, pero más profundo que el que presidió la sedimentación del conglomerado basal, con oscilaciones del fondo durante la deposición o con variaciones de energía en los aportes.

La estratificación de estos materiales queda patente por la alternancia muy manifiesta de capas de grauvaca de 2-5 cm. de potencia, con los tramos pizarrosos de 8-10 cm. de espesor. El datar estos sedimentos descritos, totalmente exentos de fósiles, como Carbonífero, se ha hecho exclusivamente por similitud litológica y de facies con los materiales ya estudiados en la Hoja de Córdoba, que fueron datados como Viseense Medio-Superior por la presencia de fauna abundante.

1.3 TRIAS (T_{G1})

En todo el territorio de la Hoja solamente se encuentra un afloramiento triásico con superficie suficiente para poder ser cartografiado. Está locali-

zado al N. del Lagar del Caño, zona mitad oriental del territorio estudiado.

Aparece en posición subhorizontal, discordante, fosilizando el paleorre-lieve precedente de materiales cámbricos y en típica facies Bunt detrítico-conglomerática.

El conglomerado está compuesto por cantos de cuarcita redondeada, de tamaño variable, que oscila de 1 a 20 cm., heterométricos en su disposición en vertical y cementados por escasa matriz arenoso-limosa.

Debido a la intensa erosión que ha sufrido el Trías, su potencia es mínima, oscilando de 3 a 6 m. en este único afloramiento cartografiado. Este proceso de denudación de los materiales triásicos motiva que el Mioceno esté en contacto directo con el Paleozoico.

La deposición del Trías se llevó a cabo en un ambiente sedimentario costero muy próximo al litoral.

1.4 MIOCENO (T₁₁^{Bc3})

Los materiales miocenos ocupan muy poca extensión, y están en parte recubiertos por material cuaternario. Aproximadamente representan un 10 por 100 de la superficie total de la Hoja.

Existe una serie de manchas miocenas salpicando todo el Paleozoico y queda como vestigio, permitiendo deducir hasta dónde llegó la transgresión marina. Se puede considerar desde la mitad de la Hoja hacia el S. la zona que estuvo inundada por el mar mioceno. Aparte de estos afloramientos aislados, geográficamente el Mioceno limita al N. directamente con los materiales paleozoicos que forman el borde septentrional de la cuenca miocena del Guadalquivir. En diversos puntos de esta zona N. hay fracturas paralelas a la antigua línea de costa que provocaron desplomes en la vertical de 3-4 m. de salto.

Esta franja miocena penetra por el E. con una anchura de unos 2 Km., y ocupando prácticamente toda la superficie S. de la Hoja sale por el SO., aunque en el borde occidental se encuentran las calizas de Arqueociátidos (Cámbrico Inferior parte media-baja).

De los tres tramos que podíamos distinguir en el Mioceno de Córdoba, aquí sólo se encuentra representado el tramo calcáreo.

En la zona SE., concretamente en las proximidades del cortijo de Cuevas Altas, existe la siguiente serie de muro a techo:

- a) Conglomerado de cantos de caliza paleozoica, pizarra-arenisca, a veces cuarcítica, etc., con ostreidos de gran tamaño. Los cantos son muy heterométricos, desde 30 a 1-2 cm. No es homogéneo en potencia. Aproximadamente el espesor visto es de 0,80-1 m.
- b) Arenas sueltas, con niveles compactos de lumaquela (ostreidos fundamentalmente). Potencia, 3 m.

- c) Arenas compactas de grano grueso bastante micáceas y algo calcáreas, fauna muy abundante tanto macro como micro. Potencia, 2 m.
- d) Biomicritas y bioesparitas, con fauna de difícil clasificación. Potencia, 10 a 15 m.

Inmediatamente debajo aparece la unidad inferior pizarroso-arenoso-volcánica del Cámbrico.

El conglomerado de base no es un nivel continuo, acuñándose lateralmente, para luego aparecer de nuevo. Los tramos *b* y *c* son el mismo material, estando el techo menos lavado y, por tanto, más compacto.

En el O. no se ha podido observar la presencia del conglomerado, por lo que es necesario pensar que la serie miocena empieza por el tramo *b*.

La similitud con las muestras estudiadas en la Hoja de Córdoba nos permite datar este corte como Tortoniense Superior, con una microfauna que corresponde fundamentalmente a foraminíferos planctónicos y bentónicos. Por todo lo anterior, confirmamos la opinión de que la transgresión marina ocurrió en el Tortoniense Superior (PERCONIG y otros).

La serie estudiada en este punto concreto es perfectamente representativa del Mioceno hasta el embalse de la Breña. Al O. de este pantano la serie cambia y se encuentran los siguientes niveles de muro a techo:

- 1) Arenas margoso-arcillosas, que en algún punto pasan a ser margas arcillosas. Potencia, 20-30 m.
- 2) Caliza detrítica de tipo conglomerático, que a techo se hace biomicrita y bioesparita con Moluscos, Globigerinas y Globigerinoides. Potencia, 30-40 m.

Por comparación con muestras anteriores esta serie corresponde al Tortoniense Superior.

La diferencia con el cortijo de Cuevas Altas radica solamente en la ausencia del tramo conglomerático inferior, siendo los otros muy similares.

Creemos necesario indicar que el paquete de biomicritas está erosionado en diversos puntos y su potencia por este motivo oscila mucho. Morfológicamente ocupa la parte alta de cerros, en forma de planchas más o menos extensas.

En la parte E., el Mioceno está sensiblemente horizontal, mientras en el O. acusa localmente un pequeño buzamiento de 15-20 grados hacia el S., provocado por fallas transversales a la dirección de la línea de costa del mar mioceno.

1.5 CUATERNARIO (T_{2-0}^B ; QT_3 ; QT_3 -QC; QAP)

Dentro del Cuaternario se considera igualmente los depósitos Plio-Cuaternarios. Estos materiales están formados por extensos canturrales distribui-

dos profusamente en la zona SO., siguiendo un extenso glacis anterior al encajamiento de la red cuaternaria. Consisten en afloramientos que suelen formar cumbres alomadas, con extensiones continuas de hasta 4-5 Km² y espesor de hasta 20 m.

Teniendo en cuenta la situación del Paleozoico infrayacente es lógico pensar que estos guijarros procedan directamente de él. Se ha realizado un recuento estadístico de cantos que junto con el escaso redondeamiento visto nos confirma la proximidad del origen de estos clastos.

Los cantos son exclusivamente de arenisca, pizarra, cuarzo, volcánicas y rocas intrusivas, y sus tamaños oscilan de 12 a 1 cm.

Por la semejanza, en cuanto a génesis y composición, con las rañas plio-cuaternarias de otros puntos de la Península, señalamos estos afloramientos como tales rañas.

De muro a techo encontramos:

- a) Tramo arcilloso-limoso, con restos vegetales pseudofosilizados y algo de yeso.
- b) Arenisca limonitizada grosera, lavada y suelta, con poca arcilla y algo de yeso.
- c) Alternancia arcilla arenosa micácea de color grisáceo, con areniscas limonitizadas. Este tramo pasa lateralmente a gravas muy finas.

Intercalados en estos niveles existen lentejones de gravas que en superficie pueden aparecer como canturral suelto por lavado de la matriz.

Lateralmente hay cambios de facies, pasando a ser localmente tramos margosos y desapareciendo los arenosos.

En conjunto vemos se trata de un sedimento muy inmaduro y sin haber sufrido ningún transporte.

El Cuaternario «sensu estricto» ocupa el ángulo SE. Es una franja que penetra por el SE. para terminar en la parte central de la Hoja, zona S., siguiendo la dirección del curso actual del Guadalquivir.

Hemos distinguido en la cartografía dos niveles de terraza:

QAI a 110 m.

QT₃ 120-110 m.

Estos dos niveles se corresponden a los cartografiados en la vecina Hoja de Córdoba, orilla derecha del Guadalquivir. La Q_w sufre un engrosamiento (QT₃-QC) de forma notable, debido a los aportes de ladera.

No ha sido posible en esa zona próxima a la sierra el separar los materiales de coluvión de los aluviones, por lo que se ha cartografiado un nivel (QT₃-QC) todo en conjunto, a pesar de ser sedimentos distintos en edad y génesis.

Hay que pensar que los desniveles son fuertes y no existe una gradación

en la topografía clara. Esto provoca una menor selección en la composición, tamaño y redondez de los cantos, que son de cuarcita, arenisca, volcánicos e incluso pizarrosos.

En lo que llamamos QAI o curso actual se podría distinguir un peldaño, que sería < 90 m., pero dado que la cartografía se ha hecho a escala 1/50.000 se ha preferido integrarlo todo en un mismo nivel de terraza.

Estas terrazas están compuestas por conglomerados o gravas, arenas y limos-arcillas. La variación en composición de un nivel a otro es muy escasa. Aumenta el material limoso-arcilloso en la más antigua con ligero proceso de rubefacción, dando algún suelo de tonalidad rojiza. Aunque sea repetir conceptos, podemos esquematizar la composición de estos niveles de la forma siguiente:

QAI Gravas de cantos medios a gruesos, bastante redondeados, totalmente sueltos y composición variada, arenas sueltas y limos.

QT₃ Gravas poco cementadas de cantos de tamaño medio, con areniscas y lodos que hacen de armazón, composición muy heterogénea. Potencia muy variada y discontinua.

Ningún dato ni observación de campo han permitido pensar en fenómenos de hundimiento o levantamiento que pudiesen hacernos creer en una neotectónica.

Los niveles de terraza marcan de una forma clara el antiguo discurrir del río, no difiriendo mucho del actual curso de agua.

Por las observaciones realizadas en la Hoja de Córdoba y en esta de Santa María de Trassierra se deduce que primitivamente el cauce discurrió más al S., para ir posteriormente encajándose al pie de la sierra.

Cronológicamente pensamos que estos dos niveles de terraza se correspondan con la glaciación Wurm, la QT₃, siendo la QAI, como ya indicábamos, el curso actual.

2 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos datados paleontológicamente pertenecen al Cámbrico Inferior. Los materiales anteriores, representados por las series detritica-conglomerática y la pizarroso-arenoso-volcánica, carecen de fauna y no podemos precisar su edad absoluta. Estos tramos inmediatamente inferiores al Cámbrico Inferior están concordantes con él, al menos estructuralmente, aunque la presencia del conglomerado señale la existencia de una discordancia erosiva.

Existió un ciclo sedimentario precaledoniano. En esta cuenca, hubo una deposición no muy potente de pizarras-areniscas en un fondo poco profundo.

A continuación un vulcanismo de rocas ácidas, queratofidos fundamentalmente. Cabe la posibilidad de que esta emisión esté favorecida por debilidades corticales o fracturas, motivadas por movimientos de componente vertical.

De acuerdo con estos movimientos está la presencia de la unidad conglomerática que aparece a techo de las rocas volcánicas.

Posteriormente se llevó a cabo la deposición del paquete carbonatado en un medio de aguas someras. Se han encontrado Arqueociátidos, dato que apoya la idea de un mar poco profundo.

Inmediatamente a techo, una serie alternante de pizarras-areniscas, con algunos bancos potentes de areniscas (60-80 m.), que indica un mar con procesos de transgresiones y regresiones poco profundo, litoral, e incluso por el tipo de sedimentos, de ambiente continental en algunos momentos.

La fauna encontrada dentro de estos materiales (*Nisusia* sp y *Paradoxides spinulosus*, BOECK) nos indica un ambiente marino de poca profundidad que confirma los datos aportados por la litología.

No es posible la observación de estructuras que correspondan a la orogenia Caledoniana. Si esta orogenia actuó ha quedado borrada por el movimiento Hercínico fase Astúrica que ha imprimido el estilo tectónico dominante, y su intensidad ha sido lo suficientemente grande como para borrar discordancias anteriores.

Inmediatamente después de la sedimentación cámbrica se produce un levantamiento de todos los materiales que permanecen emergidos, comenzando el consiguiente proceso erosivo.

