

STVDIA GEOLOGICA

X



UNIVERSIDAD DE SÁLAMANCA

1976

Toda clase de correspondencia científica debe dirigirse a:

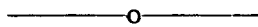
Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA

SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS

Facultad de Ciencias

Apartado 207

SALAMANCA (ESPAÑA)



Correspondence concerning scientific and editorial matters should be addressed to:

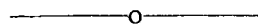
Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA

SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS

Facultad de Ciencias

Apartado 207

SALAMANCA (SPAIN)



SUSCRIPCIONES E INTERCAMBIO:

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD

Apartado 20

SALAMANCA (ESPAÑA)

STVDIA GEOLOGICA

X

A C T A S A L M A N T I C E N S I A
I V S S V S E N A T V S V N I V E R S I T A T I S E D I T A
C I E N C I A S

STVDIA GEOLOGICA

X



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1976

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES E INTERCAMBIO CIENTIFICO
DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

Depósito Legal: S. 355 - 1970

Printed in Spain

GRÁFICAS CERVANTES, S. A.—Ronda Sancti-Spíritus, 9.—Salamanca, 1976

ESTUDIO TECTONICO Y MICROTECTONICO DE LA FRACTURACION EN UN SEGMENTO DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

M. G. GARZÓN-HEYDT*
F. GONZÁLEZ LODEIRO**
R. VEGAS*

RESUMEN.—El sistema de fracturación en el segmento occidental del Sistema Central Español ha sido determinado mediante una cartografía regional basada en criterios mixtos —geológicos, morfológicos y fotogeológicos (fotogramas del satélite ERTS-1)—. Un análisis a la escala de la microtectónica —diagramas de polos de estrías, de planos de falla y de *planos de movimiento* (ARTHAUD, 1969)— ha permitido una comprobación de la mayoría de las fracturas como pertenecientes al sistema general de “*decrochements*” tardihercínicos para toda la Península, con ciertas peculiaridades para el área estudiada, donde, por otra parte, el sistema de fracturas tiene una gran implicación morfológica.

SUMMARY.—The fracture pattern in the northwestern part of the Spanish Sistema Central has been mapped on a regional basis with field, morphological and photogeologic (ERTS-1 satellite photographs) criteria. The microtectonic analysis (slickenside fault —plane and motion— plane pole diagrams) established most fractures as belonging to the general tardihercynian strike-slip system of the Peninsula, with some particularities with regard to the studied area. In that area, the fracture pattern is very relevant to morphology.

INTRODUCCION

Desde los tiempos de MACPHERSON la divisoria morfológica de España Central ha sido considerada como un conjunto de bloques elevados o “block-mountain” en la nomenclatura de aquella época. Sin embargo, la naturaleza de las líneas de fractura que delimitan esta unidad morfológica y definen la “fábrica” del relieve no ha sido apenas estudiada, con las excepciones de

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Facultad de Geología, Universidad Complutense, Madrid-3.

** Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

algunos autores (VIDAL BOX, 1937, 1942; GARCÍA DE FIGUEROLA, 1958 y las observaciones precursoras de ROYO GÓMEZ, 1934).

Dada la continuidad de las fracturas del SW de la Península en las líneas maestras de la malla de lineaciones morfotectónicas del Sistema Central, las principales fracturas de este área cristalina pueden considerarse como pertenecientes a la red de fracturación (fallas de dirección) tardihercínica, apareciendo su significado morfotectónico como una reactivación posterior (Terciario Superior?) con movimientos de componente vertical (VEGAS, 1974 y 1975).

Una vez establecida esta continuidad, el Sistema Central representa un área donde la expresión en superficie de la red de fracturación aparece mejor desarrollada que en las otras áreas no cristalinas del Centro y Sur de la Península. En base a esta mejor exposición y desarrollo de los planos de fractura en los materiales coherentes cristalinos hemos emprendido en este trabajo una descripción general de las fracturas, y un estudio cuantitativo a la escala de la microtectónica de las deformaciones de fractura, en una región donde uno de los autores (GARZON-HEYDT, 1972) había realizado una determinación detallada de las líneas de fracturación en el contexto morfotectónico de la Sierra de Gredos.

En un principio, la mayoría de los planos de fractura reconocidos han podido ser asimilados a "decrochements" y su dirección es coherente con el sistema general de fracturación del Macizo Hespérico. Para el tratamiento de los datos sobre las microestructuras medidas, en los planos de fractura, se ha utilizado el método propuesto por F. ARTHAUD que soluciona la integración de datos microtectónicos en las deformaciones finitas mediante el uso de los *planos de movimiento* (véase ARTHAUD, 1969).

En el objeto de este trabajo se incluye la importancia de la integración de los datos obtenidos en el sistema de "decrochements" tardihercínicos propuesto en trabajos previos, corroborando una coherencia para el método aplicado.

Por último, es preciso resaltar la posibilidad de utilización de este método aplicado a los materiales de la cobertera posthercínica del E. de la Península, de manera que sea posible una comparación de la evolución póstuma de estas fracturas en relación con la deformación de la cobertera postpaleozoica y en la deformación posterior del mismo zócalo hercínico en una tectónica de horst-graben (fosas y zonas de relieve recientes).

LOCALIZACION DE LA ZONA ESTUDIADA

Los afloramientos estudiados están enclavados en una franja transversal del Sistema Central Español, concretamente en el segmento oriental de la

Sierra de Gredos, entre Avila y Arenas de San Pedro. La elección de esta zona se basa en la homogeneidad de los materiales y la rigidez con que ha respondido a los esfuerzos sucesivos a que han estado sometidos, presentando en superficie una amplia red de fracturación y abundancia de planos con indicación del movimiento a lo largo de ellos.

En esta elección se ha tenido además en cuenta la posibilidad de disponer de un esquema de fracturación regional (fig. 1) y de conocer la posición estructural de los afloramientos observados dentro de la orogénesis hercínica.

Los materiales que componen los afloramientos estudiados son granitos tardíos (posteriores a las fases de deformación hercínica) y calizas metamórficas cuya edad es asimilada al Cámbrico Inferior (MARTÍN ESCORZA, 1970). Este criterio de edad es preciso basarlo además en la uniformidad del horizonte calcáreo del Cámbrico Inferior como nivel cronoestratigráfico y en la alineación de los afloramientos calcáreos estudiados con el eje sinclinal de Tamames (Salamanca).

EL SISTEMA REGIONAL DE FRACTURACION

Una distribución general de las fracturas del área estudiada se ha establecido en la figura 1. En este esquema se han dibujado las líneas de fracturación del sector Avila-Arenas de San Pedro según determinación de uno de los autores (GARZON-HEYDT, 1972) y se ha completado con la fracturación en las áreas circundantes según una determinación de otro de los autores (R. V.) basada en un fotograma del satélite E. R. T. S.-1. Mediante este último procedimiento ha sido posible además continuar las fracturas de las áreas no cristalinas del SW del Sistema Central y además determinar una serie de lineaciones en las zonas de recubrimientos recientes.

A primera vista resalta en este esquema la continuidad de la Falla de Plasencia y el sistema de fallas paralelas cuya interpretación como décrochements senestros puede quedar suficientemente probado. El otro sistema dominante tiene una dirección cercana a N-S y presenta una clara inflexión hacia el Tajo y la meseta toledana.

EL ANALISIS MICROTECTONICO

El estudio cuantitativo de las deformaciones de fractura a la escala de la microtectónica ha sido abordado en escasas ocasiones para los materiales de los zócalos rígidos. Una determinación realizada en este sentido permite conocer la orientación de las direcciones de deformación para una fase de

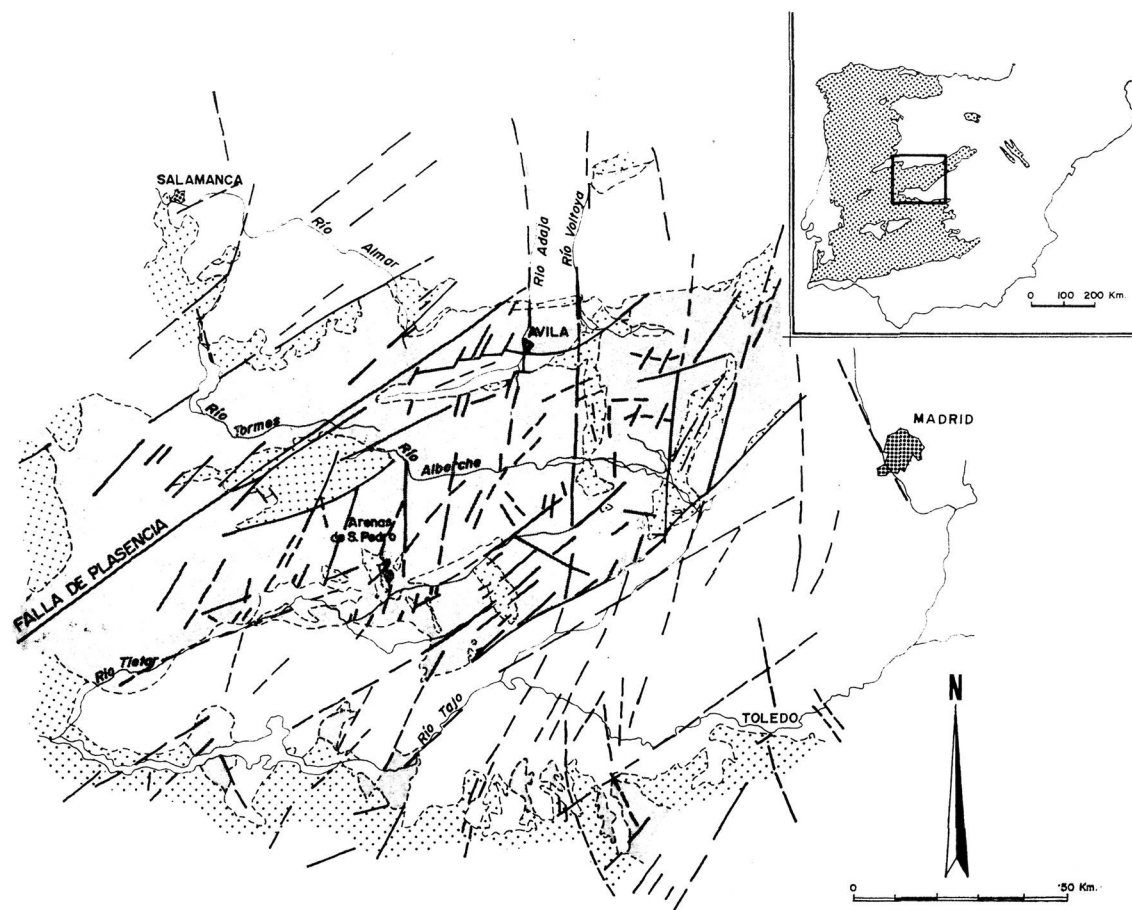


FIG. 1

Esquema regional de la fracturación en el segmento de Gredos y áreas circundantes. Basado en determinaciones de M. G. GARZÓN-HEYDT (1972) y de R. VEGAS (en parte sobre fotogramas del ERTS-1). La base geológica en parte según R. BABIN VICH (1974); R. CAPOTE (1973); C. CASQUET (1973); J. M. FUSTER y A. MORA (1970); C. MARTÍN ESCORZA (1971); F. MORENO (com. pers.); M. PEINADO (1973). Ornamentación: rayas gruesas: fracturas (en trazo discontinuo bajo la cobertera); punteado grueso: rocas sedimentarias y metamórficas paleozoicas; sombreado gris: granitoides hercínicos s.l.; en negro: calizas de Arenas de San Pedro. Nótese la adaptación de los bordes del macizo de granítico y de los trazos de los ríos al sistema general de fracturas

fracturación dada y establecer una correlación con las macroestructuras de la misma.

Con este objeto hemos emprendido el estudio de estrías en planos de fracturas en las rocas graníticas no afectadas por las fases de deformación plástica de edad hercínica (granodioritas s.l. tardihercínicas). Para contrastar los resultados se han medido además estrías y planos de microfracturas en las rocas carbonatadas de las proximidades de Arenas de San Pedro (calizas de Romperropas) cuya edad y significado geológico han sido expuestas anteriormente.

LIMITACIONES Y DIFICULTADES EN LA APLICACION DEL METODO DE ANALISIS

La principal limitación en la aplicación de este método es la existencia de varias fases tectónicas. Como ya se ha indicado, este método se basa en las medidas de fallas y estrías fundamentales sobre planos anteriores o sincrónicos con la fase tectónica considerada. La superposición de otra fase lleva a la reutilización de estos planos, pero no en su totalidad con lo cual pueden confundirse con estrías debidas a otra falla.

En este estudio esta dificultad se ha solventado, teniendo únicamente en cuenta aquellas estrías de "pitch" próximo a la horizontal, suponiendo que todas ellas corresponden a una fase de comprensión de eje Y vertical, y de edad tardihercínica, ya que todas ellas están relacionadas geoméricamente con las fallas de gran recorrido que atraviesan la región y que han sido consideradas de esta edad (PARGA, 1969; VEGAS, 1974 y 1975). Por tanto, las medidas se han realizado en planos donde las estrías presentaban un "pitch" entre 0° y 25°. Junto a ellas se observaron otras estrías de "pitch" vertical que parecen corresponder a una fase posterior responsable de la evolución morfotectónica reciente.

Otros problemas se han presentado al determinar el *sentido de movimiento* en los planos de fractura, pues no existe unanimidad en cuanto a los criterios que deben utilizarse. Esta dificultad se ve aumentada en las fracturas en rocas graníticas (y rocas no calcáreas en general) pues normalmente faltan los criterios utilizados habitualmente en trabajos recientes (TJIA, 1964, 1967, 1972; DZULINSKY y KOTLARCZYK, 1965). No obstante, en algunos sitios se ha podido determinar con exactitud, observando las recristalizaciones en cuarzo que indicaba la zona de distensión (PROUST *et al.*, 1974).

Por otra parte es necesario tener en cuenta al interpretar los diagramas que la existencia de grandes fallas puede crear líneas de fractura subordinadas (de segundo orden, MOODY y HILL, 1964).