Durante el período que comprende desde el Ordovícico hasta el Carbonífero Inferior no hay cuenca sedimentaria al estar los materiales emergidos. En la fase Bretónica o Sélkica se produce un hundimiento de los materiales cámbricos y comienza la deposición del Viseense Medio-Superior con un conglomerado basal poligénico, encontrándose encima una serie alternante de pizarras-grauvacas que indican un mar poco profundo.

Dado que las manchas carboníferas son muy pequeñas y localizadas no es posible pensar en un hundimiento general de todos los sedimentos cámbricos del territorio de la Hoja, sino solamente en la parte N.-NE.

Los retazos de Carbonífero cartografiados nos marcan la línea de costa de este mar pre-Astúrico. La erosión posterior ha sido muy intensa.

La fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense-Superior, probablemente la fase Astúrica, ha afectado a todas las formaciones cartografiadas, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de ejes B_{s1}^{s2} , muy próximos a la horizontal, con dirección ONO.-ESE. Al mismo tiempo, esta orogenia ha provocado la aparición de una pizarrosidad S_2 que es subparalela al plano axial de los pliegues. Esta fase actuó en forma diversa según la distinta competencia de los materiales, siendo el paquete car-

bonatado el menos afectado. En general son pliegues asimétricos con vergencia S., algunos concéntricos y escasos pliegues volcados.

Esta misma fase Astúrica provocó pliegues transversales de dirección NNE-SSO. en forma de pliegues abiertos muy escasos. En general se acusa por el cabeceo de los ejes B_{S1}^{S2} , unas veces al E. y otras al O. Parece ser que esta fase Astúrica ha actuado en dos impulsos no separados por el tiempo, sino prácticamente coetáneos.

Ya en los últimos movimientos Hercínicos se ha plegado la pizarrosidad S_2 , dando pliegues en V o «Kink folds» a lo largo de un plano S_4 . S_4 es el plano axial de esos pliegues en V y su intersección con S_2 ocasiona una lineación B_{S2}^{S4} coaxial con la segunda deformación en la zona E. de la Hoja y con la primera deformación en la zona O.

El emplazamiento de las rocas intrusivas que afloran en forma dispersa (embalse de la Breña, Cinco Majadas, cortijo de los Borres, etc.) del territorio de la Hoja parece corresponder a las últimas etapas de la orogenia Hercínica, ya que en ellas no se observa ninguna acción tectónica, salvo efectos débiles de milonitización causada por la fracturación. Por otra parte, este punto es difícil de precisar, ya que estos granitos no cortan más que materiales cámbricos.

Una vez emplazado este material intrusivo y aprovechando fracturas transversales de tensión muy próximas a la dirección y buzamiento de las capas, se situó una serie de pequeños diques porfídicos y de diabasas.

Inmediatamente después del Carbonífero y aun dentro del movimiento Hercínico se produjo la emersión de todos los materiales, comenzando a actuar un proceso erosivo, aparentemente por la escasa extensión y potencia del Carbonífero, muy intenso. A continuación, la transgresión del mar Triásico formó una serie de cuencas compartimentadas de ambiente continental o litoral, depositándose los sedimentos del Bunt. Nueva emersión y consiguiente erosión durante todo el Mesozoico y parte del Terciario.

Este proceso de denudación fue muy intenso, llegando a arrasar casi por completo a estos materiales triásicos (sólo perduró una pequeña mancha).

Durante el Mioceno Superior, concretamente en el Tortoniense Superior, ocurrió la transgresión marina que alcanzó, a juzgar por los afloramientos de esa edad conservados, las dos terceras partes de S. a N. del territorio de la Hoja.

Los sedimentos miocenos reflejan claramente una fase transgresiva, con inicio hacia otra de mayor tranquilidad.

La retirada del mar mioceno dejó al descubierto estos sedimentos, sometidos desde entonces a erosión. Podemos afirmar lo anterior, dado que no se hallan en la zona restos de sedimentos marinos posteriores.

Los movimientos Alpinos no han afectado a los sedimentos post-carboníferos que aparecen horizontales. Únicamente han originado en el Mioceno

una serie de fracturas de componente vertical y dirección aproximada E-O. La mecánica de formación debe responder a movimientos basculantes de bloques.

Posiblemente este proceso de fracturación haya actuado igualmente en los materiales paleozoicos ya rígidos, originando algunas fallas. Concretamente hay una serie de fallas E-O. de componente vertical y que afectan igualmente a sedimentos miocenos.

El actual ciclo erosivo comenzó con anterioridad al Cuaternario, con los depósitos continentales del Plió-Cuaternario, a continuación comenzó a desarrollarse la red hidrográfica.

Durante este Cuaternario los únicos sedimentos depositados son de tipo aluvionar, con los niveles de terraza característicos y unos aportes de ladera (coluviones) que en algunos tramos engrosan y enmascaran los materiales fluviales.

3 TECTONICA

El propósito del presente apartado se puede resumir como sigue: 1) Descripción de las diferentes estructuras mesoscópicas encontradas en el área, con su separación en grupos de origen común y determinación de sus edades relativas. 2) Determinación de la orientación preferente regional de las estructuras mesoscópicas más importantes. 3) Descripción de las diferentes estructuras macroscópicas encontradas en el área. 4) Determinación de la geometría de las estructuras macroscópicas por medio de la estratificación regional expresada por β -diagramas. 5) Correlación de la geometría mesoscópica con la geometría macroscópica. 6) Sugerencia de una interpretación cinemática y dinámica de las estructuras descritas. 7) Fallas.

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. Tres grupos distintos de estructuras mesoscópicas difiriendo considerablemente en estilo fueron encontradas a lo largo del área. Fueron fácilmente separadas en el campo y son descritas a continuación.

a) *Primera generación de estructuras:*

S_1 =Estratificación. Se aprecia en las pizarras y arcillas por la alternancia de franjas de distinta composición y color. En las cuarcitas y calizas 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. La alternancia de calizas o cuarcitas con pizarras o arcosas sirve para determinar también a S_1 .

S_2 = Pizarrosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la primera generación, más acentuada en los estratos incompetentes (pizarras) que en los competentes (cuarcitas, calizas, areniscas) y originada por una orientación preferente de los minerales micáceos. A veces es subparalela a S_1 . Existe una pequeña dispersión en abanico de los planos axiales menores alrededor del plano axial macroscópico, no teniendo nada que ver con la segunda deformación, ya que la S_2 no ha sido afectada.

$L_1 = B_{S_1}^{S_2}$ = 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 pizarrosidad con la estratificación da lugar a una fina estriación sobre la última. En la carretera de Posadas-Villaviciosa y a partir del Km. 24 existen algunas estructuras «cleavage-mullions» formadas por partición prismática de la roca a lo largo de la intersección de la pizarrosidad y estratificación. La lineación de estas estructuras coincide con la dirección L_1 .

Los pliegues de esta generación, puestos de manifiesto en cortes perpendiculares a la dirección axial, son pliegues asimétricos, con neto predominio de la rama que buza al N., que es la menos empinada, pliegues concéntricos, apretados, abiertos y algunos volcados con vergencia hacia el S., 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).

Este primer movimiento tectónico (F_1) originó, pues, pliegues de eje $B_{S_1}^{S_2}$ subhorizontales, de dirección ONO-ESE. y una pizarrosidad longitudinal subparalela a la superficie axial de estos pliegues, originada contemporáneamente con ellos. La escala de los pliegues varía desde varios milímetros (cerro de la Calera) a macroscópicos.

b) Segunda generación de estructuras:

S_3 = Pizarrosidad transversa o superficie axial de los pliegues de la segunda generación, no visible mesoscópicamente al ser menos penetrativa que la S_2 , 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 .

$L_2 = B_{S_1}^{S_3}$ = 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 NE-SO. Las direcciones de estas L_2 se han proyectado en el diagrama 10 en forma de cruces y deben ser paralelas al eje del pliegue macroscópico de la segunda deformación.

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 ejes son arrugas de pequeña amplitud, originadas por un movimiento tardío, que pudo pasar fácilmente inadvertido por ser coaxial con la segunda deformación en la zona E. (diagrama 10) y con la primera deformación en la zona O. (diagrama 11), y solamente verse su acción en la pizarrosidad S_2 . Estos pliegues, originados por movimientos posteriores, pero simétricamente relacionados con los que originaron los pliegues mayores, son también, como éstos, subhorizontales.

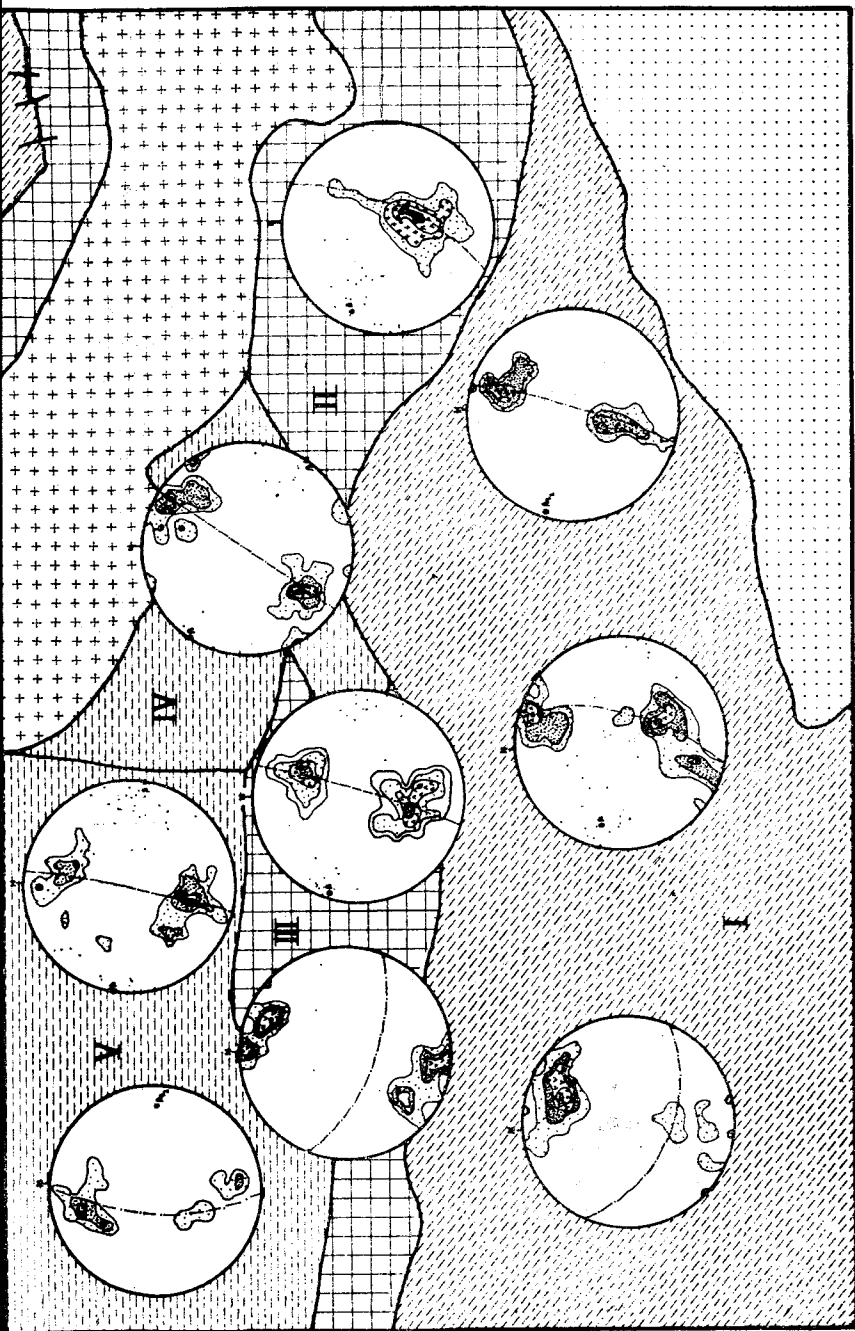
El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos impulsos superpuestos, posiblemente coetáneos, y uno posterior de menor significancia. El plegamiento principal corresponde a la orogenia Hercínica en su fase Astúrica, y por ello ha afectado a todas las formaciones del territorio, imprimiendo el estilo tectónico dominante, originando en la región una serie de anticlinales y sinclinales de vergencia S. y dirección ONO-ESE., 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.