LA FRACTURACION EN LAS ROCAS GRANITICAS

Se han estudiado planos de fractura y microestructuras asociadas en los afloramientos graníticos que se encuentran, en la trinchera del Ferrocarril, debajo de las murallas de Avila y cerca de la Ermita de Sonsoles. En esta zona se han realizado 41 medidas, y al obtener los polos de los planos de movimiento (fig. 2 a), se ha observado una concentración de polos en el centro del diagrama, lo cual indica que la mayoría de los casos se tratan de fracturas de

decrochement. En este diagrama no se han podido trazar las coronas que permiten situar a X, Y, Z; solamente se observa el inicio de una dirección E-W. Para determinar entonces las direcciones de alargamiento y acortamiento, se ha realizado un diagrama con los polos de decrochement, observándose la existencia de una serie de incompatibilidades (fig. 2 b), pues los de-

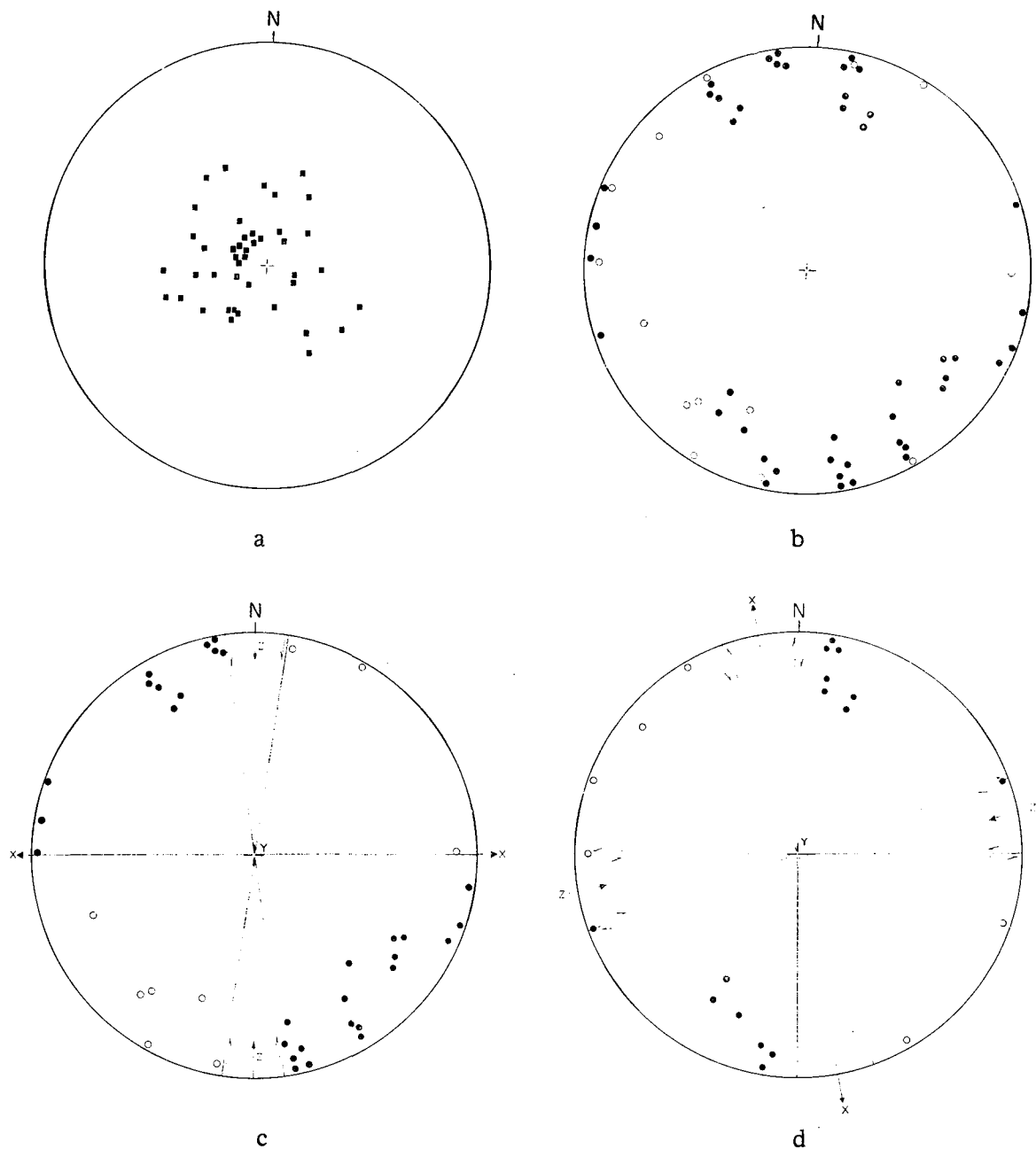


FIG. 2

- a Proyección de los polos de los planos de movimiento en los granitos del sector norte
 b Proyección de polos de fallas en el sector norte
 c Proyección de polos de fallas en el sector norte (explicación en el texto)
 d Proyección de polos de fallas en el sector norte (explicación en el texto)
- desgarres senestros o desgarres dextros

crochements dextros y senestros caen dentro de una misma zona. No obstante en este diagrama se pueden separar dos sistemas de decrochements (fig. 2 c y fig. 2 d) en los que se pueden situar las direcciones de acortamiento, una N-S y otra con dirección 80° . La existencia de estas direcciones de acortamiento en un mismo sector, se pueden interpretar, o como debido a dos fases de deformación, o bien a una sola fase de deformación, pero que debido a la existencia de un accidente mayor se producen desviaciones dentro de la trayectoria de deformación (ANDERSON, 1951; RAMSAY, 1967) a causa de la creación de campos de esfuerzo adicionales. En el caso de la primera hipótesis esto justificaría el juego dextro de las fracturas del Jerte (UGIDOS, 1973).

LA FRACTURACION EN LAS ROCAS CALCAREAS

Las rocas calcáreas estudiadas se encuentran en las proximidades de Arenas de San Pedro (fig. 1). En dichas calizas se distribuyen una serie de planos que muestran una estriación y donde la mayoría de los casos se puede determinar el sentido del movimiento con bastante exactitud. Los criterios utilizados para determinar el sentido se basan fundamentalmente en la observación de estilolitos, los cuales indican la dirección de compresión y su paso a estrías de disolución. Otro criterio utilizado es la observación de recristalizaciones de calcita que indican la zona de distensión. En dichos planos se han observado principalmente dos tipos de estrías, que en un principio parecen corresponder a dos fases distintas de deformación. Una de ellas presenta un "pitch" entre 0° y 20° , mientras que otras lo presentan casi vertical. En algunos sitios se han podido observar estos dos tipos de estrías superpuestas, apareciendo recristalizaciones de calcita dispuestas horizontalmente sobre las estrías verticales; lo cual puede indicar la existencia de movimientos posteriores debidos a una fase de deformación más reciente, y en la cual, el eje de acortamiento Z parece estar vertical (en general las fallas observadas son normales) con lo cual se correspondería con una fase de distensión que podría estar relacionado con la formación de cubetas terciarias. Nuestro estudio se ha referido fundamentalmente a las estrías de pitch próximo a la horizontal; se han realizado unas veinte medidas de estrías. Estas fracturas se han proyectado junto con las estrías para obtener el diagrama (fig. 3 a) con los polos de movimiento. En dicho diagrama se observa una concentración de polos en el centro (lo que indica que la mayoría de las fallas corresponden a decrochement) y dos coronas de dirección aproximada E-W y N-S. Los polos de dichas coronas se corresponden con los ejes X, Z (ya que Y es vertical y queda determinado por la intersección de las dos coronas) y para decidir su posición se ve la compatibilidad con el sentido de las estrías, obte-

niéndose para Z una dirección aproximada a la de N-S, y para X de E-W. También se ha empleado el método de proyectar los polos de las fallas (fig. 3 b) y de esta manera buscando el ángulo de separación entre los polos de décrochements dextros y senestros más agudos se puede determinar la posición de X y Z con bastante exactitud. Las direcciones obtenidas por este método para X, Y, Z coinciden prácticamente con las obtenidas mediante el método de los planos de movimiento.

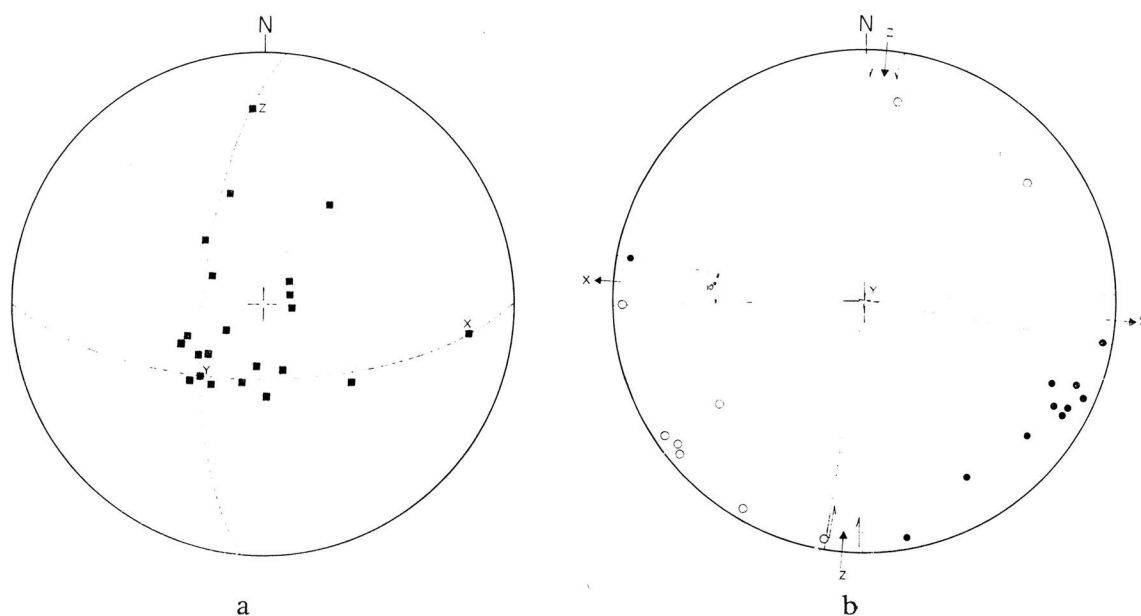


FIG. 3

- a Diagrama de polos de plano de movimiento con la obtención de los ejes de la deformación X, Y, Z (Calizas de Romperropas)
- b Proyección de los polos de planos de microfallas (Calizas de Romperropas)
- desgarres senestros o desgarres dextros

INTERPRETACION Y CONCLUSIONES

Los datos del análisis microtectónico permiten considerar una gran preponderancia de planos de falla asimilables a décrochements repetidos en un sistema conjugado. La orientación se acomoda a las de los esquemas de PARGA (1969) y ARTHAUD y MATTE (1975).

No obstante, existen desviaciones peculiares para este área cuya existencia puede ser achacada a un accidente mayor (Falla de Plasencia) que incurva las direcciones hacia el E. por el juego senestro de esta falla.

Mediante la abstracción (posible en este caso) de las microestructuras debidas a fallas de componente vertical, el sistema de decrochements queda

comprobado así como la posibilidad de utilizar el método de análisis de microestructuras en tectónica frágil. Este método, pocas veces empleado en zócalos cristalinos ha sido además utilizado en rocas calcáreas que han sufrido la misma deformación frágil tardihercínica y la concordancia de los resultados aparece clara.

En cuanto a la interpretación regional las fracturas y sus representantes a la escala de microfracturas concuerdan con los esquemas más generales determinados previamente por PARGA (1969), JULIVERT *et al* (1972), VEGAS (1974, 1975), y ARTHAUD y MATTE (1975). Se confirma la existencia de esta red general de fracturas del zócalo hercínico, de amplio recorrido y que han funcionado como décrochements. En el caso del área estudiada estas líneas regmagénicas tienen además una gran importancia morfológica pues enmarcan los bloques elevados del Sistema Central.

Por otra parte la inflexión general de estas líneas de fractura (fracturas N-S y líneas próximas a E-W) respecto al resto de la Península puede ser debida al comportamiento reológico global de las masas cristalinas del Sistema Central frente a las áreas anquimetamórficas circundantes.

Dada la importancia de estas líneas regmagénicas en la evolución post-paleozoica de la plataforma hercínica sería de gran interés el conocimiento de estas fracturas en las áreas cubiertas por materiales mesozoicos en las cadenas celtibéricas.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, E. M. (1951): *The dynamics of faulting*. (2.^a ed.) Oliver & Boyd.
- ARTHAUD, F. (1969): *Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles*. Bull. Soc. Géol. France, (7) 11, 729-733.
- ARTHAUD, F. y MATTE, P. (1975): *Late Hercynian wrench-faults in Southwestern Europe. Geometry and nature of the deformation*. Tectonophysics, 25, 139-172.
- BABIN VICH, R. B. (1974): *Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar*. Stvd. Geol., 7, 41-61.
- CAPOTE, R. (1973): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la Provincia de Avila*. Bol. Geol. Min., 84 (6), 422-437.
- CASQUET, C. (1973): *Metamorfismo plurifacial hercínico intermedio de Baja Presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)*. Tesis Licenciatura, Univ. Complut. Madrid.
- DZULYNSKI, S. y KOTLARCZYK, J. (1965): *Tectoglyphs on slickensided surfaces*. Bull. Acad. Polon. Sci. (Géol.-Géogr.), 13 (2), 149-154.
- FUSTER, J. M. y MORA, A. (1970): *El carácter del metamorfismo en el macizo de la Cañada (Sistema Central Español)*. Est. Geol., 26, 317-321.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1958): *Excursión geológica por el Bloque de Piélagos (Toledo-Avila)*. Not. Com. Inst. Geol. Min., 50 (1), 77-93.
- GARZÓN-HEYDT, M. G. (1972): *Estudio morfoestructural de la Sierra de Gredos en la transversal Avila-Sierra de San Vicente*. Tesis Licenciatura. Univ. Complut. Madrid.
- JULIVERT, M.; RAMÍREZ DEL POZO, J. y TRUYOLS, J. (1971): *Le reseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies*. (in: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*). Ed. Technip.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1971): *Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Prov. de Avila-Toledo)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (G), 37, 79-106.
- MOODY, J. D. y HILL, M. J. (1956): *Wrench fault tectonics*. Geol. Soc. America, Bull., 67, 1207-1246.
- PARGA, J. R. (1969): *Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv*. Geol. Rundschau, 59 (1), 323-336.
- PEINADO MORENO, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado*, Tesis Doctoral, Univ. Complut. Madrid.
- PROUST, F.; TAPPONNIER, P. y PETIT, J. P. (1974): *Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires*. 2 Réunion. ann. Sc. Terre, Pont-à-Mousson, p. 320.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co.
- ROYO GÓMEZ, J. (1934): *Sobre la tectónica de los aluviones dados anteriormente como diluviales*. Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat., 34, 82-83.
- TJIA, H. D. (1964): *Slickensides and fault movements*. Geol. Soc. Amer. Bull., 75, 683-686.
- (1967): *Sense of fault displacements*. Geol. Mijnbouw, 46, 392-396.
- (1972): *Fault movement, reoriented stress field and subsidiary structures*. Pacific Geol., 5, 49-70.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.
- VEGAS, R. (1974): *Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica*. Bol. Geol. Min., 85 (2), 153-156.
- (1975): *Wrench (transcurrent) fault system of the SW. Spain; paleogeographic and morphostructural implications*. Geol. Rundschau, 64 (1), 266-278.
- VIDAL BOX, C. (1937): *Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Avila*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 37, 79-106.
- (1942): *La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 40, 117-132.

(Recibido el 3 - XI - 75)

(Aceptado el 2 - XII - 75)

SEDIMENTACION RITMICA EN EL PALEOGENO DE ALMENARA DE TORMES (Salamanca) *

G. ALONSO GAVILÁN**

I. CORRALES**

A. CORROCHANO**

RESUMEN.—Se ha realizado un exhaustivo levantamiento de series en los escarpes paleógenos de Almenara de Tormes (Salamanca). El estudio sedimentológico de dichos depósitos, ha permitido reconocer los distintos ritmos y su carácter tipo "fining upward", así como el medio de abanico aluvial en que se formaron.

La correlación de las distintas series y la variación lateral de los ritmos dieron como resultado la evolución de los principales canales.

SUMMARY.—A thorough study of the Paleogene of Almenara de Tormes (Salamanca) has been carried out. The sedimentological analysis of these deposits has made it possible to recognize the different rhythms and their fining upward character as well as the alluvial fan environment where they were deposited.

The evolution of channels can be inferred from the correlation of various series, and lateral variations of their rhythms.

INTRODUCCION

Situados en la provincia de Salamanca, en el término de Almenara de Tormes, se hallan estos sedimentos terciarios, de edad Eoceno Inferior (JIMÉNEZ, 1970).

En un intento de controlar las variaciones de los ritmos que originan los escarpes en la margen derecha de Tormes, entre Valverdón y Almenara de Tormes, se han realizado un gran número de series estratigráficas (Figuras 1 y 2).

DESCRIPCION DE LAS SERIES

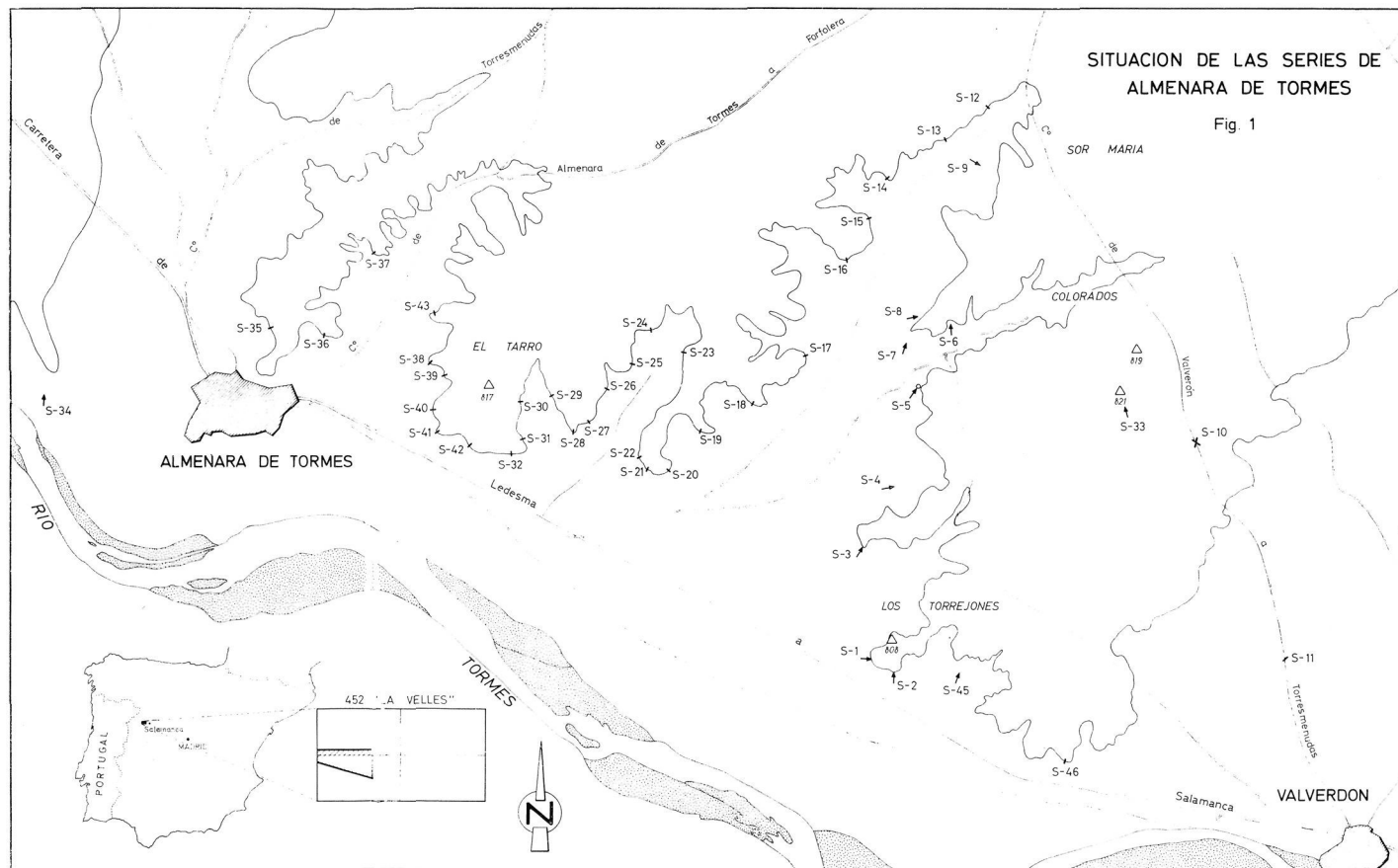
Dada la gran monotonía, se ha realizado una selección, eligiendo tres de las más representativas para su descripción y de ellas se ha muestreado una.

* Trabajo realizado dentro del Programa de Ayuda a la Investigación.

** Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

SITUACION DE LAS SERIES DE ALMENARA DE TORMES

Fig. 1



Esta elección no se ha realizado al azar sino teniendo en cuenta su posición geográfica y características.

SERIE S-19 (Figs. 1, 2 y 8).

Situación: "El Tarro". De muro a techo se observa la siguiente sucesión de materiales:

- 1.—1,75 m. visibles de arenisca de grano muy fino de color rosáceo.
- 2.—1,25 m. de arenisca de grano fino semejante a las anteriores en las cuales aumenta el tamaño y número de cantos. Superficie de erosión en el techo.
- 3.—1,50 m. de arenisca de grano medio con cantos, bien calibrada.
- 4.—0,30 m. de arenisca de grano medio con cemento ferruginoso. Pasa gradualmente al tramo 5.
- 5.—1,50 m. de arenisca de grano fino, color blanco-rojizo.
- 6.—0,50 m. de arenisca de grano fino, color beige. Contacto erosivo con el tramo siguiente.
- 7.—3,50 m. de arenisca conglomerática, cantos heterométricos de cuarzo, cantos blandos. Paleocauces bien visibles con granoselección.
- 8.—0,90 m. de arenisca de grano medio, con cemento silíceo.
- 9.—0,75 m. de arenisca de grano grueso.
- 10.—0,30 m. de arenisca de grano muy fino. Superficie de erosión en el techo.
- 11.—0,50 m. de conglomerado, color blanco rojizo, cantos heterométricos y cantos blandos en el muro.
- 12.—0,50 m. de arenisca de grano fino, cemento silíceo.
- 13.—0,50-1 m. de arenisca de grano muy fino, color beige. Superficie de erosión en el techo.
- 14.—3,50 m. de conglomerado, blanco rojizo. Estratificación cruzada y laminación paralela.
- 15.—0,50 m. de arenisca de grano grueso a medio, cemento ferruginoso.
- 16.—0,60 m. de arenisca de grano muy fino, cantos blandos, rodeados de una película de óxido de hierro.
- 17.—0,50 m. de arenisca de grano muy fino.

SERIE S-32 (Figs. 1 y 2).

Situación: "El Tarro". De muro a techo se observa la siguiente sucesión de materiales:

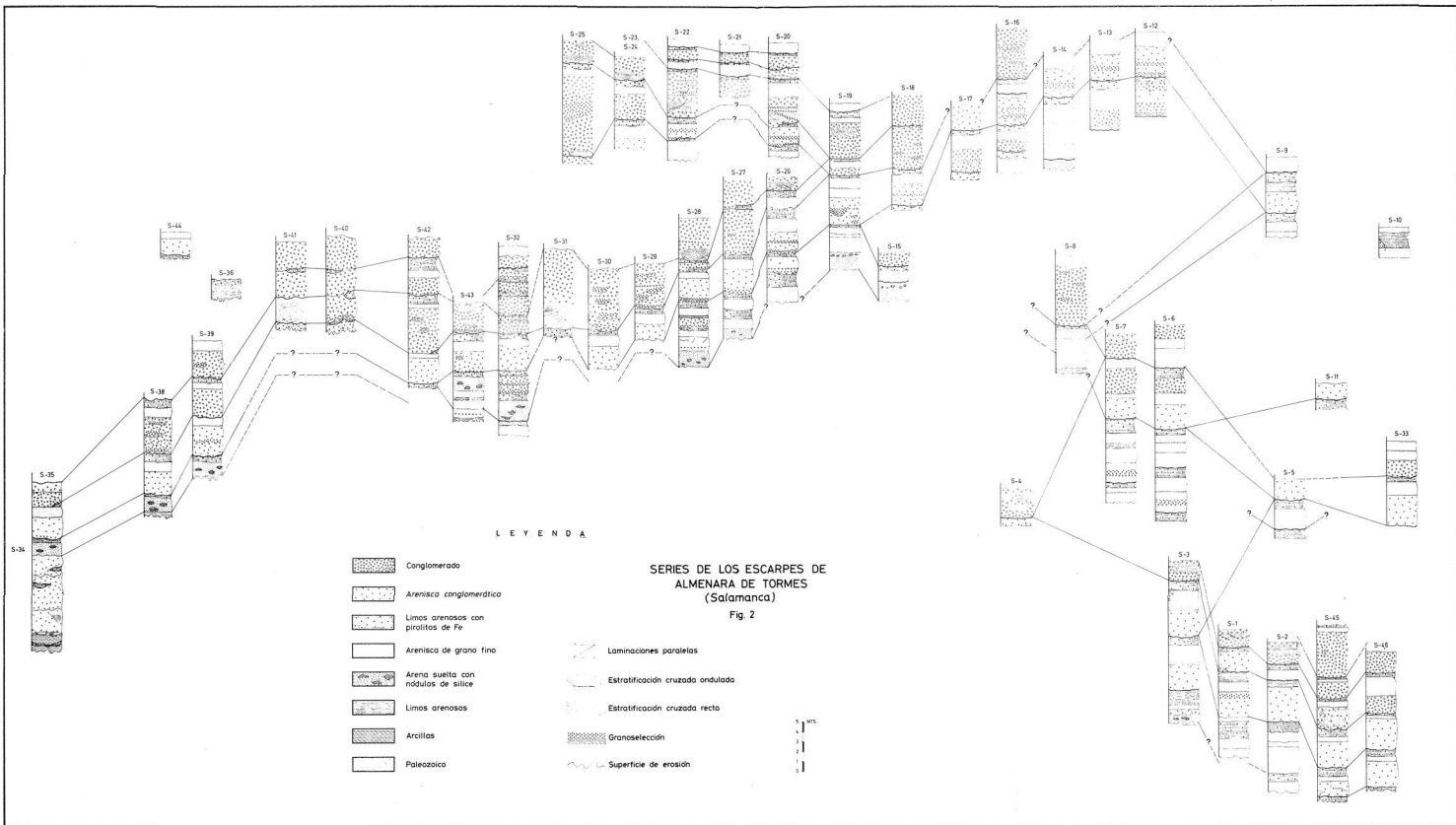
- 1.—0,75 m. visibles de arenisca de grano medio, color pardo-amarillentas.
- 2.—0,50 m. de arenisca de grano fino, blanco-rosáceo, con cantos de cuarzo. Superficie de erosión en el techo.
- 3.—2 m. de arenisca de grano fino, con cantos blandos, y lentejones de material muy fino.
- 4.—1,75 m. de arenisca de grano muy fino, con láminas de carbonatos y cantos blandos. Superficie de erosión en el techo.

- 5.—1,75 m. de arenisca de grano medio, color blanco-rojizo. Presenta granoselección y laminaciones paralelas. En el muro tiene cantos blandos.
- 6.—1,25 m. de arenisca de grano muy fino, color beige. Superficie de erosión en el techo.
- 7.—2,25 m. de arenisca conglomerática, cemento silíceo. Pasa gradualmente a 0,5 m. de arenisca de grano fino.
- 8.—0,5 m. de arenisca de grano muy fino, color beige, con cantos blandos. Superficie de erosión en el techo.
- 9.—1,25 m. de conglomerado, blanco-rojizo, cantos heterométricos de cuarzo y cuarcita, abundantes cantos blandos en el techo.
- 10.—0,5 m. de arenisca de grano muy fino, color beige-rojizo, cantos blandos. Superficie de erosión en el techo.
- 11.—1,75 m. de conglomerado blanco-rojizo.
- 12.—1 m. de arenisca de grano muy fino. Superficie de erosión en el techo.
- 13.—3,5-4 m. de conglomerado blanco-rojizo, con lentejones de arenisca de grano muy fino y cantos blandos en la mitad del banco. Estratificación cruzada, laminaciones paralelas y paleocauces.

SERIE S-45 (Figs. 1 y 2).

Situación: "Los Torrejones". De muro a techo la sucesión de materiales es la siguiente:

- 1.—0,30 m. visibles de arenisca de grano muy fino. Superficie de erosión en el techo.
- 2.—1,25 m. de arenisca conglomerática de grano grueso.
- 3.—0,5 m. de arenisca de grano fino, con características similares al tramo 3.
- 4.—1 m. de arenisca de grano muy fino, color beige-blancuecino, con numerosos cantos blandos en la base. Superficie de erosión en el techo.
- 5.—2-2,5 m. de arenisca conglomerática, blanca. Cantos blandos en la base, granoselección y laminaciones paralelas.
- 6.—0,5 m. de arenisca de grano muy fino, blanca.
- 7.—0,5 m. de arenisca de grano muy fino, color beige, cantos blandos. Superficie de erosión en el techo.
- 8.—1,5 m. de conglomerado, blanco-rojizo, cantos heterométricos de cuarzo y de cuarcita, llegando algunos hasta tres cms. de longitud. Granoselección, estratificaciones cruzadas y cantos blandos.
- 9.—0,5 m. de arenisca conglomerática de grano grueso, granoselección hacia el techo.
- 10.—1,35 m. de arenisca de grano muy fino, color beige y cantos blandos. Superficie de erosión en el techo.
- 11.—1,25 m. de conglomerado blanco-rojizo que pasa gradualmente a una arenisca de grano grueso.
- 12.—1 m. de arenisca de grano fino.
- 13.—1 m. de arenisca de grano muy fino. Superficie de erosión en el techo.
- 14.—2,25 m. de conglomerado masivo.
- 15.—1 m. de arenisca conglomerática.



El exhaustivo número de series levantadas (Figs. 1 y 2), ha permitido una correlación perfecta de todos los ritmos detríticos, tomando como nivel guía la arenisca conglomerática del tramo 7 de las series S-19 y S-32, y el tramo 5 de la serie S-45, que ocasiona el primer resalte que se observa en el campo.

ANALISIS GRANULOMETRICO

Composición textural.—Los datos granulométricos, han sido representados en función de los tamaños de las fracciones, grava, arena y limo más arcilla; para la S-19 se puede ver en la Fig. 8 esta relación litológica al lado de las gráficas parámetros-espesor.

Curvas acumuladas.—(Figs. 3, 4, 5 y 6). Revelan la existencia de una fracción gruesa importante, así como una fracción media de igual importancia, siendo la fracción fina la menos abundante.

Empleando los criterios de separación de las distintas poblaciones descritas por Moss (1972), se han calculado los puntos de inflexión de estas curvas (Tabla I); los valores para el límite entre las poblaciones B y C se en-

TABLA I

Muestra	Populación C y B	%	Populación A y C	%
S-1	+ 4	99	—0,5	15
S-2	+ 4,25	98,5		
S-3	+ 4,3	94		
S-5	+ 4,2	95,5		
S-6	+ 4,2	95,25		
S-7	+ 4,3	95,5		
S-8	+ 3,30	93,0		
S-9	+ 4,5	91,5		
S-11	+ 4,5	97,4	+0,5	13
S-12	+ 4,5	91,5	+1,8	32
S-14	+ 4,6	99,25	—0,5	1,5
S-15	+ 2,8	91,0		
S-16	+ 4,5	98,75		

cuentran entre $+ 4,6 \sigma$ y $+ 2,8 \sigma$, siendo los valores de las frecuencias siempre superiores al 90 %. Para el límite de las poblaciones A y C, estos valores varían entre $-0,50 \sigma$ y $-1,8 \sigma$ siendo la frecuencia siempre inferior al 20 %.