3.2 ESTRUCTURAS MACROSCÓPICAS

La región objeto de estudio está ocupada por cuatro grandes estructuras: Un anticlinorio en la parte sur, flanqueado por la unidad carbonatada, cuya rama sur se halla recubierta por terrenos terciarios, y a favor del cual aflora la serie inferior pizarroso-arenoso-volcánica; un sinclinorio a favor del cual aflora la unidad detrítica superior; un anticlinal cuyo núcleo está constituido por la serie carbonatada, y un extenso monoclinal en la parte norte, posible rama norte de una amplia estructura en la serie detrítica superior.

3.3 β -ANÁLISIS

El objeto de este estudio es encontrar áreas monoclinicas estadísticamente homogéneas con respecto a β . El área ha sido dividida en cinco dominios y efectuado el análisis de la orientación y relaciones geométricas de los elementos estructurales (estratificaciones, pizarrosidades y lineacio-



EXPLICACION







	Serie pizarroso-arenoso-volcánica		Mioceno + Cuaternario		Serie carbonatada
	Serie detritica superior		Granito		Serie detritica superior

Fig. 1.—Diagramas estructurales de las estratificaciones, pizarrosidades y lineaciones de la Hoja de Santa María de Trassierra.

nes) en cada uno de ellos (fig. 1). Esto hace posible la obtención de una imagen clara de la orientación de dichos elementos en cada dominio y de sus variaciones de uno a otro. Los datos fueron proyectados en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales. El proceso seguido para el análisis geométrico en la presente investigación es el mismo que fue seguido por uno de los autores (RAMIREZ COPEIRO, 1971) para el área de Haugerud en Noruega.

3.4 GEOMETRÍA DEL DOMINIO I (SERIE PIZARROSO-ARENOSO-VOLCANICA S.)

En el diagrama 1 se han proyectado 70 polos de S_1 , que definen un eje β , hundiéndose 22° en dirección N. 287° E., representando el eje estadístico del primer plegamiento (F_1). El diagrama refleja el tipo de pliegues que general-

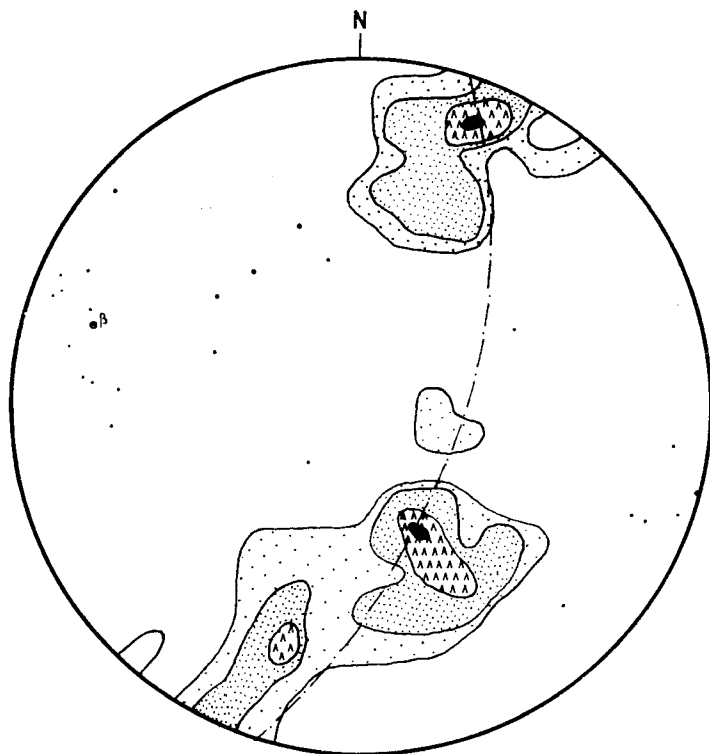


Diagrama 1.—70 polos de S_1 (contornos 2, 3, 5, 7 %) y 23 L_1 en la serie pizarroso-arenoso-volcánica de la zona S.

mente observamos en el campo (pliegues de la primera generación), pliegues asimétricos, siendo la rama buzando al S. la que presenta buzamientos más fuertes. El diagrama muestra asimismo la rama volcada hacia el sur de los pliegues de esta primera tectónica que constituyen un submáximo (5 por 100) correspondiente a una posición N. 108° E. y buzamiento de 60° hacia el N.

Los polos no están distribuidos según un 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 de tendencia NE.-SO. (F_2). También se observa este fenómeno en el sentido del «plunge» de los 23 ejes medidos, que deberían hundirse invariablemente hacia el O. si el plegamiento hubiera sido cilíndrico, y lo hace unas veces al O. y otras al E. La casi geométrica coincidencia entre el eje β y la ma-

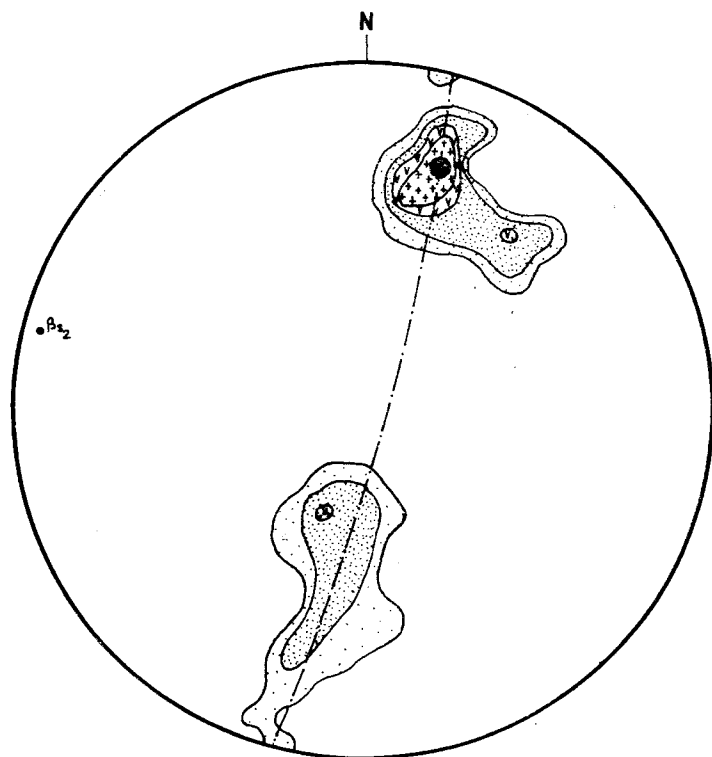


Diagrama 2.—48 polos de S_2 (contornos 3, 5, 8, 10, 16 %) en la serie pizarroso-arenoso-volcánica cámbrica de la zona SE.

yoría de los 23 L_1 sugiere que ambos están relacionados con la misma fase de deformación, la fase F_1 .

En el diagrama 2 se han proyectado 48 polos de S_2 de la zona E. de este dominio, mostrando un máximo (16,6 por 100) correspondiente a una posición N. 106 E., con un buzamiento al S. de 62°, en una corona incompleta, indicando una dispersión en abanico de superficies cozonales, definiendo su intersección un eje común. Este eje no es un eje de pliegues de S_2 ; es decir, no es un $B_{S_2}^{S_3}$, ya que la S_2 no está plegada, pero es por definición un eje β_{S_2} , que en nuestro caso, en que las S_2 son los planos axiales de los pliegues de una antigua superficie S_1 , debe de coincidir con el eje

$\beta_{S_1} = B_{S_1}^{S_2}$ (TURNER and WEISS, 1963, pág. 184).

En el diagrama 3 se han proyectado 85 polos de S_2 de la zona O. de este dominio, concentrados prácticamente en un máximo (15 por 100) co-

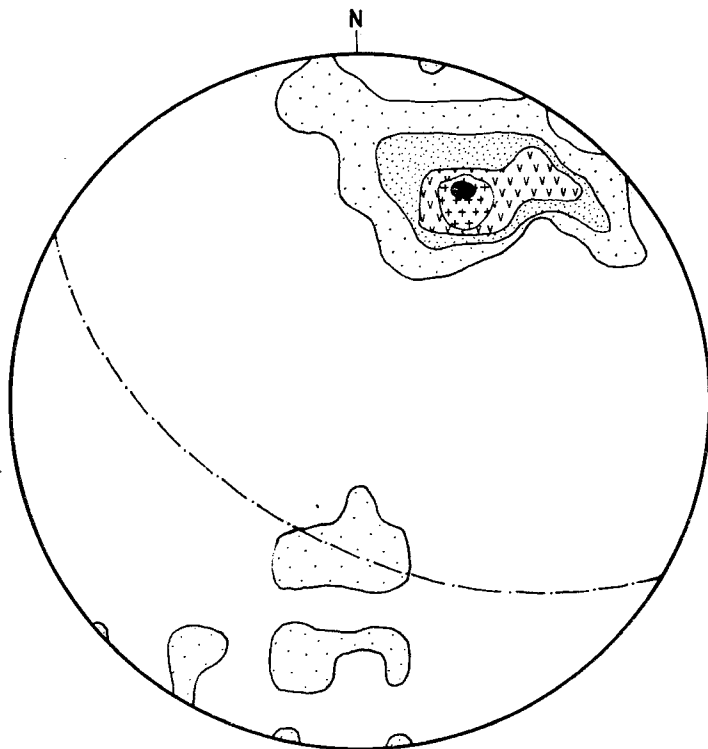


Diagrama 3.—85 polos de S_2 (contornos 2, 5, 8, 10, 15 %) en la serie pizarroso-arenoso-volcánica cámbrica de la zona SO.

respondiente a un rumbo N. 116° E. y buzamiento 56° al S. Dicho plano axial S_2 contiene al eje β ; 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 deformaciones superpuestas. Estadísticamente hablando, F_2 produjo replegamiento de las primitivas L_1 , causando la actual tendencia en el área. Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β , la fábrica megascópica parece tener simetría monoclinica, pero si los efectos de la segunda deformación son tenidos en cuenta, la simetría es triclinica.

3.5 GEOMETRIA DEL DOMINIO II (SERIE CARBONATADA E.)

En el diagrama 4, los 122 polos de S_1 indican la existencia de un pliegue cuyo eje tiene un «plunge» de 17° en dirección N. 290° E. La mayoría de

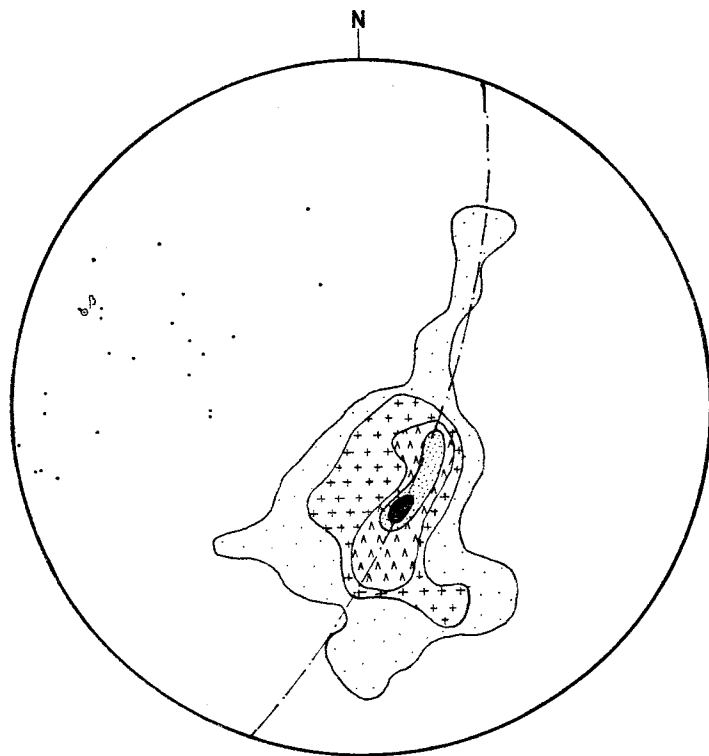


Diagrama 4.—122 polos de S_1 (contornos 2, 4, 7, 9, 11 %) y 25 L_1 en la serie carbonatada cámbrica de la zona E.