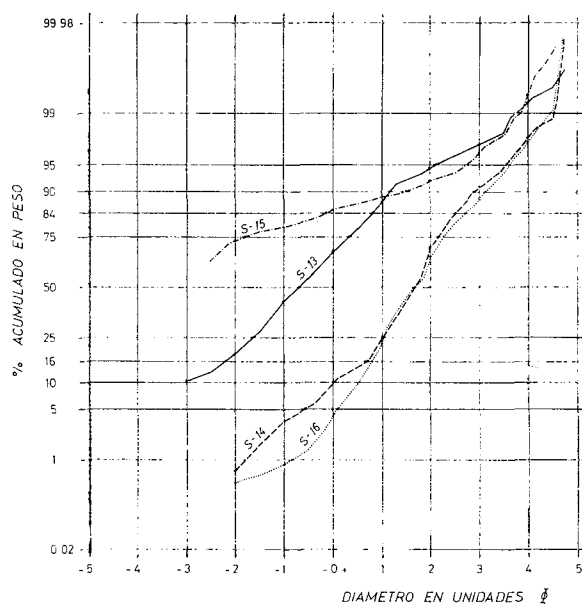


FIG. 3

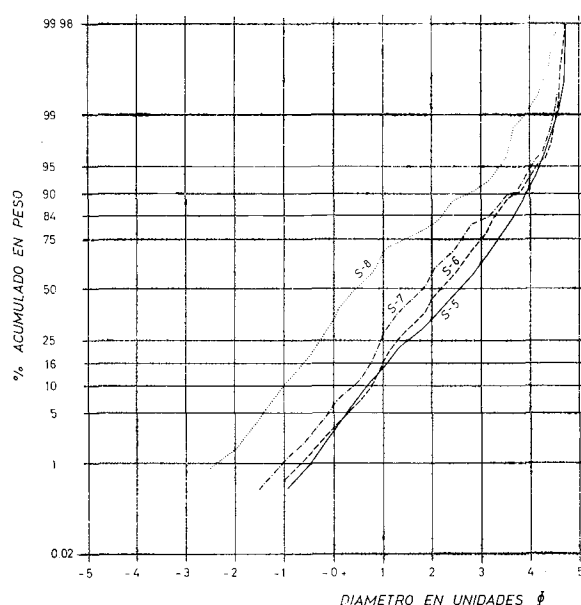


FIG. 4

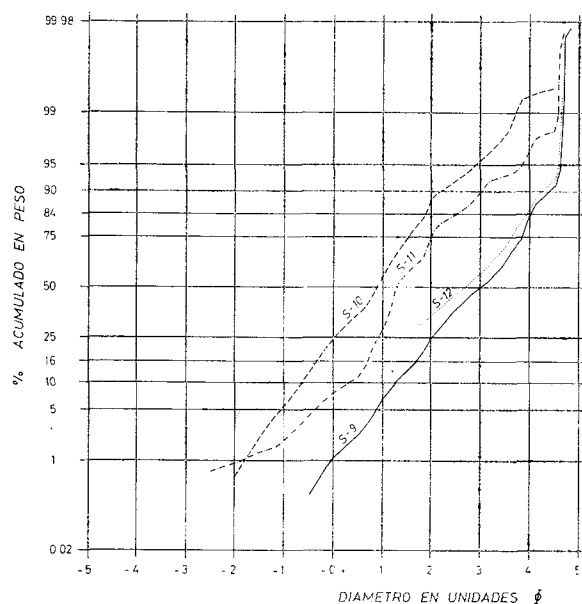


FIG. 5

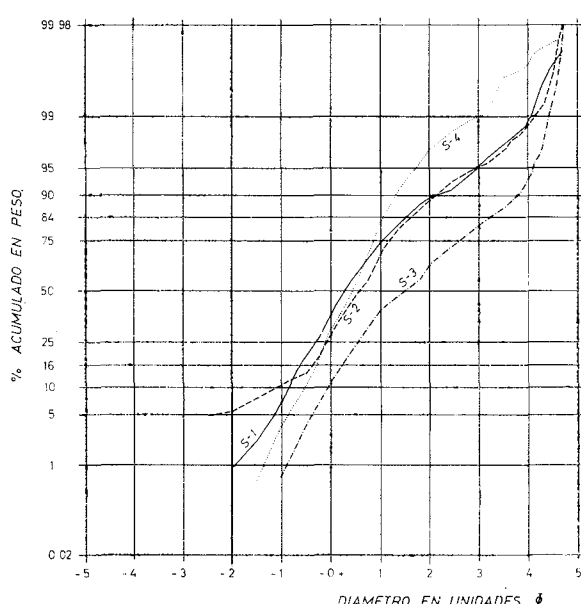


FIG. 6

Curvas acumulativas de Almenara de Tormes

Estudio y relación de los parámetros estadísticos.—Para obtener los valores de estos parámetros estadísticos se han empleado las expresiones dadas por FOLK y WARD (1957), para la medida de la tendencia central, desviación standard, skewness y kurtosis.

De la relación entre sí de estos parámetros (Fig. 7) se desprende:

A) Que para los valores de las medianas inferiores a 1 Ø, el porcentaje de limos-arcillas es superior al 20 % (Fig. 7 A).

B) Que debido a la concentración de las muestras en la línea 0,0 de skewness hacia los valores positivos de las medianas, se deduce que a valores pequeños de la mediana corresponden curvas asimétricas (Fig. 7 C).

C) De la relación entre la kurtosis y la mediana se observa que casi todas las curvas son mesokúrticas cuando la mediana es de pequeño tamaño.

Para la representación gráfica se ha tomado el valor de la kurtosis gráfica dada por FOLK y WARD (op. cit.), debido a que normaliza las curvas (Fig. 7 D).

D) La relación entre el skewness y sorting, indica una nube de puntos concentrada en la zona de clasificación pobre con tendencia a curvas de asimetría negativa (Fig. 7 E).

E) De la relación entre la kurtosis y el skewness, se deduce que las muestras dan curvas con ligera asimetría negativa (Fig. 7 F).

Gráficas parámetros-espesor.—Los ritmos observables en las columnas estratigráficas (Fig. 2), se manifiestan claramente en las gráficas correspondientes a la serie S-19 (Fig. 8). Son cinco ritmos, concluyendo la serie con el comienzo de un sexto, truncado en este perfil pero observable en otros.

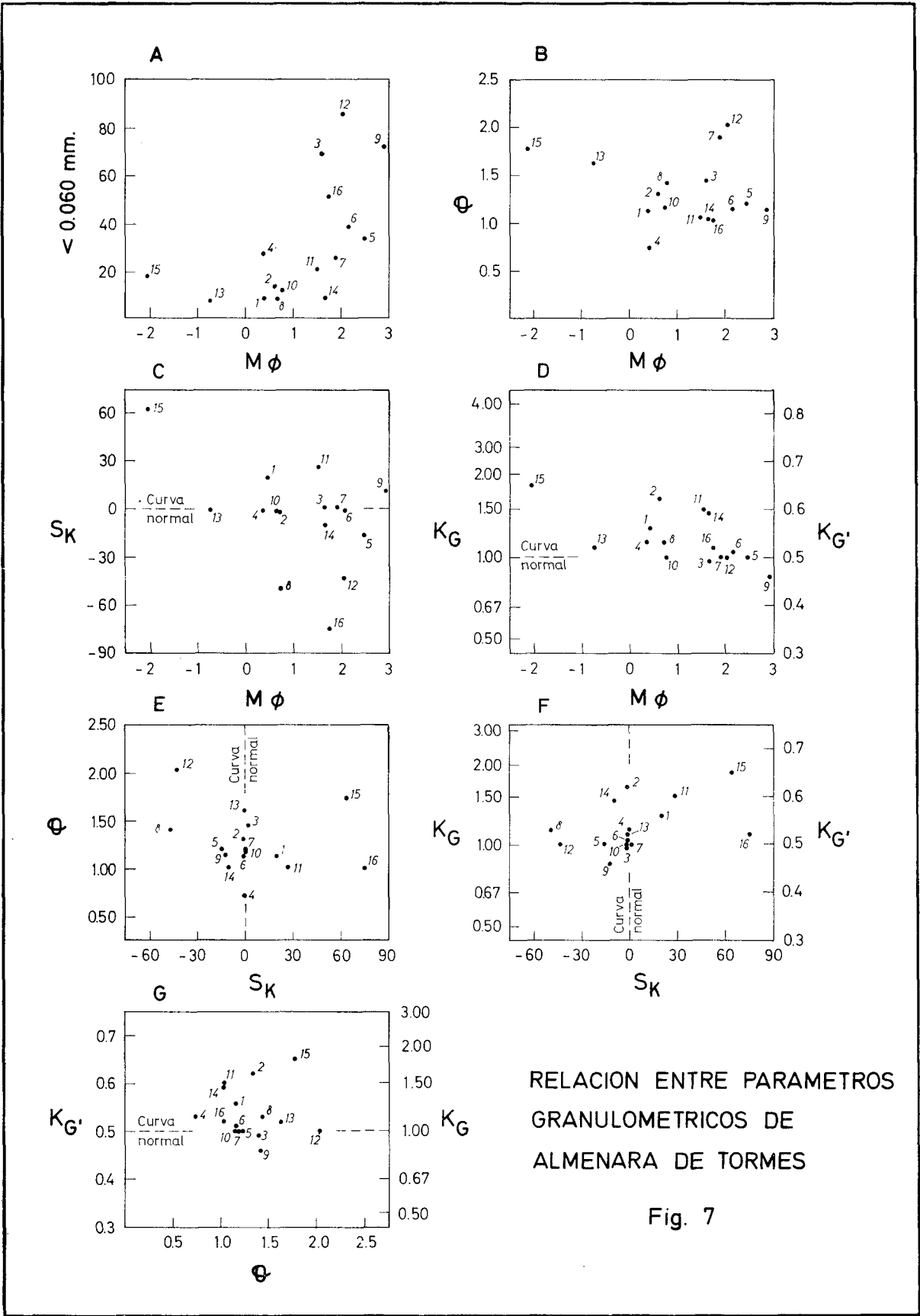
En general, cada ritmo comienza con una gran concentración de materiales gruesos en su base, como consecuencia de una fuerte energía del agente de transporte.

Al suavizarse la energía cinética anterior, comienzan a depositarse las fracciones finas. La corriente ya no es capaz de transportar el material por tracción. Al continuar la disminución de la energía se depositan las fracciones más finas aún, dando comienzo a una decantación en el medio, concluyendo así el ritmo.

Nuevamente vuelven a variar las condiciones del medio al aumentar la energía del agente de transporte, aumentando la concentración del material transportado y su deposición da origen al comienzo de un nuevo ritmo.

Generalmente los ritmos detríticos suelen estar bastante completos, pudiendo a veces, estar truncados e incompletos. Los primeros son consecuencia de la erosión por la avenida de agua que originó el ritmo siguiente, que remueve los limos y arcillas, formando la mayoría de las veces cantos blandos, y ocasionando las superficies de erosión en el techo, tan característicos en el contacto de las areniscas de grano muy fino con los materiales más gruesos situados encima del ritmo siguiente.

Los incompletos (faltan los términos basales) se debe a depósitos fuera del canal (BERSIER, 1958).



RELACION ENTRE PARAMETROS GRANULOMETRICOS DE ALMENARA DE TORMES

Fig. 7

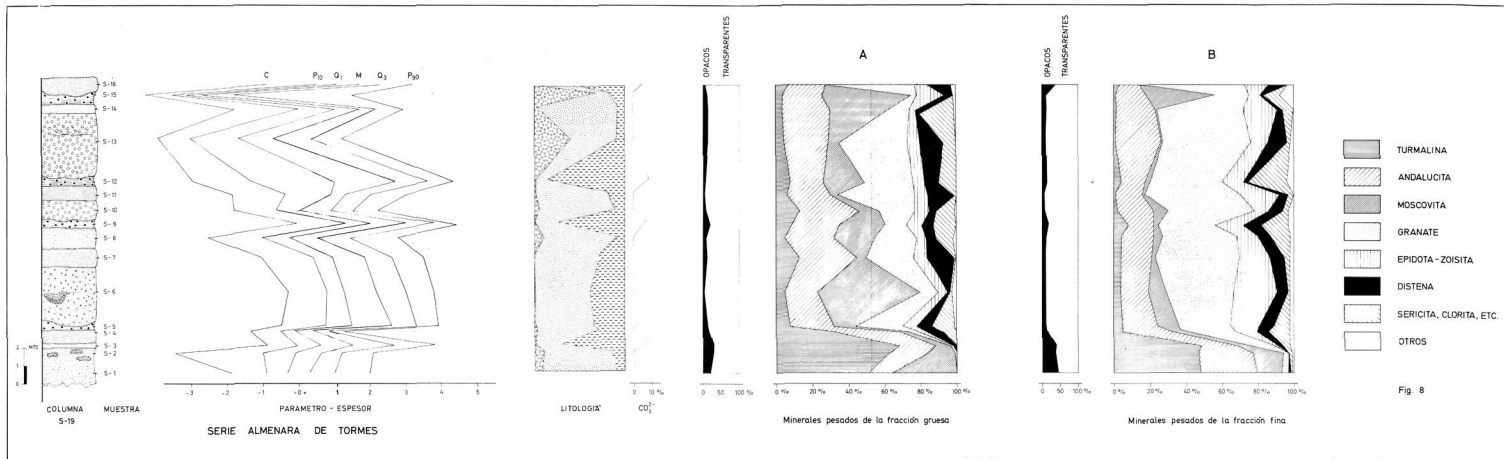


Fig. 8

Todos los ritmos tienen un carácter secuencial de tipo "finig upward" (ALLEN, 1965). El tránsito de un ritmo a otro queda marcado por la presencia de una superficie de erosión, que ocasiona a veces la desaparición total de los términos superiores del ritmo inmediatamente inferior.

La secuencia de estructuras observables comienza con una concentración de cantos blandos en la base del ritmo, especialmente localizados en las zonas deprimidas de las superficies de erosión, alcanzando a veces espesores de 20 cms.

Encima de los cantos blandos, se sitúan estratificaciones cruzadas de sets curvos o rectos y por último laminaciones paralelas, que nunca tienen una potencia superior a los 20 cms.

Es frecuente también encontrar en la base de los ritmos paleocauces.

SITUACION RELATIVA DE LOS CANALES

Si se observan los ritmos separadamente (Fig. 9), se puede apreciar que durante la sedimentación del primero, existió un canal situado en la región oeste del área estudiada, entre las series S-23 y S-43, alcanzando su máxima profundidad entre las series S-43 y S-32. En la región oriental es difícil de precisar la existencia de otros canales dado el escaso número de afloramientos.

Durante el depósito del segundo ritmo, el amplio canal anterior se desplaza hacia el este formando dos canales de igual importancia, situados entre las series S-25 y S-2, desarrollando su máxima profundidad entre las series S-19 y S-7.