Las 25 L_1 parecen disponerse próximas al eje β .

3.6 GEOMETRIA DEL DOMINIO III (SERIE CARBONATADA O.)

En el diagrama 5, los 95 polos de S_1 están distribuidos en un círculo máximo bien definido, mostrando un máximo (9,4 por 100) y dos submáximos (7 por 100). La disposición de este círculo máximo representa la geometría de las dos series de limbos de un gran sinclinorio constituido por

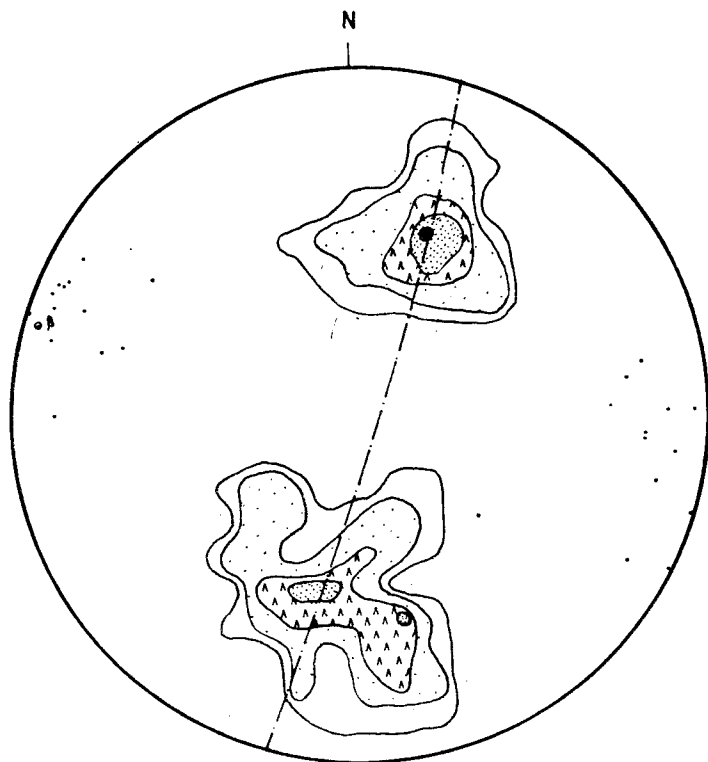


Diagrama 5.—95 polos de S_1 (contornos 2, 3, 5, 7, 9 %) y 24 L_1 en la serie carbonatada cámbrica de la zona O.

una serie de anticlinales y sinclinales planos y no cilíndricos, y con su eje hundiéndose 4° en dirección N. 288° E., no difiriendo prácticamente de su análogo en el dominio II. La mayoría de los S_1 corresponden a un rumbo N. 112° E. y 45° de buzamiento al S.

La dispersión de los 24 L_1 medidos muestra la existencia de un segundo movimiento tectónico, pero tienden a agruparse alrededor de un punto que es el polo del círculo máximo de las S_1 ; es decir, tienden a ser paralelas al eje de la estructura macroscópica.

Los 20 polos de S_2 (diagrama 6), con un máximo (15 por 100), corresponden a un rumbo N. 113° E. y buzamiento 65° al S., y estadísticamente es subparalela al plano axial de la mayor estructura definida en el diagrama 5.

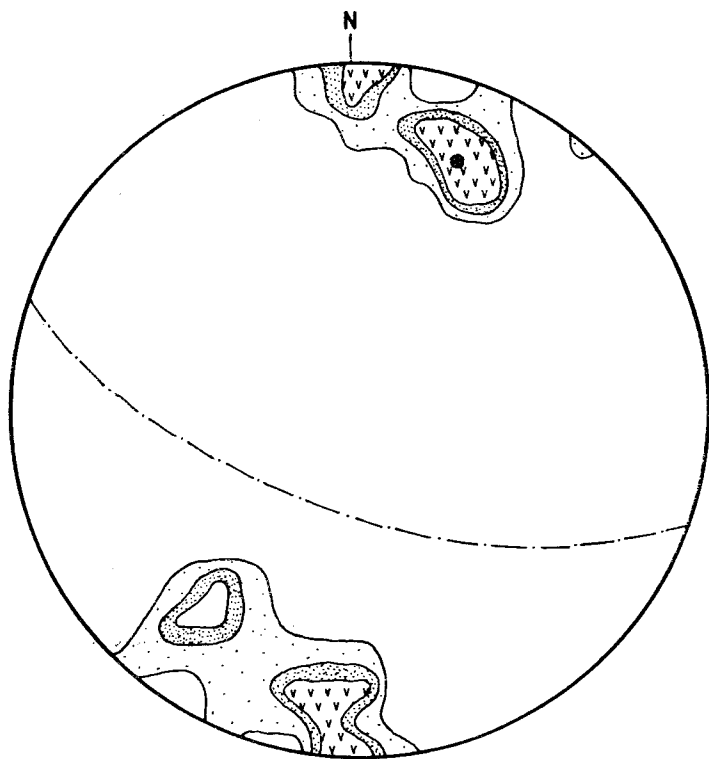


Diagrama 6.—20 polos de S_2 (contornos 3, 6, 9, 15 %) en la serie carbonatada cámbrica de la zona O.

3.7 GEOMETRIA DEL DOMINIO IV (SERIE DETRITICA SUPERIOR E.)

En el diagrama 7 vienen proyectados 56 polos de S_1 y 12 L_1 . El eje β obtenido es subhorizontal en dirección N. 302° E. Los dos máximos (8,9 por 100) sobre el círculo máximo representan la geometría de dos series de limbos sobre un extenso monoclinal, posible rama sur de un gran sinclinorio.

El área es homogénea respecto a β , por lo que el único elemento de simetría es un plano normal a β (monoclínica).

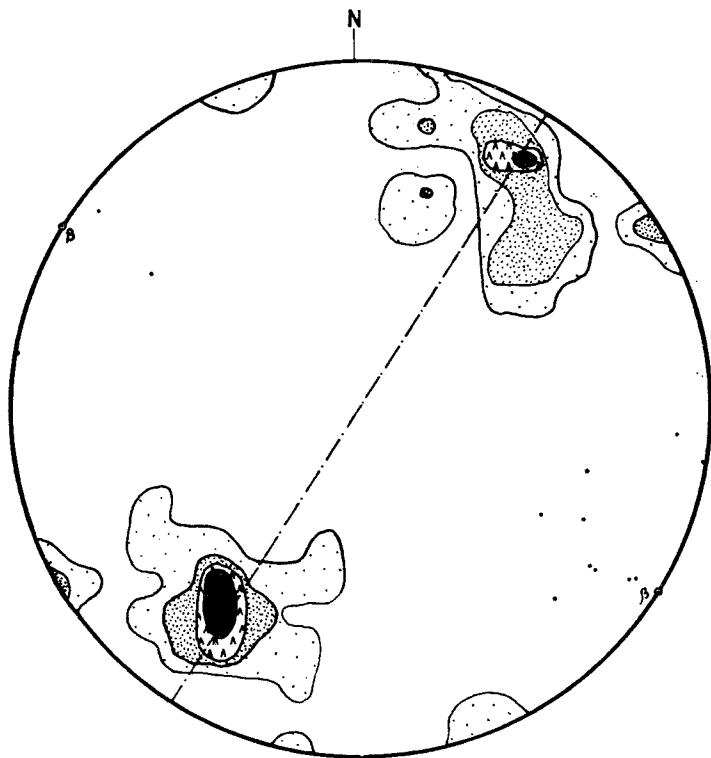


Diagrama 7.—56 polos de S_1 (contornos 2, 4, 6, 8 %) y 12 L_1 en la serie detritica superior cámbrica de la zona E.

3.8 GEOMETRIA DEL DOMINIO V (SERIE DETRITICA SUPERIOR O.)

En el diagrama 8 se han proyectado 72 polos de S_1 y 34 lineaciones L_1 . El eje β definido es prácticamente horizontal en dirección N. 278° E., obser-

vándose, por tanto, un giro aproximadamente de 25° hacia el SO. respecto de la posición de dicho eje en el dominio IV. La mayoría de los polos S_1 , con un máximo de 8,3 por 100, corresponden a un rumbo de N. 95° E. y 45° N. de buzamiento.

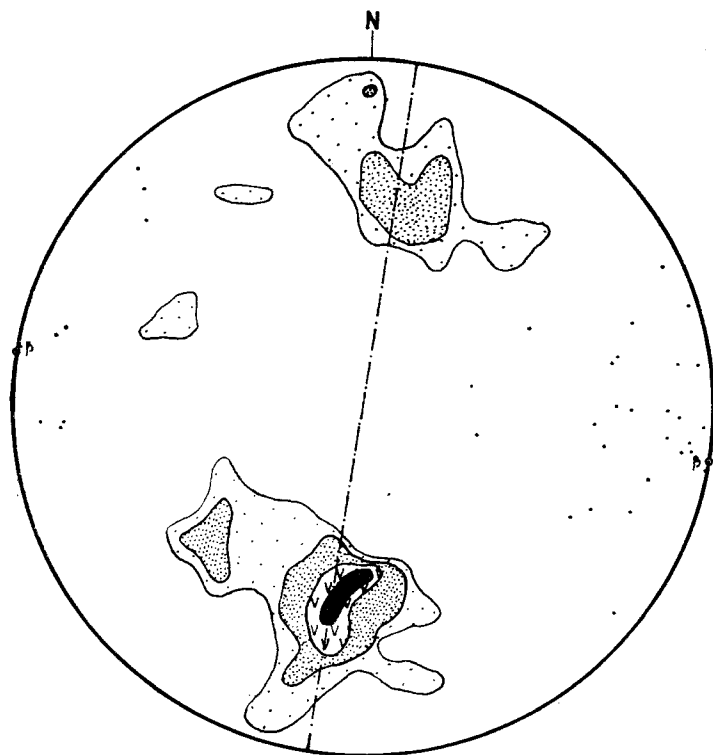


Diagrama 8.—72 polos de S_1 (contornos 2, 4, 6, 8 %) y 34 L_1 en la serie detrítica superior cámbrica de la zona O.

La orientación de los 40 polos de S_2 en el diagrama 9 muestra un máximo algo disperso en una corona incompleta, definiendo un eje β_{s2} muy próximo al eje de pliegue β_{s1} .