Existe también la posibilidad de que el canal del primer ritmo se desplace hacia el oeste, en cuyo caso estaría representado en este segundo ritmo por la existencia de un pequeño canal situado entre las series S-42 y S-30, con la profundidad máxima en la serie S-32. Los canales que aparecen en el este, derivarían entonces del desarrollo de un antiguo canal situado en la región oriental.

La red fluvial anastomosada, queda instalada en el este durante el depósito del tercer ritmo, apareciendo un canal entre las series S-10 y S-5 con máxima profundidad en la serie S-8 que sustituye a los antiguos.

Durante el depósito del cuarto ritmo, la red fluvial se desdobra en pequeños canales, siendo de mayor importancia los que aparecen en el este.

En el quinto ritmo los canales de la región oriental predominan sobre los de la occidental; se instala un canal entre las series S-18 y S-11 que tiene su máxima potencia en la serie S-14.

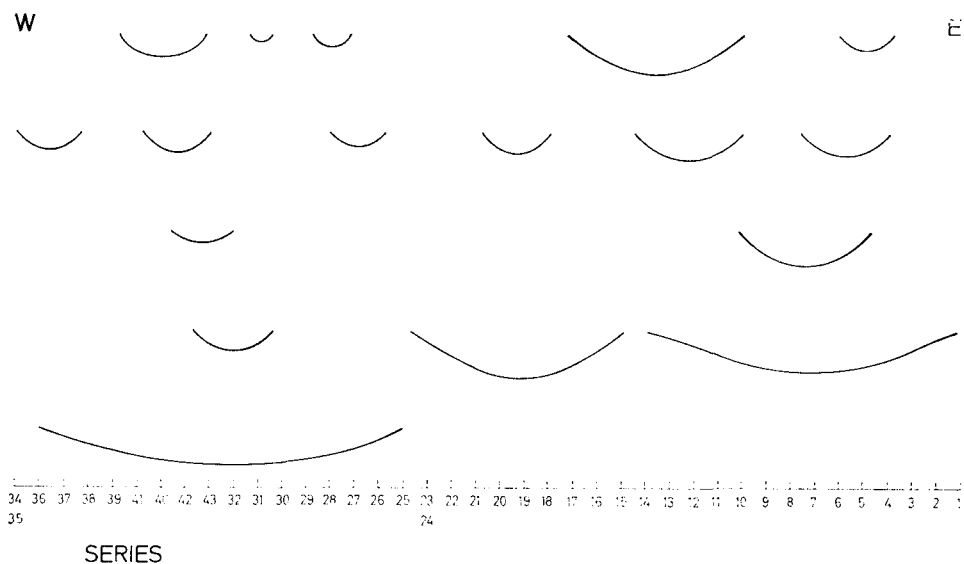


Fig. 9

ANALISIS MINERALOGICO

Determinación de carbonatos.—Con el fin de completar el análisis sedimentológico de la serie muestreada, se ha realizado un estudio de la cantidad de carbonatos existentes en las muestras.

Se encontró que gran número de ellas no contenían carbonatos. Tan solo las muestras S-3, S-5, S-9, S-12 y S-16 tenían en pequeñas cantidades (Fig. 8). Cada pico de la gráfica coincide con un valor superior al 50 % de la fracción limo-arcilla; esto es lógico ya que los carbonatos se concentran en la fracción fina y en las partes más distales del cauce.

Minerales pesados.—Se han hecho dos separaciones de minerales comprendidas entre los tamaños 0,400-0,200 mm. y 0,200-0,060 mm. Los porcentajes de minerales de cada fracción están representados en la figura 8, de la que se deduce:

- 1.º Durante los dos primeros ritmos la asociación de minerales es turmalina-moscovita-andalucita, mientras que en el resto de la serie es andalucita-distena-granate.
- 2.º La turmalina disminuye bruscamente al comienzo del tercer ritmo, manteniéndose más o menos constante hasta el final.
- 3.º El porcentaje de minerales opacos oscila de acuerdo con el de la turmalina.
- 4.º La andalucita, mantiene su porcentaje, más o menos constante a partir del ritmo tercero, siendo este porcentaje inferior al valor de los dos primeros ritmos. A menudo la andalucita aparece alterada a sericita.

5.º Como es lógico, la moscovita es más frecuente en la fracción gruesa.

6.º Los granates por el contrario, tienden a concentrarse en la fracción fina. Durante los dos primeros ritmos, en la fracción fina su representación es prácticamente nula, aumentando considerablemente en el resto de los ritmos.

7.º El porcentaje de minerales del grupo de la epidota-zoisita aumenta a partir de los dos primeros ritmos, especialmente en la fracción fina.

8.º Junto con la biotita se representaron también los productos de alteración cloríticos; mantiene su porcentaje más o menos similar en ambas fracciones, siendo su representación nula en la fracción gruesa de los dos primeros ritmos. Se produce una concentración en el quinto ritmo para luego desaparecer totalmente en el sexto.

9.º Bajo la denominación de otros minerales se ha representado el porcentaje de estauroлита, circón, brookita, rutilo, etc.

10.º Al comienzo del tercer ritmo se observa una relación inversa entre los granates y las moscovitas, el aumento de unos ocasiona la disminución de los otros y viceversa. Esto es debido a la estructura equidimensional de los granates, ya que su mayor densidad condiciona su depósito en las partes más proximales de los canales, mientras que por el contrario, las micas con su forma planar y menor densidad son llevadas hasta las partes más distales.

Como consecuencia del análisis mineralógico, se pueden emitir dos hipótesis para explicar la variación mineralógica a lo largo de la serie.

A) Durante los dos primeros ritmos, existió un aporte rico en turmalinas angulosas asociadas con moscovitas y andalucitas. Al comenzar el tercer ritmo, este aporte pasó a ser secundario, sin llegar a desaparecer totalmente, al ser desplazado por un nuevo aporte más rico en granates, asociados a andalucitas, moscovitas y el grupo de la epidota-zoisita.

B) La segunda hipótesis es que se trataría de una zona de coalescencia de dos abanicos.

Se cree como más acertada la primera hipótesis basándose en la presencia de turmalinas angulosas a lo largo de toda la serie, ya que aunque es mayor su porcentaje en la zona basal, permanecen asociadas a turmalinas redondeadas típicas del segundo aporte en el resto de la serie. Así mismo corrobora esta segunda hipótesis la presencia de granates grandes y angulosos junto a granates pequeños y redondeados.

Dada la asociación de minerales pesados del primer aporte se establece que el área fuente estaba próxima, presentando una composición neísica. La asociación de minerales del segundo aporte, es típica de áreas de metamorfismo intermedio y geográficamente estaría más alejada que la anterior por estar los minerales más redondeados.

CONCLUSIONES

1.º Son ritmos detríticos, con marcado carácter tipo “fining upward”, teniendo la siguiente secuencia de materiales de muro a techo: arenisca conglomerática rica en cantos de gran tamaño, seguida de una arenisca de grano grueso que va pasando gradualmente a una arenisca de grano fino y ésta a una arenisca de grano muy fino.

Estos depósitos se han formado por la migración de canales de una red fluvial anastomosada, con acumulación lateral de sedimentos. Está formado el depósito por cinco ritmos y el comienzo de un sexto.

2.º Los ritmos no se encuentran siempre completos, pudiendo a veces presentarse incompletos o truncados por los ritmos superiores.

3.º Del análisis granulométrico y de las gráficas parámetros-espesor se desprende que son abanicos aluviales, apareciendo facies que corresponden a zonas diferentes, unas más próximas que otras.

4.º Durante la sedimentación de los términos basales, la red fluvial estaba instalada en las proximidades del vértice del abanico, mientras que durante el depósito de los términos superiores la red fluvial estaba más alejada.

5.º La presencia de carbonatos coincide con los depósitos de tamaño fino, lo que confirma la disminución de la velocidad de la corriente mientras duró el depósito de estos materiales, coincidiendo su deposición con partes más distales del abanico, que los términos gruesos.

6.º Como se desprende del gráfico 8, las zonas distales coinciden con el máximo en MOSCOVITAS y los más proximales con los GRANATES.

7.º El área fuente fue diferente para los dos primeros ritmos que en el resto, como lo demuestran las asociaciones diferentes de minerales.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI, B. (1965): *El Cámbrico de Salamanca y su serie de cobertura*. Est. Geol., 11, 383-395, láms. 62-64.
- ALLEN, J. R. L. (1963): *The classification of cross stratified units with notes on their origin*. Sedimentology, 2 (2), 93-114.
- (1964): *Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin*. Sedimentology, 3, 163-198.
- (1965): *A review of the origin and characteristic of recent alluvial sediments*. Sedimentology, 5 (2), 89-179.
- (1965): *Fining-upward cycles in alluvial successions*. Geol. J., 4 (2), 229-246.

- BERSIER, A. (1958): *Séquences détritiques et divagations fluviales*. Ecl. Geol. Helv., 51, 854-893.
- CORROCHANO, A. (1974): *Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca*. Stvd. Geol. 7, 7-39.
- CORROCHANO, A. y QUIROGA, J. L. (1974): *La discordancia Paleozoico-Terciaria al SW de Zamora*. Stvd. Geol. 7, 123-130.
- DENNY, Ch. S. (1969): *Alluvial fans in the Death Valley Region, California and Nevada*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 446, 1-62.
- DUFF, P. McL. D.; HALLAN, A. & WALTON, E. K. (1967): *Cyclic sedimentation*. Dev. in Sedimentology, 10, 280 pp. Elsevier Ed.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C. (1957): *Brazos River Bar: study in the significance of grain size parameters*. J. Sed. Petr., 27 (1), 3-26.
- JIMÉNEZ, E. (1970): *Estratigrafía y Paleontología del borde Sur-Occidental de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- (1972): *El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes*. Stvd. Geol., 3, 67-110.
- (1973): *El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Albavilloria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas*. Stvd. Geol., 5, 107-136.
- MOSS, A. J. (1972): *Bed load sediments*. Sedimentology, 18 (3/4), 59-220.
- POMEROL, Ch. (1961): *Les sables de l'Eocène Supérieur (étages Lédien et Bartoinien) des Bassins de Paris et Bruxelles*. Thèse, Mém. expl. Carte Géol. Dét. France.

(Recibido el 20 - VI - 75)

(Aceptado el 15 - VII - 75)

SIGNIFICADO PETROLOGICO DE CORDIERITA, SILLIMANITA Y ANDALUCITA EN MIGMATITAS Y GRANITOS DE PLASENCIA - BEJAR Y AREAS ADYACENTES (Salamanca-Cáceres)

J. M. UGIDOS*

RESUMEN.—En este trabajo se consideran los principales aspectos petrográficos de cordierita, sillimanita y andalucita en granitos y migmatitas del área Béjar-Plasencia, llegándose a la conclusión de que los dos primeros minerales se forman durante condiciones de metamorfismo progresivo y su presencia en los granitos tiene distinto significado. En unos casos representan “resisters” al proceso anatético y en otros constituyen xenocristales.

La andalucita aparece como derivada, en parte, de la transformación de la cordierita durante un proceso de metasomatismo potásico, ya que su aparición coincide con el desarrollo de este fenómeno y en parte con posible origen magmático. En un caso aislado se encuentra aparentemente relacionada con un proceso de transformación de estauroлита.

SUMMARY.—This paper deals with the most important petrographical aspects of sillimanite, cordierite and andalucite in granites and migmatites from the Béjar-Plasencia zone. Conclusions are that cordierite and sillimanite are developed under progressive metamorphic conditions and its occurrence in granites has two different significations. In some cases they are “resisters” to the anatectic process and in others they occur as xenocrists.

Andalucite occurs as partly derived from cordierite breakdown caused by a potassium metasomatism and partly from a possible magmatic cristallization. In an isolated case andalucite is apparently related with staurolite breakdown.

INTRODUCCION

En trabajos anteriores se ha hecho referencia (UGIDOS, 1974 b) al estudiar las características petrográficas del área Béjar-Plasencia-Barco de Avila, a la importancia y variedad de los silicatos aluminicos en todo el dominio señalado. Se pretende ahora añadir al estudio inicial datos complementarios acerca de estos minerales y establecer su significado en lo que se refiere a su presencia en rocas graníticas. Las excepcionales condiciones de observación

* Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias. Salamanca.

que ofrece la zona que se considera, con numerosas facies de transición de unos tipos petrográficos a otros, así como la abundancia de nebulitas y rocas afines con la asociación cordierita-sillimanita constituyen puntos básicos en la interpretación que se propone.

Establecida ya la base petrográfica en los trabajos citados por lo que se refiere a las rocas en las que aparecen cordierita, sillimanita y andalucita, se atenderá aquí únicamente a las relaciones particulares de estos minerales y a la posibilidad de su utilización como criterios aptos para definir líneas petrogenéticas.

CORDIERITA

En relación con los acontecimientos metamórficos posteriores a las principales fases de deformación es posible observar los siguientes tipos:

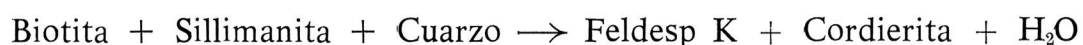
a) Cordierita en cornubianitas desarrolladas en la aureola térmica de granitos emplazados en niveles epizonales. Se encuentra en formas típicamente poiquiloblásticas, subhedrales y sin maclas aparentes. La asociación mineralógica más frecuente está integrada por: biotita, cuarzo, moscovita y cordierita desarrollada generalmente sobre esquistos clorítico-sericíticos.

b) Cordierita presente en cornubianitas de carácter isótropo en las que la esquistosidad es residual y definida únicamente por palimpsestos de biotita y fibrolita. La asociación mineralógica postectónica está integrada por: biotita, sillimanita (en prismas de hasta 1,5 ctms.), feldespato potásico, cuarzo y cordierita que presenta maclas de interpenetración. En formas subhedrales, incluye poiquiloblásticamente cuarzo, biotita y sillimanita.

Estos tipos cordieríticos no forman nunca parte de la petrografía granítica como minerales aislados sino que, en todo caso, se encuentran en enclaves dentro de la masa granítica.

c) Cordierita en el neosome de las migmatitas. Puede presentarse bajo tres formas principales entre las que son posibles todos los casos intermedios dependiendo del grado de evolución de las migmatitas:

1. En forma de cristales alargados según la esquistosidad principal, junto con la biotita. Es muy frecuente la asociación de estos dos minerales con sillimanita, que se conserva dentro de la cordierita (Fig. 1). Esta relación y el hecho de que este tipo de cordierita no esté nunca afectado por fases de deformación posteriores a la que ha producido la esquistosidad citada, son datos que permiten establecer que se trata de una cordierita mimética, postectónica y producida probablemente por la reacción:



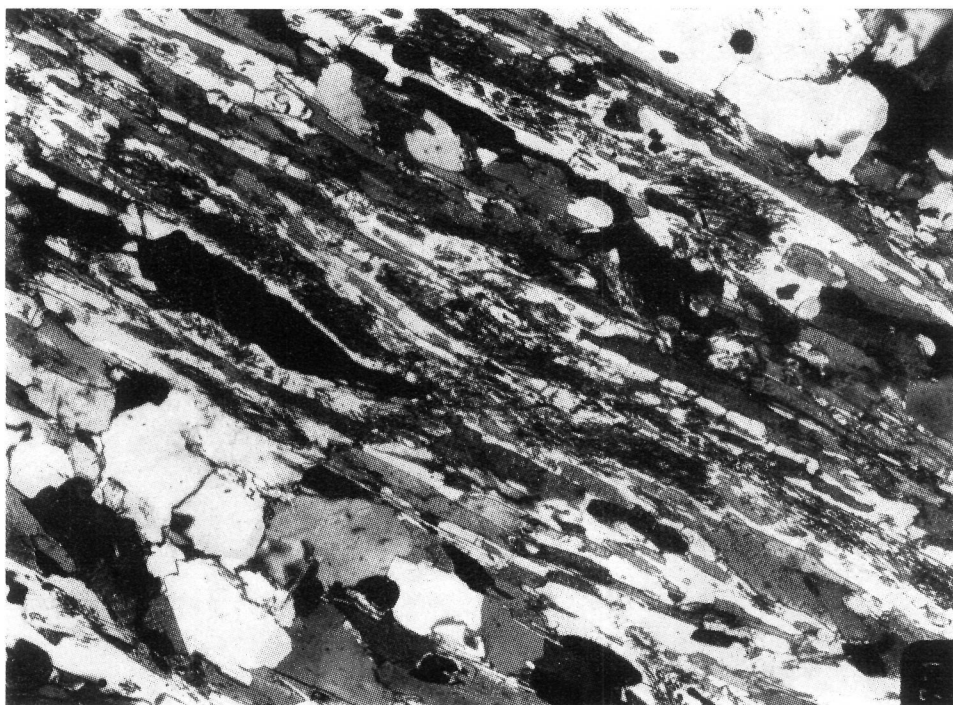


FIG. 1

Cordierita tipo C-1. × 40. N.C.

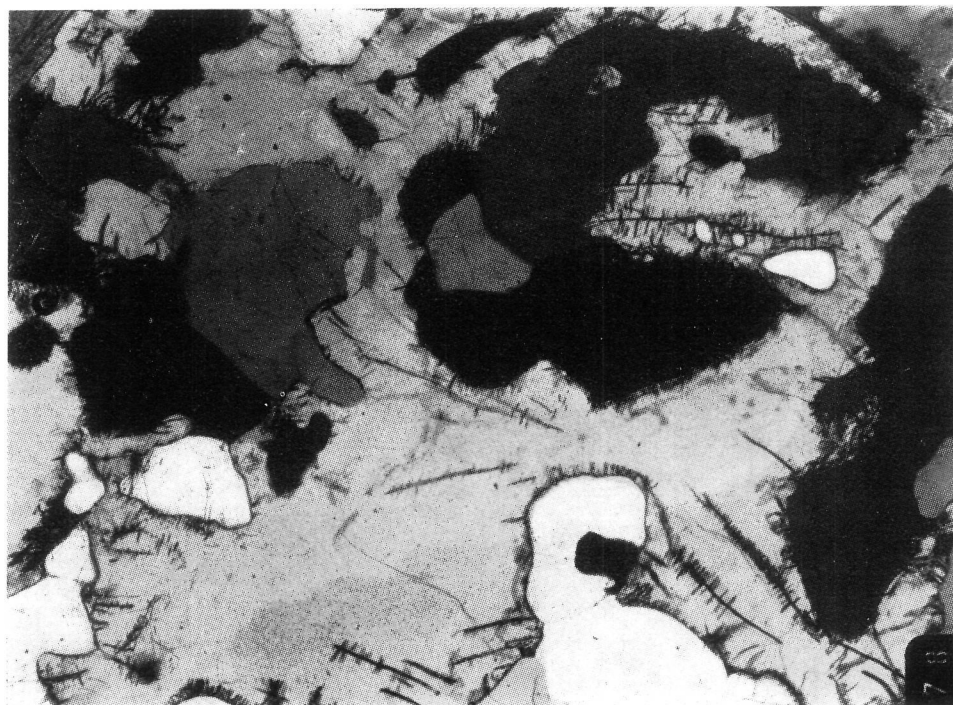


FIG. 2

Cordierita tipo C-2. × 40. N.C.

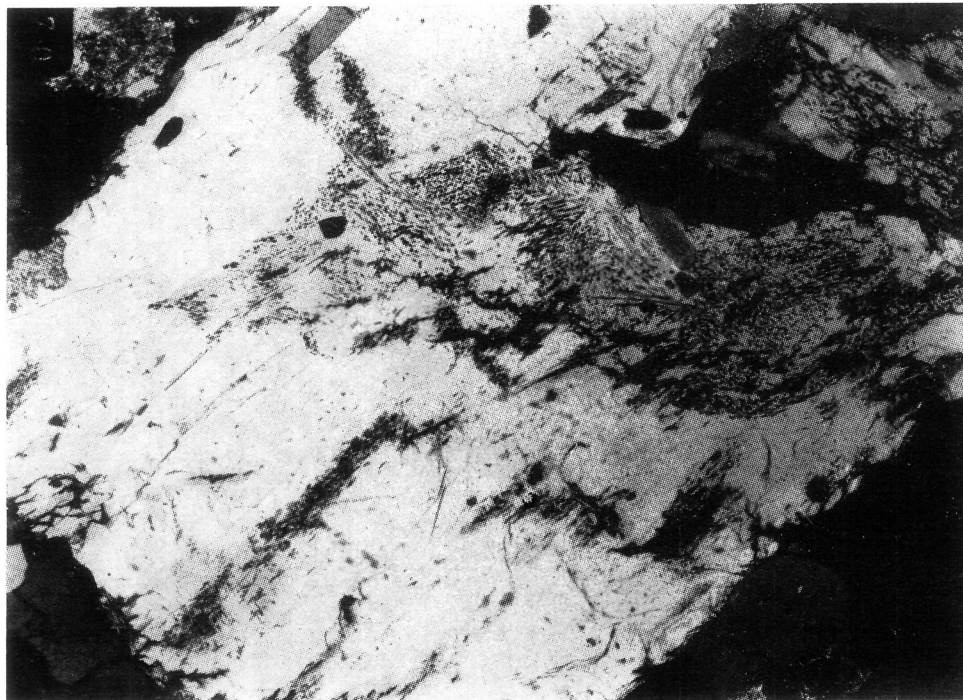


FIG. 3

Cordierita tipo C-3, con inclusiones de biotita y sillimanita. $\times 40$. N.C

que según PLATEN y HÖLLER (1966, in BLASI y SCHIAVINATO, 1968) tiene lugar a temperaturas de 700°C - 675°C para presiones de 2.000 - 4.000 bars, produciéndose un residuo cristalino formado por cordierita, sillimanita y cuarzo y un baño anatécico a partir del cual cristaliza el leucosome.

2. Cordierita globular, en formas irregulares, asociada frecuentemente al cuarzo con el que se dispone formando nódulos de tamaños variables que pueden llegar hasta los 10 centímetros. En estos nódulos la cordierita tiene la misma orientación óptica y el cuarzo, por el contrario, está representado por individuos diferentes completamente irregulares (Fig. 2). Otras inclusiones de estos nódulos son: sillimanita, biotita y circón.

3. Cordierita en cristales aislados de tendencia euhedral (Fig. 3) que llega a ser perfectamente prismática en muchas ocasiones, pudiendo tener o no inclusiones de cuarzo, sillimanita, biotita y circón. A veces maclada con maclas laminares, si bien esto es muy poco frecuente. Llega a alcanzar tamaños de hasta 3-4 centímetros en áreas marginales a los granitos biotíticos de Béjar, en los que es frecuente este tipo de cordierita.

El predominio o abundancia de cada uno de los tres casos considerados depende del grado de evolución de las migmatitas en las que se encuentran, es decir, que en migmatitas de tipo nebulítico y próximos a éste son más

frecuentes las cordieritas c-2) y c-3), mientras que en las migmatitas en las que predomina el paleosome sobre el neosome es frecuente el tipo c-1) y en menor proporción el c-2), siendo muy raros los prismas euhedrales. Igualmente, en los granitos de estas áreas se encuentra sólo el tipo c-3) y en menor proporción el c-2).

Los datos que se conocen hasta el momento de difractogramas y valores del índice de distorsión de las cordieritas (PÉREZ, 1971; COLMENERO y BEA, datos no publicados) son más próximos a los que presentan las cordieritas metamórficas, por comparación con los datos de MIYASHIRO *et al.* (1955) y MIYASHIRO (1957).

Por otra parte, si bien las condiciones del metamorfismo (UGIDOS, 1974) pueden haber sido suficientes como para lograr la fusión incongruente de biotita en presencia de cuarzo (PLATEN, 1965) no ocurre lo mismo para la cordierita (SCHREYER y YODER, 1964) que puede ser añadida al baño anatético solo parcialmente, en el caso de temperaturas superiores a las que han tenido lugar en el dominio metamórfico que se considera.

En consecuencia y a pesar de que algunas de las relaciones texturales de la cordierita pudieran conducir a la idea de que tiene un origen magmático directo (especialmente cuando se encuentra en formas prismáticas en los granitos y granodioritas), es más probable que se haya formado según un proceso de segregación o diferenciación metamórfica (BLASI y SCHIAVINATO, 1968) durante el proceso anatético en el que la presencia de un fluido palingénético ha debido jugar un papel importante (MEHNERT, 1962).

La cordierita c) constituye, por tanto, un residuo cristalino y su mayor o menor desarrollo, así como el grado de idiomorfismo que puede llegar a alcanzar, depende del grado de viscosidad en que se encuentre el producto anatético, es decir, del grado de sobrecalentamiento del mismo. Conviene señalar a este respecto que los prismas cordieríticos están tanto mejor desarrollados cuanto mayor es la proximidad a los granitos biotíticos calcoalcalinos de Béjar y zonas próximas (UGIDOS, 1974 a).

La presencia de cordierita (alterada a pinnita) en los granitos tiene, entonces, dos significados diferentes según los casos:

1. Cordierita en los granitos de anatexia (granitos heterogéneos) y granitos de dos micas parcialmente enraizados (UGIDOS, 1974 c). Representa un mineral residual, "resister", al proceso de palingénesis que ha producido estos granitos como consecuencia de un fenómeno de metasomatismo e hidratación sobreimpuestos a la petrología metamórfica inicial (UGIDOS, 1974 d).

2. Cordierita en los granitos calcoalcalinos biotíticos de Béjar y áreas próximas. Tiene el significado de xenocristales que se han incorporado a la masa magmática calcoalcalina la cual se ha mezclado con los productos ana-

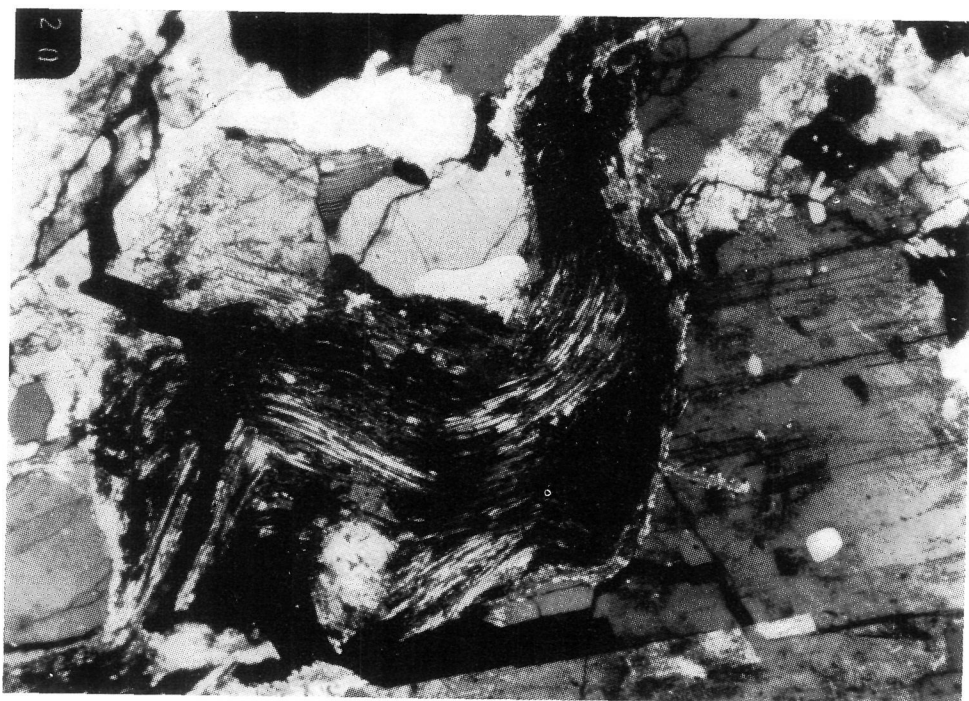


FIG. 4



FIG. 5

*Sillimanita en los granitos de Plasencia-Montehermoso.
× 40 y 140 respectivamente. N.C.*

técticos desarrollados en las rocas encajantes, en los cuales se encontraba la cordierita como residuo cristalino. Esta "hibridación" del magma calcoalcalino es responsable, tal como se ha señalado, de la convergencia de su quimismo con el de la serie alcalina en el caso de los granitos "younger" de esta región (UGIDOS, 1974 a, c).

SILLIMANITA

Tiene un largo período de desarrollo que oscila de etapas anteriores a la fase de plegamiento de la esquistosidad principal a etapas posteriores. Los mismos tipos de sillimanita que se encuentran en las rocas migmatíticas tienen equivalentes en los granitos heterogéneos de anatexia, así como en los granitos de dos micas de Plasencia-Montehermoso (UGIDOS, 1974 c). Puede presentarse como mineral aislado (Figs. 4 y 5) o formando parte de estructuras palimpsésticas, por lo que no parece necesario atribuir a la sillimanita un origen magmático en los granitos, si bien no se descarta esta posibilidad en algunos casos.

En los granitos biotíticos de Béjar, es muy rara la sillimanita y cuando se encuentra presenta las mismas características que en los casos anteriores. Dado que las facies cordieríticas de estos granitos (en las cuales se encuentra sillimanita) representan un proceso de asimilación, no es probable que la sillimanita tenga un origen magmático. En algunos casos se conserva dentro de las cordieritas de estos granitos, en la misma relación textural que en las rocas encajantes.

ANDALUCITA

Totalmente ausente de las rocas de tipo migmatítico, se encuentra únicamente en rocas graníticas de diversas clases:

1. En los granitos heterogéneos de anatexia bajo la forma de cristales de tamaños variables, irregulares, a veces asociados a los productos de transformación de la cordierita (Fig. 6). No es muy frecuente y siempre parcialmente transformada a moscovita.

2. En los nódulos de los granitos aplíticos (UGIDOS, 1973 b), también en forma de granos irregulares que se disponen, a veces, entre los productos cloríticos de transformación de la cordierita. Es el tipo granítico en el que con más frecuencia se presenta la andalucita.

3. En los granitos de dos micas de Plasencia-Montehermoso, especialmente en el extremo occidental del batolito, es decir, en las áreas donde este



FIG. 6

Andalucita asociada a los productos de transformación de la cordierita.
× 40. N.C.