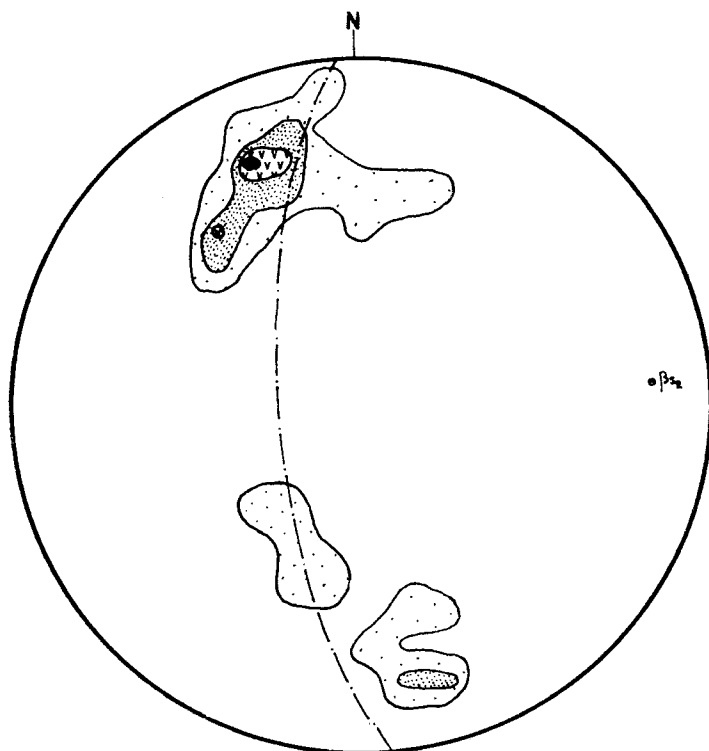


Diagrama 9.—40 polos de S_2 (contornos 3, 7, 10, 12 %) en la serie detrítica superior cámbrica de la zona O.

3.9 SINOPSIS DE LA GEOMETRIA ESTRUCTURAL

Una vez contruidos los diagramas de las estructuras más penetrativas medidas (S_1 , S_2 , L_1) para cada uno de los dominios (fig. 1), vemos que cada uno de ellos es homogéneo con respecto a la correspondiente estructura y que no difieren prácticamente unos de otros respecto a las mismas. Existe poca variación en la dirección y hundimiento de β en los diferentes dominios, por lo que resulta obvio la construcción de los diagramas sinópticos de la geometría macroscópica de S_1 , S_2 y L_1 . La comparación de las subfábricas de los diferentes dominios revela que todas las estructuras mantienen prácticamente una orientación constante a lo largo del área.

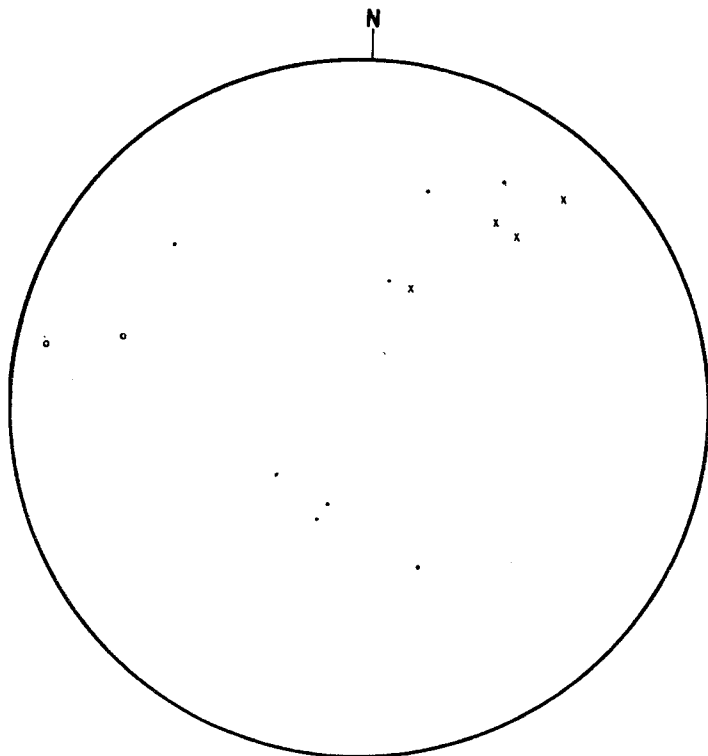


Diagrama 10.— $x = L_2 \cdot = L_3$ y $o = S_4$ en la zona E. de estudio.

En la figura 1 vemos que existen las siguientes relaciones geométricas entre planos y ejes.

- El β regional, que se hunde en dirección N. 290° E., yace muy próximo al B_{S1}^{S2} regional, por lo que a pesar de la presencia de la segunda generación de estructuras, la región como un conjunto está todavía plegada por F_1 .
- El S_2 pasa a través de β . Esto está de acuerdo con el reconocimiento de las S_2 como superficies axiales de los pliegues B_{S1}^{S2} .
- El territorio de la Hoja estadísticamente se comporta como un cuerpo homogéneo por ser homogéneo con respecto a S_1 , S_2 y L_1 , siendo cada una de dichas estructuras un elemento de fábrica de la escala

macroscópica y definiendo su orientación preferente una subfábrica en el cuerpo geológico. Las estructuras de la primera generación son monoclinicas en la escala del área completa.

- La geometría estructural del área completa es triclinica, debido a la presencia de más de un grupo de estructuras lineales.
- El área ha sido afectada por dos episodios de pliegues. El primero fue un pliegue cilíndrico plano de eje B_{s1}^{s2} , de orientación inicial ONO. y de plano axial S_2 de dirección ONO.-ESE., y el segundo un pliegue (cilíndrico plano ?) de eje B_{s1}^{s3} y de plano axial NNE.-SSO.
- El área, por tanto, puede ser considerada como un pliegue macroscópico plano y no cilíndrico.

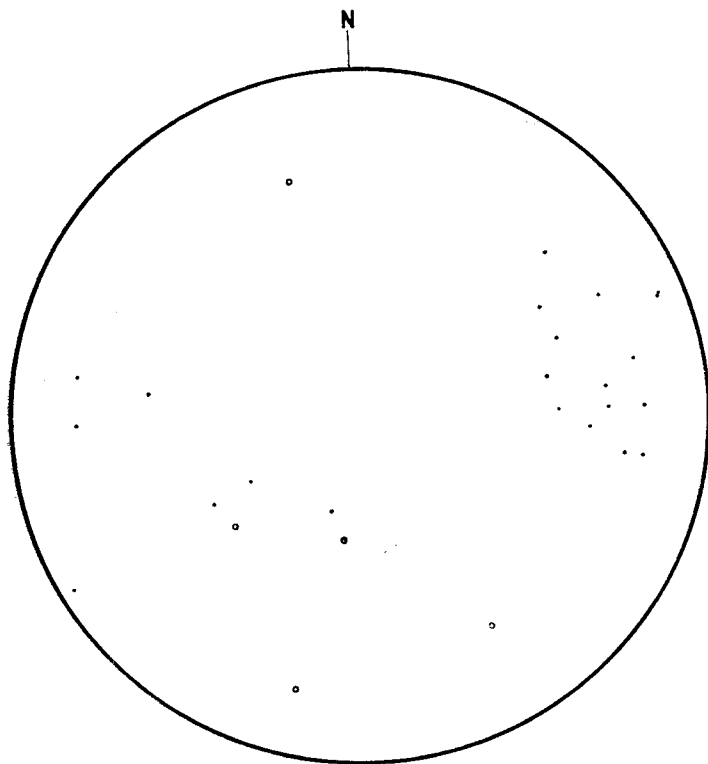


Diagrama 11.— • = L_3 y o = S_4 en la zona O. de estudio.

3.10 SUGERENCIA DE ALGUNAS OBSERVACIONES CINEMATICAS Y DINAMICAS

Hasta ahora hemos hablado de la geometría estructural, no habiendo tratado, o muy de pasada, los movimientos y esfuerzos producidos. El objeto del presente apartado es hacer algunas tentativas cinemáticas y dinámicas inferidas sobre la base de la geometría discutida anteriormente. Estas observaciones, como cualquiera otras de esta clase no basadas sobre experimentos, son algo especulativas y pueden ser modificadas a lo largo del tiempo. Pero este apartado es esencialmente un estudio de la geometría estructural, y así las observaciones cinemáticas y dinámicas serán hechas en la mayor brevedad posible.

La presencia de pliegues concéntricos de la primera generación sugiere un «flexural-slip folding» como mecanismo de deformación responsable de su desarrollo (WHITTEN, 1966, pág. 132). El eje β de la primera deformación es un verdadero eje B de fábrica, y como en una fábrica monoclinica el único plano de simetría «ac» puede hacerse corresponder con un plano de simetría del elipsoide de formación principal, y el eje normal a este plano con un eje de rotación (TURNER and WEISS, 1963, pág. 339), dicho eje puede ser equiparado a un eje cinemático «b» (un eje de deslizamiento y rotación externa normal a un plano de deformación). Al ser la simetría de deformación monoclinica, el plano de deformación tiene un rumbo NNE. y un pronunciado buzamiento hacia el ESE.

Creemos que los movimientos que produjeron los ejes B_{s1}^{s2} de los pliegues de la primera generación actuaron sobre rocas sin deformar. Probablemente para toda el área, la estratificación era estadísticamente plana y horizontal antes de que los pliegues fueran formados. Si esto ocurrió así, es presumible que un solo eje B estadísticamente rectilíneo y horizontal fuera formado en los primeros momentos. El presente hundimiento de B hacia el O. es probablemente debido a estrujamiento («squeezing») de las capas horizontales, de forma que compresiones (P) de dirección NNE-SSO., acompañadas de estrujamiento, produjeron estos pliegues y una pizarrosidad que se desarrolló paralela a la superficie axial de los mismos. La simetría de deformación fue monoclinica.

Cambios en el dominio de los esfuerzos dieron lugar a la segunda fase de deformación. Los pliegues así producidos, sobre los flancos de los pliegues de la primera fase, son abiertos, y la dirección de acortamiento fue la del esfuerzo principal (P'), actuando aproximadamente en dirección ESE-ONO. y perpendicular a P.

Basándonos únicamente en la simetría, un eje del elipsoide de esfuerzos es normal al plano de simetría de la fábrica, pero las direcciones de los otros dos esfuerzos son indeterminadas, siendo necesarios otros criterios

distintos de los de simetría para su determinación. Además, no se han realizado análisis petrofábricos en los que la simetría de los diagramas de la subfábrica de cuarzo aportaría nuevos datos sobre el mecanismo de plegamiento.

No ha sido posible obtener suficientes datos en lo referente a la segunda deformación, por lo que la simetría de ésta no se ha podido determinar, pero sí que la simetría total del campo de esfuerzos es triclinica, con dos deformaciones superpuestas, una de ellas al menos monoclinica. Ambos episodios cinemáticos forman parte de una orogenia, la orogenia Hercínica, que fue acompañada de un metamorfismo regional de bajo grado.

3.11 FALLAS

Los movimientos orogénicos de la fase Astúrica principal, actuando con empujes de dirección N.-S., dieron lugar a una red de fallas longitudinales, transversales o normales y oblicuas o de cizalla, siendo estas últimas las más evidentes.

Las fallas longitudinales son difíciles de observar por ser paralelas a la dirección de las capas y se han mostrado en el mapa, donde pudieron ser apreciadas. Las fallas transversales rumbo-deslizantes son más fácilmente detectables por cortar a las capas, desplazándolas, y formar a menudo depresiones o escarpes. Ambos sistemas de fallas son debidos a fracturas de tensión relacionadas con esfuerzos tangenciales.

Las fallas oblicuas en general de gravedad son las más abundantes y constituyen dos grupos de fallas conjugadas (NNE.-SSO. y NNO.-SSE.), cuyo origen deben ser de cizalla.

Las fallas varían en dirección a lo largo de su curso y tienen desplazamiento variable, siendo el máximo de 2,5 Km. en la mayor falla de unos 30 Km. de longitud y dirección N. 65° E., que originó el desplazamiento de las capas de la serie carbonatada, poniendo en contacto las volcánicas de la serie inferior con la serie detrítica superior. Está rellena de cuarzo en una longitud de 3,5 Km. y posee zonas de milonitización a lo largo de su plano.

Las fracturas de la unidad carbonatada están en su mayoría rellenas por una brecha arenosa, con cantos pequeños de pirolusita muy angulosos, predominando la matriz sobre los clastos.

El diagrama rosa de direcciones de planos de fallas (fig. 2) es complejo por la variación del rumbo de fallas. No existe ausencia de fallas en ninguna dirección, y aunque no hay una prominente dirección en el conjunto total de las 183 fallas proyectadas, es apreciable un máximo (330°) y dos sub-máximos (350° y 30°).

Los movimientos Alpinos no afectaron a los sedimentos post-carboníferos que aparecen horizontales, únicamente originaron en el Mioceno una

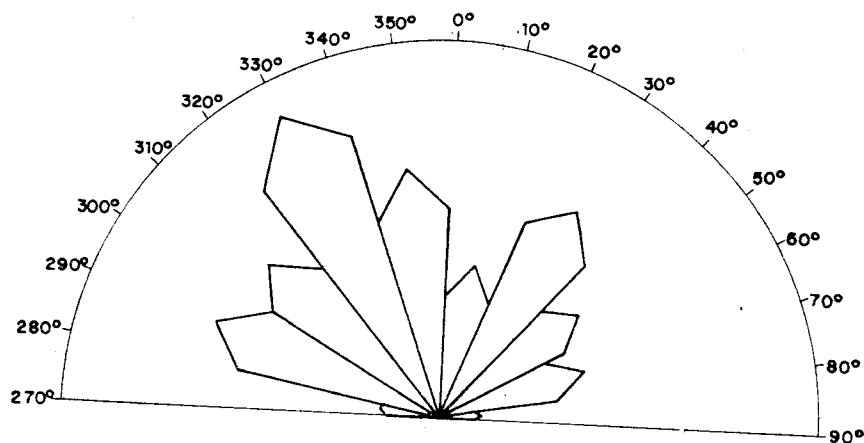


Fig. 2.—Diagrama rosa de fallas.

serie de fracturas de componente vertical y dirección aproximada E.-O., cuya mecánica de formación debe responder a basculamiento de bloques. Dichas fallas no poseen ninguna relación con los sucesos que afectaron a la serie cámbrica, aunque, sin embargo, su paralelismo e íntima asociación con aquéllas sugiere que pudieran ser miembros del mismo grupo que fueron reactivadas posteriormente.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA

Aunque en la actualidad todas las minas del territorio estudiado están paradas, se trata de una zona de un gran historial minero que parte ya de explotaciones llevadas a cabo por los romanos.

En la recopilación minera que llevó a cabo A. CARBONELL en su obra «Criaderos de Cu en la provincia de Córdoba», menciona una serie de parajes dentro de la Hoja. Podemos situar esta mineralización cuprífera en una franja que penetra por el NE. de la Hoja y va en dirección SO. Mencionaremos solamente algunos puntos: en Fuente Bernardo filones de cuarzo con carbonatos y sulfuros de Cu. Igualmente en cerro de la Fuente del Mardroño y Castro Picón.

Más hacia el O. están los siguientes parajes con indicios de Cu: cerro

del Trigo, Navamuelas, Mojón Blanco, los Lagares, cerro de la Calera, Mezquitillas (con Pb), Umbria de los Jarales (con Pb), la Bastida (con Pb), etc.

En todos los puntos mencionados anteriormente las labores que se pueden observar en la actualidad son prácticamente nulas, bien sea por el escaso valor de la mineralización o por el arrasamiento y recubrimiento vegetal.

En los recorridos de campo se han localizado catorce puntos, en los cuales se efectuaron labores mineras y que nos parecen los más interesantes. Indudablemente existen infinidad de labores antiguas en otros lugares, pero pensamos sea suficientemente representativa la descripción de esos catorce mencionados.

Vamos a distribuirlos por sustancias:

4.1.1 Minas de barita

La mayoría de las minas antiguas de elementos metálicos tenían como ganga barita. En aquel entonces no se explotó este mineral y corresponde su beneficio a una segunda fase más próxima en el tiempo a nuestros días.

a) Zona de barita del NE. Coordenadas representativas: $4^{\circ}58'$ y $37^{\circ}58'30''$.

En esta parte de la Hoja hay una serie de filones de barita de pequeña potencia, aunque de gran riqueza. Están en la zona de contacto del granito con los materiales pizarrosos detríticos del Cámbrico Inferior parte media-alta, aunque la roca de caja es granito.

Se han controlado tres filones:

N. 75 E./22 N.,

N. 70 E./57 N.,

N. 60 E./72 N.,

este último tiene 0,70-0,80 m. de potencia, con una corrida en superficie de 1-2 Km.

b) Mina del SE. del cerro de la Calera. Coordenadas: $5^{\circ}02'40''$ y $37^{\circ}55'20''$. Filón de barita de dirección N. 40-50 E., algo de galena y carbonatos de Cu. Sólo se explotó barita.

c) Mina en el Km. 17,100 de la carretera de Posadas a Villaviciosa de Córdoba. Coordenadas: $5^{\circ}05'10''$ y $37^{\circ}56'15''$.

Filón de barita de dirección casi E.-O.

En conjunto, las mineralizaciones de barita siguen una franja al N. de la gran falla de dirección similar a la corrida de los Cobres.

4.1.2 Minas de Pb-Zn

a) San Camilo Segundo. Coordenadas: $4^{\circ}53'40''$ y $37^{\circ}55'45''$.

Paraje: Arroyo Trassierra.

Paragénesis: Galena, blenda, Q, calcita, óxido de Fe.

Roca de caja: Pizarras y areniscas del paquete carbonatado.

Se trata de un filón de cuarzo de 1,30 m. de potencia, de dirección y rumbo E.-O./75 S. Su potencia reducida es de 0,04 m. Las labores son escasas y se limitan a un socavón transversal al arroyo. Mina ya explotada por los romanos.

Origen hidrotermal de baja temperatura.

b) Carmela. Paró al final de 1968. Coordenadas: 4°53'50" y 37°56'.

Paraje: Arroyo Trassierra y río Guadiato.

Paragénesis: Galena, cerusita, blenda abundante, malaquita, azurita, sulfuros de Cu, óxidos de Fe, cuarzo y calcita.

Roca encajante: Pizarras descompuestas.

Se trata de un filón de cuarzo de 1,44 m. de potencia, de dirección N. 27 E./67 N. Potencia reducida, 0,02.

Pequeñas labores. Fue explotada en la antigüedad.

Origen hidrotermal de baja temperatura.

4.1.3 Minas de Pb

a) Corchetillas: Coordenadas: 5°3' y 37°53'05".

Paraje: A 12 Km. de Almodóvar.

Paragénesis: Galena, calcita y cuarzo.

Roca de caja: Diabasa, pórfido granítico y pizarras.

Se trata de tres filones de cuarzo que van de N. 45-80 E./80 S., de 1,50, 1,20 y 1,20 m. de potencia.

Labores abundantes; el pozo principal tiene 147 m., con tres niveles a 85, 115 y 129 m. La última época de explotación comenzó en 1966, aunque en la actualidad está parada. Hemos localizado unos datos de producción que hablan de 6.000 t.

Origen hidrotermal de temperatura baja.

b) El Francés. Coordenadas: 5°02'45" y 54°37'20".

Paraje: Cabeza de Pedro, a unos 10 Km. en línea recta al N. de Posadas.

Paragénesis: Galena en hojas argentífera, escasa calcopirita, poca blenda, cuarzo y carbonatos.

Roca de caja: Pizarras, pórfidos graníticos y diabasas.

Existen tres filones:

Filón N. N. 80 O./80.

Filón transversal N. 45 E./80.

Filón falla N. N. 45 O./70.

La potencia de estos filones es de 0,75 a 1 m. y la veta de mineral oscila de 5 a 10 cm., y una corrida vista de 205 m.

Labores abundantes con varias galerías a distintos niveles. En la actualidad han parado los trabajos por problemas económicos.

Origen hidrotermal de temperatura baja. Se trata de diques porfídicos que han rellenado fracturas con la consiguiente removilización de los materiales. En el centro del dique van los minerales metálicos que son anteriores a la calcita que les acompaña. La brecha de falla está igualmente impregnada por la mineralización, aunque en forma escasa y dispersa.

c) Cinco Amigos y varios. Coordenadas: $5^{\circ}05'$ y $37^{\circ}50'45''$.

Paraje: A unos 5-6 Km. de Posadas, término municipal de Posadas.

Paragénesis: Galena, calcopirita, calcita, algo de barita, siderosa y cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y areniscas del Cámbrico Inferior.

Se trata de un filón de dirección N. 60 O./60 S.

Conjunto de minas muy antiguas, alrededor de 1920 fue su última época de explotación. Gran volumen de escombreras y numerosas instalaciones.

d) Casiano del Prado. Coordenadas: $3^{\circ}08'10''$ y $37^{\circ}53'25''$.

Paraje: Km. 12,200 de la carretera de Posadas al pantano de Bembézar.

Paragénesis:

Principales: Galena con plata.

Accesorios: Polybasita y tetraedrita simultáneas a la galena y piritita posterior, así como limonita y blenda.

Debió ser una mina de unas proporciones muy importantes. Instalaciones enormes y una gran escombrera. Indudablemente fue la mina más importante de la Hoja.

Origen hidrotermal de temperatura baja.

e) Mina de la Plata. Coordenadas: $4^{\circ}56'$ y $37^{\circ}57'40''$.

Paraje: El Quejido, al S. del río Guadiato y próximo a él.

Paragénesis: Galena argentífera, calcopirita, óxidos de Fe y cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y cuarcitas del paquete pizarroso-arenoso del Cámbrico.

Filón de cuarzo rellenando una fractura inmensa de 6-8 m. de potencia, dirección N. 30 E./45 N. Mineralización discontinua muy pobre. Origen hidrotermal.

En la proximidad del cortijo de Borres existe una mina de Pb abandonada que indudablemente podemos asociarla en paragénesis y origen a esta mina de la Plata ya descrita.

4.1.4 Minas de magnetita

En el ángulo NE. y casi en el mismo contacto con el granito hay tres minas de magnetita con las coordenadas siguientes:

4°51'05"	4°51'05"	4°52'
37°59'40"	37°59'50"	37°59'20"

Paragénesis:

Principales: Magnetita con algo de martitización.
Accesorios: Martita y limonita.

Posteriormente hubo una avenida de fluidos con la paragénesis siguiente:

Principales: Calcopirita y blenda.
Accesorios: Bornita, covelina y calcoestibina.
Ascendentes: Calcopirita, blenda, bornita y calcoestibina.
Descendentes: Covelina.

La calcopirita se encuentra rellenando fracturas en la magnetita y es posterior a la ganga. Blenda con calcopirita en emulsión. Esta desmezcla es un buen termómetro geológico que nos habla de una temperatura de formación $\approx 300^\circ\text{C}$.

Ganga: Carbonato y cuarzo.

El primer proceso mineralizante fue por efecto de Neumatolisis de contacto («skarn»), y la segunda fase, típico filón hidrotermal de temperatura media.

Se encuentra una gran similitud entre estas minas en cuanto a paragénesis y origen con mina Cala (Huelva).

Las labores realizadas en esta zona no han sido muy intensas y prácticamente se limitan a algún pozo y galerías de no mucha longitud.

4.1.5 Minas de Cu

a) Zona al NE. de la Hoja. Coordenadas: $4^\circ58'20''$ y $37^\circ58'30''$.

Son filones de Q. Explotación muy antigua. Roca de caja: Parece volcánica (diabasas).

b) Molino de Molinillo. Coordenadas: $4^\circ53'40''$ y $37^\circ56'30''$.

Paraje: Río Guadiato.

Paragénesis: Principales, Calcopirita y limonita.

Accesorios: Calcosina y malaquita.

Ascendentes: Calcopirita y calcosina.

Descendentes: Malaquita y limonita.

Calcopirita con calcosina formando aureola, luego la calcopirita es anterior. La malaquita es posterior a limonita. Ganga: Cuarzo.

Se trata de una zona con pequeños filones de cuarzo en el paquete carbonatado del Cámbrico.

Es una mineralización muy parecida al filón Cantos Blancos (Alcaracejos). Vemos que todas estas mineralizaciones están relacionadas con actividad ígnea, bien sea en su primera fase puramente ígnea o en otra secundaria posterior en el tiempo de tipo hidrotermal. Un estudio más detallado de estas mineralizaciones quizás permitiera establecer una posible zonación, según temperaturas.