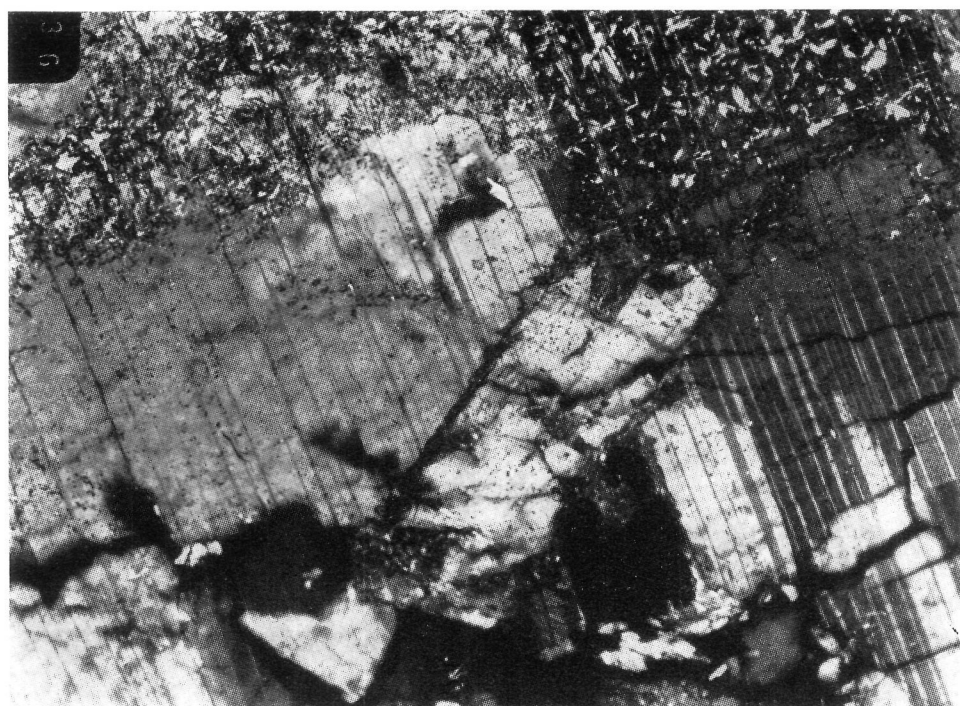


FIG. 7

Andalucita incluida en plagioclasas. Granitos de Plasencia-Montehermoso.
× 140. N.C.

granito tiene un neto carácter alóctono. Puede presentarse en formas de tendencia euhedral, o en granos irregulares. A veces incluida en plagioclasas de composición oligoclásica intermedia (Fig. 7). En algún caso se encuentra también asociada a los productos de transformación de la cordierita.

4. En las facies más epizonales y evolucionadas de los granitos calcoalcalinos biotíticos con cordierita de Béjar (zona de La Alberca-Sequeros) donde el granito presenta una petrografía de tendencia aplítica con moscovita, ausencia casi total de cordierita y frecuente turmalina. La andalucita es aquí un mineral abundante (PELLITERO, 1971; SAAVEDRA *et al.*, 1971; MADRUGA, 1972; UGIDOS, 1973 a).

5. En un único caso ha sido posible observar la asociación de la andalucita con biotita en forma de crecimiento simplectítico, persistiendo en el conjunto restos de estaurolita (Fig. 8). Con toda probabilidad este tipo de relación refleja una transformación de la estaurolita en los otros minerales según ha sido expresado recientemente por KWAK (1974). La presencia de estaurolita en un dominio caracterizado por la asociación sillimanita-cordierita, constituye por el momento un dato aislado sobre el que no es posible hacer conjeturas, aunque cabe suponer que su génesis pertenece a un metamorfismo anterior ya que en áreas al N y NO de las que aquí se consideran ha sido



FIG. 8

Relación entre andalucita, biotita y estaurolita. × 40. N.C.

puesto de relieve la existencia de un metamorfismo con la asociación estauro-lita-granate relacionado con una fase de plegamiento de probable edad prehercínica (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973).

Dejando a un lado la andalucita 5, los otros tipos ofrecen dificultades en cuanto a la determinación de su origen. Son de destacar los siguientes aspectos:

1. En ningún caso se ha observado andalucita incluida en cordierita en las facies migmatíticas por lo que la presencia del primer mineral entre los productos de alteración del segundo no debe ser atribuida a su existencia anterior, sino que resulta de la transformación de la cordierita tal como ha sido mostrado por LAL (1969) y por SEIFERT y SCHREYER (1970) a partir de trabajos experimentales. La persistencia de la andalucita o su transformación en sericita vendría condicionada por la menor o mayor intensidad del efecto causado por las soluciones potásicas (SEIFERT y SCHREYER, *op. cit.*) en el "breakdown" de la cordierita.

Efectivamente, en los casos en los que se encuentra andalucita entre los productos de alteración de la cordierita no existe o es muy rara la sericita predominando biotita o clorita en los mismos, tal como ocurre de un modo más señalado en los nódulos de los granitos aplíticos en los cuales el efecto causado por las disoluciones potásicas debió ser menos acentuado que en el caso de los granitos heterogéneos de anatexia y que en el caso de las cordieritas de los granitos de Béjar, donde no se ha observado la relación andalucita-cordierita ya que los únicos productos de alteración son de tipo pinítico.

2. No obstante los aspectos señalados en el punto anterior, la mayor parte de la andalucita tanto en unos granitos como en otros no guarda relación directa con la transformación de la cordierita sino que se encuentra aislada entre otros minerales o en ocasiones incluida en plagioclasas (granitos de Plasencia-Montehermoso) lo que hace pensar en un estadio temprano de cristalización a partir de condiciones magmáticas, tal como ha sido indicado por algunos autores como SCHERMERHORN (1956) y CORRETGÉ (1971) para otros granitos peninsulares.

Sin embargo, la presencia de andalucita en granitos de dos micas enraizados (granitos heterogéneos de anatexia) y menos evolucionados que los de Plasencia-Montehermoso y los datos señalados en el punto primero dejan abierta la posibilidad de que parte de la andalucita aparentemente magmática, se haya producido en realidad por transformación de la cordierita en el proceso de metasomatismo potásico del que se han derivado los granitos (UGIDOS, 1974 d) persistiendo como mineral independiente durante las condiciones de sobrecalentamiento (respecto a la curva sólido-liquidus en con-

diciones de $P_{H_2O} = P_{total}$) subsiguientes, a consecuencia de las cuales ha sido posible la formación del magma granítico. Es necesario admitir, entonces, que este sobrecalentamiento ha tenido lugar, al menos en parte, dentro del campo de estabilidad de la andalucita (según las gráficas de RICHARDSON *et al.*, 1968, para polimorfos aluminicos).

En el caso de las facies aplíticas de La Alberca-Sequeros, no es posible aplicar esta solución a la presencia de la andalucita, siendo más probable que este mineral se haya formado a partir de un estadio del magma calcoalcalino enriquecido en fluidos residuales hiperaluminicos, derivados de la disolución de cordierita y sillimanita.

Los silicatos aluminicos considerados en los granitos y migmatitas, así como las relaciones texturales que presentan, pueden constituir criterios para definir la secuencia o serie petrogenética a la que pertenecen muchos de los granitos "younger" peninsulares.

El primer punto a considerar es el de que la cordierita prismática es abundante sólo (en los granitos alóctonos) en granitos biotíticos (con oligoclase-andesina y moscovita a veces; andalucita y sillimanita como minerales subordinados) que si bien tienen tendencia alcalina, parte de sus características revelan afinidades calcoalcalinas.

Dado por una parte el neto significado de xenocrystal que tiene la cordierita en las áreas de Béjar donde es posible establecer su origen exterior al granito y por otra la imposibilidad de que la cordierita cristalice magmáticamente a partir de un baño rico en soluciones potásicas (WYART y SABATIER, 1959; MICHEL-LEVY, 1960; SEIFERT y SCHREYER, 1970) cabe, en principio, establecer que los granitos que contienen abundante cordierita con las características señaladas pertenecen a una misma línea petrogenética. Algunos ejemplos podrían ser los casos de los granitos de Béjar, Cabeza Araya (CORRETGÉ, 1971), Macizo de Toledo (APARICIO, 1971), Sierra de Gata (GARCÍA DE FIGUEROA, 1973) en los que no hay o tiene poca importancia cuantitativa la sillimanita, apareciendo también andalucita.

Por el contrario en los granitos de dos micas es frecuente la sillimanita, no existe apenas cordierita y puede aparecer andalucita. Ejemplos de estos granitos estarían representados por los granitos de Plasencia-Montehermoso (UGIDOS, 1974 c) y Nisa-Albuquerque (según datos en CORRETGÉ, 1971).

Evidentemente, esta primera aproximación a un intento de clasificar los granitos "younger" necesita de un mayor número de datos para quedar establecida o rechazada pero las características señaladas no dejan de ser puntos significativos cuya coincidencia no debe de ser casual.

En punto principal estaría en admitir el carácter de xenocrystal para la cordierita en unos granitos o de "resister" en otros. En este último caso la sillimanita sería también un componente petrográfico relativamente abundante,

relicto en condiciones anatéticas. La andalucita puede ser un mineral común en ambos casos debido a un exceso de alúmina en el magma granítico, bien como consecuencia de un proceso de asimilación o bien derivado de la naturaleza de los materiales en los niveles anatéticos.

El problema se complica en el caso de granitos muy alóctonos en los que su propia evolución interna ha hecho desaparecer restos mineralógicos que podrían ser usados como criterios petrogenéticos y por otra parte su aloctonía no permite establecer posibles relaciones con las rocas encajantes a partir de las cuales incorporan los prismas cordieríticos o con los niveles anatéticos de los que proceden. La solución de esta problemática (admitido el planteamiento petrogenético de los granitos de Béjar y Plasencia-Montehermoso) puede estar en una caracterización geoquímica referida especialmente a las relaciones de elementos traza más significativos a fin de establecer a cuál de las líneas de posible evolución convergente pertenece cada granito.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A. (1971): *Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo*. Est. Geol., 27, 369-414.
- BLASI, A. y SCHIAVINATO, G. (1968): *Significato petrologico dei noduli a sillimanite e dei noduli a cordierite diffusi nelle anatessiti biotitiche del M. Pelago. (Massiccio cristallino dell'Argentera)*. Boll. Soc. Geol. Italiana, 87, 253-275.
- CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1973): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 573 (Sierra de Gata), escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.
- KWAK, T. A. P. (1974): *Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures*. Contr. Min. Petr., 44, 1, 57-80.
- LAL, R. K. (1969): *Retrogression of cordierite to kyanite and andalusite at Fishtail Lake. Ontario. Canada*. Mineral. Magaz., 37, 466-471.
- MADRUGA, F. (1972): Tesis Licenciatura. Univ. Salamanca.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973): *Los terrenos infraordovícicos de la anti-forma de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Geol. Min., 84 (6), 407-418.
- MEHNERT, K. R. (1962): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. III*. N. Jb. Min. Abh., 98, 208-249.
- MICHEL-LEVY, C. M. (1960): *Sur l'altération de la cordierite*. Bull. Soc. Franc. Min. Crist., 83, 142-143.
- MIYASHIRO, A.; IYAMA, T.; YAMASAKI, M. y MIYASHIRO, T. (1955): *The polymorphism of cordierite and indialite*. Am. J. Sc., 253, 185-208.
- MIYASHIRO, A. (1957): *Cordierite indialite reactions*. Am. J. Sc., 255, 43-62.
- PELLITERO, E. (1971): Tesis Licenciatura. Univ. Salamanca.
- PÉREZ, S. (1971): Tesis Licenciatura. Univ. Salamanca.

- SAAVEDRA, J. (1971): *Las formaciones paleozoicas de la comarca salmantina, Sierra de Francia y sus procesos de alteración*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956): *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Satao region (Northern Portugal)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 37, 5-617.
- SCHREYER, W. y YODER, H. S. (1964): *The system Mg-cordierite-H₂O and related rocks*. N. Jb. Min. Abh., 101, 271-342.
- SEIFERT, F. y SCHREYER, W. (1970): *Lower temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 Kb water pressure: a redetermination*. Contr. Min. Petr., 27, 225-238.
- UGIDOS, J. M. (1973 a): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia. (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.
- (1973 b): *Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila (Salamanca-Avila)*. Stvd. Geol., 6, 85-93.
- (1974 a): *Los granitos biotíticos ± cordierita de Béjar y áreas adyacentes*. Bol. Geol. Min. de Esp., 85 (2), 214-222.
- (1974 b): *Características del metamorfismo en el área Béjar-Plasencia*. Bol. Geol. Min. de Esp., 85 (1), 73-81.
- (1974 c): *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región granítica de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes (Avila-Cáceres)*. Stud. Geol., 7, 63-86.
- (1974 d): *Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina*. Stvd. Geol., 8, 27-46.
- VON PLATTEN, H. (1965): *Experimental anatexis and genesis of migmatites*. In: *Controls of metamorphism*. W. S. Pitcher y G. W. Flinn. London. Oliver and Boyd, 203-219.
- WYART, J. y SABATIER, G. (1959): *Transformations des sédiments pélitiques a 800°C sous une pression de 1.000 bars et granitisation*. Bull. Soc. Franc. Crist. Min., 82, 201-210.

(Recibido el 3 - XII - 75)

(Aceptado el 12 - I - 76)

ANALISIS COMPARATIVO DE LOS GRANITOS DEL AREA BEJAR - PLASENCIA CON OTROS GRANITOS "YOUNGER" CENTRO PENINSULARES: PRECISIONES SOBRE LA SERIE MIXTA

J. M. UGIDOS*

F. BEA*

RESUMEN.—Los autores concluyen, basados en trabajos anteriores, que las series graníticas alcalina y mixta son en realidad dos casos diferentes de un mismo fenómeno consistente en la mezcla de componentes del magma calcoalcalino y de productos palingenéticos mesocorticales. La diferencia entre ambas series viene determinada por el porcentaje de cada componente en los distintos tipos graníticos. Puesto que en algunos casos los datos químicos y petrográficos no permiten determinar si un granito pertenece a una u otra serie, se proponen las siguientes líneas genéticas:

- Serie calcoalcalina.
- Serie calcoalcalina contaminada.
- Serie alcalina inducida.
- Granitos mixtos.
- Anatexitas y diatexitas.

SUMMARY.—The authors, based in previous works, conclude that alkaline and mixed granitic series are indeed two different aspects of the same process caused by combination of deep calc-alkaline magmatic components and mesocrustal palingenetic products. Difference is determined solely by the different quantitative relation between both components. Because the petrographical and chemical data are not enough to determine sometimes if a granite is connected with mixed or alkaline series, the following genetical trends are proposed:

- Calc-alkaline series.
- Contaminated calc-alkaline series.
- Induced alkaline series.
- Mixed granites.
- Anatexitites and diatexitites.

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

INTRODUCCION

En el presente trabajo se intentan establecer posibles puntos de unión entre los distintos grupos de tipos graníticos existentes en áreas centrales de la Península Ibérica, a modo de vía de ensayo para una posterior clasificación en la medida que se vayan conociendo mejor y con mayor extensión los dominios de estas rocas en el ámbito Hespérico.

Los puntos de partida son por una parte los criterios ya empleados en las reuniones de geólogos del NO y SO peninsular (véase: FLOOR, 1970; FLOOR *et al.*, 1970; CAPDEVILA y FLOOR, 1970) y por otra un aspecto que en las zonas noroccidentales tiene un menor relieve (CAPDEVILA y FLOOR, *op. cit.*) pero que en las zonas centrales y meridionales del Macizo Hespérico es un factor común a muchos tipos graníticos. Se trata de la presencia de prismas cordieríticos que como se ha señalado anteriormente (UGIDOS, *in litt.*) pueden tener dos significados en la petrología granítica: mineral "resister" o xenocristal.