Aparte de esto, al hacer el estudio Metalogenético de esta zona sería necesario también tener en cuenta la gran falla NE.-SO. y su aparejo de fracturas transversales que posiblemente haya tenido una influencia manifiesta.

4.1.6 Canteras

Las explotaciones de canteras no tienen gran importancia comparadas con las de la vecina Hoja de Córdoba. Solamente tienen interés las canteras abiertas en el paquete carbonatado del Cámbrico. En primer lugar están los mármoles cámbricos de la zona E.-NE., que vienen reflejados en la cartografía. Son unos mármoles blancos y azulados muy puros, de grano intermedio a grueso. El diaclasado, aunque es intenso, permite sacar planchas de dimensiones aceptables. Existen dos o tres canteras que explotan este material, aunque no de una forma continuada.

Aparte de estos mármoles y aun dentro del Cámbrico se está trabajando en algunos puntos de este paquete carbonatado. Por ejemplo, en el ángulo SO., ya casi fuera de Hoja, hay una cantera de calizas, otra en la carretera de Posadas al pantano de Bembézar, ya al límite de Hoja en el lado O.

Se trata de una caliza muy compacta, algo recristalizada, y que a veces pasa a dolomía. En general, en cualquier punto del paquete carbonatado es posible llevar a cabo una explotación.

Ya en el Mioceno hay abiertas varias canteras en la zona O. Se aprovechan los tramos arcillosos, aunque el contenido en arena es alto y, por tanto, no es buena materia prima para cerámica.

El asomo ígneo del NE. se ha utilizado como material de construcción, aunque dadas sus características texturales resulta demasiado erosionable por su falta de consistencia. También se ha explotado alguna pequeña acumulación de caolín producida por alteración de los feldespatos.

Finalmente mencionaremos la explotación que se lleva a cabo en las graveras de los coluviones.

4.1.7 Hidrogeología

Junto con el territorio correspondiente a la Hoja de Córdoba es ésta una de las zonas más pobres dentro de todo el valle del Guadalquivir, desde el punto de vista hidrogeológico.

Es posible diferenciar dos grandes grupos de materiales, el primero, el Cámbrico y Carbonífero, con las intrusiones ígneas, y el segundo, la mancha miocena y el Cuaternario. No mencionamos el Triás, dado que su extensión es mínima y, por tanto, no tiene ningún interés hidrogeológico.

Dentro del primer grupo, el Cámbrico podría parecer interesante como posible acuífero. Un paquete carbonatado y su base (volcánicas y pizarras) haciendo de substrátum impermeable. Ahora bien, dado que tiene niveles pizarrosos intercalados muy abundantes, hay que descartar la idea de nivel acuífero. Además, su permeabilidad es prácticamente nula, por lo que el agua que se extrae es de fractura mediante pequeños pozos superficiales.

Los materiales del Cámbrico, superiores al paquete carbonatado, son también muy pobres. La alternancia de tramos pizarrosos con tramos detríticos en bancos de poco espesor, no permiten la acumulación acuosa. Por lo que la poca agua que se aprovecha es superficial o de cruces de fractura.

Dentro del Carbonífero no se puede hablar de interés hidrogeológico, pues ni la litología ni la extensión, ni la potencia de los afloramientos permiten pensar en una captación.

En cuanto a las rocas intrusivas, la única posibilidad de agua estará en la intersección de fracturas abiertas no rellenas o en los contactos con otros materiales. Existen pequeñas captaciones de 3-4 m. que aprovechan el agua superficial retenida en el «arenazo» provocado por la alteración del substrato ígneo.

En resumen, el Paleozoico de esta zona es en su conjunto bastante impermeable y no puede albergar ningún acuífero de interés. Por tanto, las posibles captaciones estarán controladas no por un sentido hidrogeológico, sino estructural.

El segundo grupo de materiales no tiene mucho interés hidrogeológico. Hay que descartar las manchas del Mioceno dispersas en la zona N. de la Hoja, ya que son afloramientos aislados y completamente drenados por pequeños manantiales de escasísimo caudal.

El único nivel acuífero es el del Mioceno situado en el ángulo SE. de la Hoja; es una estrecha franja con una anchura máxima de 1,5-2 Km. El substrátum impermeable será el Cámbrico Inferior.

Este acuífero tiene aumentadas sus posibilidades, dado que se une a los niveles de terraza y aumenta así su extensión superficial hasta 6-7 Km. de anchura.

A pesar de esto se puede considerar de poca importancia, ya que la

potencia del Mioceno y del Cuaternario es pequeña. Hacia el S. de la zona estudiada quizá adquiera algo más de interés este acuífero, dada la dirección de los afloramientos mioceno-cuaternarios.

En la zona SO. hay otro punto con cierto, aunque pequeño, interés. Se trata de una mancha miocena en contacto con el Plio-Cuaternario. Son materiales con relativa permeabilidad (aunque con mucha arcilla) y tienen como substrátum el Cámbrico, lo que permite la existencia de un nivel acuífero.

Todas las consideraciones, tanto de tipo litológico como de permeabilidad o de potencia, de los posibles niveles acuíferos tienen una trascendencia secundaria ante el verdadero problema de la zona estudiada, que es el bajo índice pluviométrico. Esto obliga a que la recarga de los acuíferos sea a costa del subálveo del Guadalquivir.

En conjunto, no es posible encontrar pozos con rendimientos importantes y si muchos dispersos y de caudal escaso e inconstante.

Para la redacción de este apartado de Geología Económica y más concretamente el apartado de Minería se han consultado los archivos de la Jefatura de Minas de Córdoba. Agradecemos públicamente el interés, amabilidad y colaboración prestada por su Jefe, el Dr. Ingeniero señor Pedraza y demás miembros de dicho Organismo.

5 PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

5.1 ROCAS IGNEAS

Existen dos grupos de rocas ígneas en la zona en estudio. El primero está integrado por rocas intrusivas y filonianas, y el segundo, por rocas extrusivas.

La serie de masas graníticas de la zona está emplazada en sedimentos cámbricos que varían desde rocas detríticas, areniscas feldespáticas, limolitas y pizarras, hasta las carbonatadas, que adquieren aquí un interés especial.

Las reacciones de asimilación entre el magma ácido con las rocas carbonatadas le han transformado en gran parte en asociaciones híbridas. Por las rocas que en la zona se presentan se podría decir que estas asociaciones híbridas abarcan simultáneamente los dos tipos más conocidos de reacción y contaminación magmática.

En el primer tipo podrían estar incluidas las rocas dioríticas y granodioríticas, existiendo una variación sucesiva desde el granito normal (granito de los Arenales de la vecina Hoja de Córdoba) a diorita (NE. de la Hoja), pasando por granodiorita. La diferencia entre estos dos últimos tipos de roca estriba en la presencia de cuarzo y feldespato potásico; así, mientras que en las granodioritas son abundantes, en las dioritas no existen.

El segundo, que se caracteriza por la transferencia diferencial de sílice y alúmina del magma a la roca carbonatada, produce pequeñas zonas de «skarn» y mármoles calcosilicatados, dejando el magma empobrecido en estos elementos y enriquecido, por consiguiente, en álcalis. El granito se transformó entonces en las zonas de esta reacción en variantes más o menos alcalinas, que varían a asociaciones de monzodiorita-monzonita (macizo del cortijo de los Borres) y granitos alcalinos.

Dicho macizo de los Borres está, pues, formado por rocas de composición intermedia constituidas por granodioritas de hornblenda, monzodioritas y dioritas, con textura hipidiomórfica granular de grano medio a fino y porfídica, con matriz finogranular en las facies de borde.

Los granitos son posthercánicos, cuya cristalización evolucionó en un medio tectónicamente tranquilo. Las morfologías texturales nos hacen pensar en intrusiones de poca profundidad y enfriamiento rápido.

Dentro de las intrusiones ígneas existe una serie de fracturas de las que hemos cartografiado las más sobresalientes.

5.2 ROCAS INTRUSIVAS

a) Granitos

La mayoría de las muestras estudiadas las clasificamos como *granitos alcalinos*, de textura hipidiomórfica de grano medio a fino. El componente mineral más importante es el feldespato potásico, generalmente ortosa microperitítica, aunque también aparece microclino cuando la roca ha sido tectonizada, cuarzo, plagioclasa (albita u oligoclasa) y biotita parcialmente cloritizada. Como accesorios: apatito, circón y mineral metálico (magnetita y/o ilmenita), y de origen secundario: clorita, sericita, epidota y esfena. Algunas muestras presentan texturas micrográficas y las podemos clasificar como *granófid*os.

En los bordes de los macizos se encuentran los *granitos aplíticos* de textura alotriomórfica granular de grano fino.

Los *granitos porfídicos* poseen fenocristales idiomorfos de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. La matriz es finogranular, microcristalina o esferulítica, formada por los mismos minerales, entre los que existen pequeñas láminas de biotita.

Los granitos próximos a fallas sufren los efectos tectónicos con extinción ondulosa, granulación marginal, recrystalización, formación de microclino y curvatura de las líneas de macla de las plagioclasas. Se producen abundantes fracturas que se rellenan de epidota y clorita.

b) Granodioritas, monzodioritas y dioritas

Las primeras son granodioritas de hornblenda con grandes cristales idio-

morfos de plagioclasa, cuarzo y ortosa. El mineral máfico es hornblenda y escasa biotita, ambos parcialmente cloritizados, desprendiendo epidota y esfena. Como accesorios: apatito, circón y magnetita.

Las monzodioritas están formadas por cristales de plagioclasa sausuritizada, y como minerales máficos hornblenda y escasa biotita. Por alteración se forma clorita, escasa actinolita, epidota y esfena. Como accesorios: feldespato potásico, apatito, circón, cuarzo intergranular, ilmenita y magnetita. La facies de borde tiene textura porfídica, con matriz finogranular.

Las dioritas, formadas por cristales idiomorfos de plagioclasa débil o intensamente sausuritizada, y como minerales máficos: diópsido y hornblenda. Poseen muy poco o nada de feldespato potásico. Como accesorios: apatito, circón, ilmenita y magnetita. La facies de borde tiene textura porfídica.

5.3 ROCAS FILONIANAS

a) *Pórfidos graníticos*

Presentan textura porfídica, con matriz microcristalina, esferulítica o finogranular. Los fenocristales son de feldespato potásico, cuarzo y albita. La matriz está formada por esos mismos minerales, con menor tamaño y, además, pequeñas láminas de sericita y clorita, y como otros accesorios: esfena, mineral de hierro, apatito, circón y carbonato. Algunas de estas muestras, por encontrarse situadas próximas a zonas de falla, presentan efectos de trituración, como fracturación, granulación, recristalización y extinción ondulosa.

b) *Diabasas*

Presentan textura subofítica de grano fino, y están formadas por pequeños cristales tabulares de plagioclasa, entre los que se sitúa el componente máfico hornblenda verde y escasa clorita. Como accesorios: cuarzo, carbonato, esfena y epidota, a veces abundante por impregnación posterior de la roca.

c) *Pórfidos monzoníticos*

Poseen textura porfídica con matriz finogranular. Los fenocristales son de plagioclasa parcialmente alterada, de hornblenda y de otro mineral máfico (posiblemente biotita), totalmente sustituido por clorita, epidota y carbonato. La matriz consta de pequeños cristales tabulares de plagioclasa, entre los que se sitúa feldespato potásico, laminillas de clorita y biotita, y como accesorios: cuarzo, esfena, apatito, circón y mineral metálico.

Existen finalmente diques de cuarzo de 3 a 4 m. de potencia que no se han cartografiado, a excepción de uno situado al oeste del cortijo de los Borres.

Aquí, el cuarzo, en una extensión de 3,5 Km., rellena la falla que originó el desplazamiento de las capas de la serie carbonatada.

5.4 ROCAS EXTRUSIVAS

Se han agrupado las rocas volcánicas cámbricas en cuatro grupos, aunque dentro de los mismos se han observado algunas variaciones importantes, unas de tipo textural y otras mineralógicas; así, por ejemplo, el estado de deformación de algunas lavas espiliticas es tan significativo que podrían considerarse como metaespilitas. Otro caso es el de las riolitas alcalinas, diferentes de las otras riolitas normales, diferencia que estriba en un aumento importante del K-feldespató, con disminución simultánea del cuarzo, por lo que están en el límite con las traquitas.

5.4.1 Lavas espiliticas

Dentro de este grupo incluimos a las espilitas y a las metaespilitas. Las primeras poseen textura porfídica, con matriz intersertal o bien traquítica. Presentan fenocristales idiomorfos de plagioclasa más o menos sericitizados, dentro de una matriz formada por microlitos también de plagioclasa, entre los cuales se sitúa clorita procedente de la alteración del componente máfico, magnetita, ilmenita, esfena, y en menor proporción, cuarzo, epidota, feldespató potásico y apatito. Las metaespilitas presentan texturas orientadas con una deformación más acentuada. Están formadas por fenocristales, relictos de plagioclasa y cuarzo, fracturados y sericitizados, rodeados por una matriz micácea perfectamente orientada, según planos paralelos que se deforman alrededor de los fenocristales.

5.4.2 Latitas

Formadas por grandes cristales de plagioclasa cálcica y de mineral máfico totalmente sustituido por clorita y carbonato, en una matriz de microlitos de plagioclasa (albita) rodeados por feldespató potásico o por feldespató potásico exclusivamente; como accesorios: biotita, magnetita, esfena y apatito.

5.4.3 Queratofidos ferríferos

Son rocas porfídicas con matriz traquítica, formadas por fenocristales y microlitos de albita, feldespató potásico y abundante mineral de hierro situado entre los microlitos.

5.4.4 Lavas riolíticas

Rocas porfídicas con matriz microcristalina. Tienen fenocristales idiomorfos de plagioclasa (albita) y cuarzo, en una matriz formada por sericita, plagioclasa, cuarzo y clorita. Algunas muestras de este grupo son más alcali-

nas, y por la escasez de cuarzo están en el límite con las traquitas; el feldespato potásico aparece como fenocristales parcialmente alterados, como microlitos, o bien en una pasta criptocristalina. Albita, cuarzo, clorita y carbonato escasos.

Al O. y S. del cerro del Carmen (N. de la Hoja) se ha cartografiado un paquete volcánico constituido por riodacitas, latitas principalmente, y alguna andesita latítica. Estas rocas volcánicas se diferencian de las anteriormente estudiadas, en el grado de metamorfismo (no existen los procesos de albitización que dieron lugar a espilitas y queratófidos), pareciendo conservar su primitiva composición. En los tipos diferenciados se produce una variación marcada por la disminución de sílice, aumento del contenido en calcio de la plagioclasa y aumento también del contenido en minerales máficos.

Indudablemente se trata de rocas post-tectónicas, y su datación, como ya se apuntó en el apartado de Estratigrafía, no es posible definirla. Únicamente, dado que no presentan texturas orientadas ni ninguna deformación, es necesario considerarlas como post-hercínicas, sin poder precisar el momento de su emisión volcánica.

5.4.5 Rioidacitas (dellenitas)

Dentro de esta segunda serie de rocas volcánicas son las que contienen mayor proporción de cuarzo. Poseen textura porfídica, con matriz microgranular de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Fenocristales idiomórficos de plagioclasa albitizada, produciéndose en la transformación mineral de epidota (zoisita) pulverulento y fenocristales más o menos corroídos y con bordes redondeados de cuarzo. Biotita en grandes láminas, o bien en la matriz. Apatito, esfena y mineral de hierro abundantes.

5.4.6 Latitas

Poseen textura porfídica, con matriz criptocristalina en algunos casos y pilotítica en otros. Constituidas por fenocristales de plagioclasa parcialmente albitizada, formándose zoisita pulverulenta que da un aspecto turbio al cristal. Los restantes fenocristales pertenecen al componente máfico, totalmente transformado a clorita, esfena, mineral de hierro y carbonato en la mayoría de las muestras. Estas latitas están en tránsito a latitas andesíticas al disminuir la proporción de feldespato potásico y aumentar la de plagioclasa y minerales máficos.

5.4.7 Andesitas latíticas

Estas rocas poseen textura porfídica, con matriz hialopilitica. Fenocristales idiomorfos de plagioclasa ligeramente sericitizados, cristales generalmente idiomorfos de augita. Como accesorios: la magnetita, sericita, feldespato potásico y cuarzo.

5.5 ROCAS METAMORFICAS

El total de los materiales paleozoicos cartografiados presenta síntomas de metamorfismo. La mayor parte de los mismos ha sufrido los efectos de un metamorfismo regional, en su estadio más bajo, correspondiente a la facies de los esquistos verdes, que ha producido en los sedimentos pelíticos el desarrollo de una pizarrosidad muy penetrativa debido a la orientación de los cristales laminares. Posteriormente la intrusión granítica provocó los efectos de un metamorfismo termal en los materiales cámbricos, produciendo una estrecha aureola de metamorfismo térmico.

a) *Metamorfismo de contacto*

El material originario que sufrió los efectos de este metamorfismo de contacto está constituido principalmente por los sedimentos arenoso-pizarrosos y los carbonatados.

Las paragénesis estudiadas comprenden varias facies metamórficas:

- Facies de las corneanas piroxénicas.
- Facies de las corneanas de hornblenda.
- Facies de las corneanas de albíta-epidota.

5.5.1 *Facies de las corneanas piroxénicas*

Esta facies se produce en el contacto inmediato de las areniscas feldespáticas de la serie detrítica cámbrica con las rocas graníticas. Su paragénesis mineral es cuarzo-ortosa-oligoclasa-andalucita y/o cordierita. La asociación K-feldespato con silicato de Al y la ausencia de muscovita es típica de esta facies en rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas. La presencia aquí de muscovita conjuntamente con sericita y abundante turmalina es debida a procesos posteriores pneumatolíticos, reemplazando totalmente al silicato de Al y parcialmente a los feldespatos y a la biotita.

5.5.2 *Facies de las corneanas de hornblenda*

Es la más extendida entre las rocas de la aureola interior, no sólo en las areniscas de la serie detrítica cambriana, que sólo en escasas ocasiones resulta separada del contacto ígneo por rocas de grado superior (facies de las corneanas piroxénicas), sino también en el conjunto carbonatado cámbrico.

Para las rocas pelíticas y cuarzofeldespáticas las paragénesis son: cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa, con muscovita y biotita abundantes, y como accesorios: mineral de hierro, clorita, esfena, apatito, circón, turmalina y epidota, estos dos últimos debidos a introducciones posteriores. Dentro de

esta facies encontramos alguna roca volcánica que ha sido metamorfizada, sufriendo una serie de cambios hasta quedar en equilibrio con las nuevas condiciones. La matriz se transforma en un agregado granoblástico, aunque aún se conservan los primitivos fenocristales idiomorfos y maclados de plagioclasa.

Para las rocas carbonatadas las paragénesis minerales son: calcita-ortosa-diópsido y calcita-tremolita-ortosa. En algunos casos aparece abundante serpentina, escaso talco y óxidos de hierro.

5.5.3 Facies de las corneanas de albita-epidota

Las rocas pelíticas afectadas no sufren grandes cambios, tenemos pizarras moteadas en las que el ligero aumento de temperatura hace que determinados elementos tiendan a formar pequeñas concentraciones o grupos. Formadas por abundante sericita y mineral de hierro, como accesorios: cuarzo, grafito, muscovita y biotita. Las rocas cuarcíticas están formadas por cuarzo y biotita como minerales principales, y como accesorios: mineral de hierro, clorita, muscovita, circón y esfena.

Dadas las paragénesis de contacto originadas en estos conjuntos de rocas, se deduce que la temperatura a que han estado sometidas ha oscilado por término medio entre los 500°-600° C. En casos aislados se debieron superar los 660°-670° C, que son necesarios para la formación conjunta de K-feldespato y silicatos de Al. (Facies de las corneanas piroxénicas.)

b) *Metamorfismo regional*

Los efectos del metamorfismo regional en la zona considerada son poco intensos, quedando todas las rocas estudiadas situadas dentro de la facies de los esquistos verdes, la más baja del metamorfismo regional, la mayoría en la subfacies de la clorita y muy pocas en la de la biotita.

Las rocas pelíticas pasan a pizarras limolíticas y filitas con orientación planar perfecta y formadas por abundante material micáceo (sericítico-clorítico), en el que destacan pequeños fragmentos angulosos de cuarzo y plagioclasa. Como accesorios: mineral de hierro, grafito, apatito, carbonato y biotita.

Las areniscas con material pelítico se transforman en semiesquistos cuarzo-albítico-micáceos, compuestos por clastos de cuarzo y albita rodeados de material arcilloso transformado en sericita, muscovita y clorita, que al orientarse según planos paralelos marca la esquistosidad. Como minerales accesorios tenemos: biotita, óxidos de hierro, circón, apatito, esfena y turmalina.

Los metaconglomerados, constituidos por fragmentos de rocas volcánicas ácidas y de cuarcitas, rodeados de una matriz micácea esquistosa y abundante impregnación de óxidos de hierro.

Las cuarzoarenitas pasan a cuarcitas de grano fino a muy fino, compues-

tas por cuarzo granoblástico equidimensional, entre el que se sitúan pequeñas y escasas láminas de muscovita.

Procedentes del metamorfismo de rocas ígneas básicas intrusivas filonianas son las metabasitas, cuyos componentes originales han sido totalmente epidotizados y anfibolitizados.

Algún calcoesquisto procedente de rocas carbonatadas.

6 BIBLIOGRAFIA

- CABANAS, R. (1964).—«Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba». *Not. y Com. IGME*, núm. 74.
- (1971).—«Observaciones sobre el Cámbrico de la provincia de Córdoba». *Bol. Geol. y Min.*, t. 82.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y PAREDES, J. (1971).—«La nature du Precambrien et ses relations avec le Paleozoique dans la Sierra Morena Central. (Sud de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, París, 237.
- CARBONELL TRILLO DE FIGUEROA, A. (sin fecha).—«Criaderos de Cu en la provincia de Córdoba».
- FABRIES, J. (1963).—«Les formations cristallines et metamorphiques du Nord. Est de la province de Seville (Espagne)». *Tesis Fac. Ciencias de Nancy Sc. de la Terre*, 4.262 págs.
- FEBREL, T., y SAENZ DE SANTAMARIA, J. (1964).—«El Devoniano del sur del Batolito de los Pedroches, en las provincias de Córdoba y Badajoz». *Not. y Com. IGME*, núm. 73.
- HENNINGSMDEN, G. (1957).—«Los trilobites de las capas de «saukianda», Cámbrico Inferior, en Andalucía». *Est. Geol.*, vol. 14, núms. 35-36, pp. 251-271.
- HERNANDO DE LUNA, R. (1970).—«Bibliografía Geológico-Minera de la provincia de Córdoba». *Mem. del IGME*, t. 74.
- LOTZE, F. (1958).—«Sur stratigraphie des spanischen Kambriums». *Geologie*, Bd. 7, pp. 727-750.
- (1961).—«El Cámbrico de España». *Mem. del IGME*, t. 75, 1970.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1972).—«Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en la Sierra Morena Central». *Est. Geol.*, vol. 28, pp. 167-172.
- PARGA, J. R. (1971).—«Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico». *Bol. Geol. y Min.*, 82, pp. 234-238.
- PERCONIG, E. (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología*, Madrid.
- SIMON, W. (1953).—«Lithogenese kambrischer kalde des Sierra Morena (Spanien)». *Senckenbergiane*, t. XXI, núms. 5 y 6, Frankfurt.