Esta diferencia no se establece de un modo arbitrario sino que tiene como fundamento la coincidencia con los criterios de separación de los granitos en alcalinos y calcoalcalinos, con lo que ello implica (distinto origen en profundidad, diferente composición química y mineralógica, etc.) y por otra parte la dificultad de que la cordierita cristalice ortomagmáticamente a partir de un baño rico en soluciones potásicas.

Es decir que se considera como "resister" a la cordierita asociada a los granitos que se encuentran enraizados en sus dominios anatéticos (granitos de dos micas, contenido en An en las plagioclasas del 23 ± 2 %, frecuentes estructuras palimpsésticas de rocas metamórficas de alto grado, abundante sillimanita, carácter químico hiperalumínico y contenido en CaO inferior al 1 %) y como xenocristal a la cordierita que se encuentra en granitos calcoalcalinos (biotíticos, contenido en An del orden del 30 ± 2 %, sin sillimanita o muy rara, sin estructuras metamórficas palimpsésticas o en todo caso en facies marginales donde ocasionalmente puede encontrarse algún enclave metamórfico, contenido en CaO superior al 1 % y con rocas más básicas asociadas: tonalitas, gabros, etc.), o de caracteres intermedios pero en cualquier caso alóctonos.

Consecuentemente con la hipótesis petrogenética propuesta (UGIDOS, 1974 b) para los granitos anatéticos alcalinos y de tendencia alcalina en los que la cordierita ha sido transformada en un proceso metasomático previo a un fenómeno palingenético, dicho mineral es poco frecuente en estos granitos ya que si bien como mineral estable no funde incongruentemente (PLATTEN, 1965), en condiciones semejantes a las de estos dominios metamórficos

de alta temperatura y baja presión, si puede hacerlo si se encuentra transformado en productos micáceo-cloríticos en presencia de cuarzo.

Dado que el campo de la anatexia se ha ampliado y favorecido cuantitativamente a consecuencia del metasomatismo potásico (UGIDOS, 1974 b), la cordierita resultará un mineral raro excepto en granitos poco evolucionados, es decir, en los granitos enraizados (autóctonos o parautóctonos), donde la fusión ha sido muy incompleta, mientras que en los granitos alóctonos, sobrecalentados por tanto, será un mineral prácticamente ausente.

Por el contrario en los granitos calcoalcalinos, de origen más profundo, a los que la cordierita se ha incorporado a través de un proceso de "hibridación" del magma calcoalcalino con el producto anatético desarrollado en su encajante (UGIDOS, 1974 a y trabajo *in litt.*) tiene carácter de xenocristal.

El planteamiento expuesto significa que la presencia de abundantes prismas cordieríticos en granitos alóctonos indica:

1.º Que su origen es exterior al granito ya que en otro caso, en el sobrecalentamiento que ha permitido la aloctonía de estos granitos habría desaparecido afectada por las soluciones potásicas.

2.º Que los granitos alóctonos en los que se encuentra pertenecen a la serie calcoalcalina, más o menos evolucionada y químicamente convergente con la serie alcalina, según se ha podido mostrar para la zona de Plasencia-Béjar donde las relaciones espaciales y petrográficas han permitido establecer las dos series y la citada convergencia (UGIDOS, 1974 c; 1974 a).

Establecidas las bases anteriores procede por una parte considerar otros dominios graníticos y metamórficos en los que la cordierita figura como mineral cuantitativamente importante y por otra aquellas zonas en las que si bien existen granitos con prismas cordieríticos no es observable su relación con un encajante metamórfico de alto grado.

No obstante, en estos casos en los que los niveles de erosión no son lo suficientemente bajos como para permitir la observación directa de la citada relación, la presencia de prismas cordieríticos debe de tener el mismo origen que en los casos donde éste es patente, como es el caso de los granitos de Béjar. En consecuencia, estos tipos graníticos son situables en la misma línea calcoalcalina que los de Béjar, si bien en un posible distinto grado de evolución o con distinto grado de participación de material encajante.

En el análisis comparativo que se expone a continuación no se tienen en cuenta aspectos importantes por sí mismos en la evolución interna particular de una masa magmática concreta. Es obvio que un mismo magma puede dar facies diferentes de granitos como consecuencia de variables que se particularizan en cada caso como pueden ser: velocidad de ascenso, migración de volátiles y álcalis, estructuras favorables en el encajante, etc., etc., que pueden

ser diferentes de unas áreas a otras incluso en la misma zona, hasta el punto de que las características aparentes hagan pensar inicialmente en granitos genéticamente distintos. Estos aspectos son, en todo caso, datos no relevantes en un intento de establecer una hipótesis unificadora de base genética global.

En el área Béjar-Plasencia se han puesto de relieve la existencia de tres series graníticas "younger" (UGIDOS, 1974 c):

a) Granitos calcoalcalinos (Serie híbrida de CAPDEVILA, CORRETGÉ, FLOOR, 1973).

b) Granitos calcoalcalinos con participación de material encajante (serie mixta de CAPDEVILA, CORRETGÉ, FLOOR, *op. cit.*; CORRETGÉ, UGIDOS, MARTÍNEZ, *in litt.*), con frecuentes silicatos aluminicos.

c) Granitos de anatexia alcalinos o de tendencia alcalina (granitos heterogéneos, diatexiticos, y granitos de dos micas alóctonos o parautóctonos).

El primer grupo no ofrece dificultades en su reconocimiento y las características de estos granitos han sido ya repetidamente consideradas en diversas áreas del Macizo Hespérico. Los últimos datos conocidos revelan que son comparables a las "high-K calcalic series" de GULSON (1972) según el estudio geoquímico realizado por BEA (1975).

Más interesante por su complejidad y variabilidad petrográfica y química es el grupo b, integrado por rocas graníticas con abundantes silicatos aluminicos, especialmente prismas cordieríticos.

El estudio de esta serie ha permitido el desarrollo de una nueva perspectiva en la interpretación de la génesis de las rocas graníticas, de tal modo que la separación inicialmente aceptada en granitos alcalinos de origen anatético mesocortical y granitos calcoalcalinos de origen profundo infra o basicortical, debe ser reinterpretada a la luz de los datos que establecen la existencia de esta nueva línea genética de carácter mixto entre las dos citadas.

La serie mixta está ampliamente representada en las áreas centrales del Macizo Hespérico y la comparación de los tipos graníticos considerados como pertenecientes a esta serie, permitirá establecer las características básicas de la misma, atendiendo al criterio con que inicialmente ha sido establecida, es decir, la presencia de aluminosilicatos (especialmente cordierita) y admitiendo el significado petrológico de estos minerales en las rocas graníticas según se ha señalado anteriormente (UGIDOS, *in litt.*) y al comienzo de este trabajo.

ANALISIS COMPARATIVO ENTRE GRANITOS DE LA SERIE MIXTA

Los principales dominios graníticos que responden a las características de la serie mixta son los siguientes:

Batolito de Cabeza Araya: es, acaso, el batolito de carácter mixto de mayor extensión ya que en un 80 % de su superficie es abundante la cordierita (CORRETGÉ, 1971). Atendiendo a las características señaladas por CORRETGÉ (*op. cit.*) los rasgos más destacables son:

- Contenido elevado de An en las plagioclasas (núcleos del 28 ± 2 %; bordes del 22 ± 3 %).
- Carácter químico calcoalcalino con marcada tendencia alcalina.
- Gran abundancia de prismas cordieríticos.
- Sillimanita poco frecuente y representada, en todo caso, por pequeñas agujas de tipo fibrolítico de origen magmático tardío.
- Andalucita frecuente y a veces asociada a los productos de alteración de la cordierita.
- Ausencia de enclaves de tipo metamórfico o de estructuras de tipo residual.
- Enclaves de tipo tonalítico muy poco frecuentes.
- Biotita abundante y moscovita en cantidades variables.
- Presencia de megacristales feldespáticos variables, predominando en facies marginales: zonación inversa del batolito.
- En algunas ocasiones se encuentran granates.
- Encajante de facies pizarrosas del complejo esquisto-grauváquico poco metamórficas.

Área de Béjar: en esta región la relación espacial de las rocas graníticas y las transiciones entre éstas y las rocas encajantes metamórficas de alto grado, ha hecho posible establecer la génesis de los granitos cordieríticos y caracterizar las tres series en cerrada conexión genética de unas con otras (UGIDOS, 1973 a).

Los aspectos más significativos de los granitos pertenecientes a la serie mixta son:

- Contenido elevado de An en las plagioclasas (núcleos hasta 38-45 %; bordes del 30 ± 2 %).
- Carácter químico calcoalcalino mostrado también por los datos de SAAVEDRA Y GARCÍA SÁNCHEZ (1973) y BEA (1975). El contenido en CaO es superior al 1 % llegando en ocasiones hasta más del 2 %. Tendencia alcalina-hiperalumínica de las facies marginales.
- Gran abundancia de prismas cordieríticos en estas facies.
- Sillimanita prácticamente ausente.
- Andalucita muy rara o sólo en facies evolucionadas de tipo más alcalino (facies de La Alberca).

- Restos de rocas metamórficas únicamente en puntos de contacto con el encajante micacítico-migmatítico. Ausentes en dominios centrales del batolito.
- Enclaves tonalíticos frecuentes sobre todo en facies no cordieríticas. Escasos en facies de predominio cordierítico.
- Biotita predominante. Moscovita presente en facies marginales cordieríticas.
- Carácter porfídico generalizado, si bien se dan facies locales sin megacristales feldespáticos.
- Ausencia de granates, que tampoco se encuentran en las facies migmatíticas encajantes.
- Encajante migmatítico-nebulítico o de granitos diatexíticos en algunas zonas. En otras es de tipo pizarroso micacítico sobre el que se desarrollan corneanas.

Zona del SE de Cáceres: similares al batolito de Cabeza Araya son los granitos de la zona Albalá-Montánchez, estudiadas por MONTEIRO (1973).

El granito de Albalá, según el citado autor se caracteriza por los siguientes aspectos:

- Es predominantemente biotítico con moscovita subordinada y de carácter porfídico.
- Son muy frecuentes los prismas cordieríticos (pinnitizados) que pueden llegar a tamaños de 2 centímetros en las zonas de borde.
- Andalucita y sillimanita son muy poco frecuentes y en todo caso en granos de pequeño tamaño.
- Contenido medio en CaO de 25 análisis = 0,96 %.
- Contenido de An en las plagioclasas del 24 % con zonado directo o ligeramente oscilatorio. Núcleos de andesina.
- Enclaves marginales de tipo cuarzodiorítico, así como de pizarras en variables estadios de digestión.
- Núcleos pegmatoides constituidos por cuarzo, feldespatos, turmalina y cordierita.
- Granitos aplíticos asociados, con aluminosilicatos subordinados y moscovita predominante sobre biotita. El autor los compara a los granitos aplíticos de la Zafrilla de Cabeza Araya estudiados por CORRETGÉ (1971).

Monteiro considera este batolito como postectónico y perteneciente a una serie calcoalcalina si bien con marcada tendencia alcalina que coincide con el quimismo de los granitos "older" en un diagrama determinado por los parámetros al-alk/c.

El granito de Montánchez (MONTEIRO, *op. cit.*) presenta características diferentes del anterior:

- Carece de aluminosilicatos.
- Está fuertemente tectonizado.
- La moscovita predomina sobre la biotita que se encuentra generalmente cloritizada.
- El análisis medio de 5 muestras ofrece un valor de OCa del 0,53 %.

Según el citado autor (*op. cit.*), parece pertenecer a una familia independiente al anterior granito, si bien con un quimismo semejante. No se señala si se considera a este granito como "older" en sentido estricto, pero en cualquier caso es evidente que no guarda relación con el anterior o al menos sus características no permiten la comparación.

Un granito semejante a los de Cabeza Araya y Albalá es el de Trujillo, de características macroscópicas, microscópicas y químicas similares, por lo que cabe considerarlo como perteneciente al mismo grupo que los primeros.

Area de Sierra de Gata: constituye un amplio dominio granítico estudiado por GARCÍA DE FIGUEROLA (1954, 1966, 1972), en el que el autor distingue varios tipos graníticos de los cuales los correspondientes a la banda de Cadalso-Casilla de Flores y formación de Jalama presentan características equiparables a los tipos anteriormente considerados.

La banda de Cadalso-Casilla de Flores presenta los siguientes aspectos más importantes, comunes con los granitos de Béjar:

- Son predominantemente biotíticos, con tamaños de grano y presencia de megacristales feldespáticos variables.
- Cordierita muy abundante en algunas zonas (área de Peñaparda).
- Andalucita abundante en facies de tendencia más alcalina (al igual que en el caso de las facies de La Alberca y del batolito de Cabeza Araya).
- Ausencia de sillimanita.
- Carácter conjunto calcoalcalino, de acuerdo con los datos petrográficos de GARCÍA DE FIGUEROLA (1972).

La formación de Jalama ofrece también una serie de aspectos que permiten situarla dentro de un esquema semejante al de Béjar. Los rasgos más destacables de los citados por GARCÍA DE FIGUEROLA (1966, 1972), son los siguientes:

- Se trata de una formación con disposición elíptica, con una facies externa representada por un granito casi aplítico, moscovítico-clorítico, es decir, un leucogranito, en el que se encuentra abundante cordierita.

- La zona central está integrada por rocas de tipo adamellítico con biotita, moscovita subordinada y contenido de An en las plagioclasas del orden del 28-30 %. Según el autor citado son comparables a las granodioritas de la banda Cadalso-Casilla de Flores.
- Existe en las rocas encajantes un gran desarrollo de rocas de tipo aplítico y pegmatítico.
- Se encuentran manchones metamórficos de gran complejidad dentro de la formación (metamorfismo de techo; GARCÍA DE FIGUEROLA, *op. cit.*) con diques de aplitas, pegmatitas, etc.

Asociado a este complejo existen afloramientos de rocas con la siguiente composición mineralógica: cordierita (no alterada), cuarzo, plagioclasas, biotita (no alterada) y en menor proporción feldespato potásico, cartografiadas como rocas básicas de asimilación (GARCÍA DE FIGUEROLA, *op. cit.*) y clasificadas como dioritas o cuarzodioritas muy félicas.

Dadas sus características petrográficas, este tipo de rocas son de todo punto equiparables a las granodioritas o cuarzodioritas cordieríticas del área Béjar-Plasencia, producidas en el estadio previo a los procesos metasomáticos (UGIDOS, 1974 d) y representan con toda probabilidad condiciones semejantes de formación.

Resumiendo los distintos aspectos, puede decirse que los puntos en común, más destacables, con el área de Béjar son los siguientes:

- Carácter calcoalcalino de la zona central de los granitos, de acuerdo con los datos petrográficos de GARCÍA DE FIGUEROLA (1966, 1972). Los datos químicos aportados por este autor (1966) responden, probablemente, a la composición de tipos petrográficos extremos por lo que no puede asegurarse, a partir de ellos, la caracterización química global. Otros datos químicos debidos a SAAVEDRA Y PELLITERO (1973) revelan también el carácter más calcoalcalino de las zonas centrales del batolito, si bien no cabe la comparación con granodioritas "younger", debido a su tendencia alcalina. Es por tanto un caso similar al señalado por CORRETGÉ (1971) para los granitos de Cabeza Araya.
- Facies marginales de leucogranitos con cordierita y otros silicatos aluminicos y abundantes restos metamórficos de grado variable hasta llegar a rocas homogéneas con cordierita muy frecuente.
- Importante desarrollo de aplitas, pegmatitas, etc., sobre las rocas encajantes.

Tres datos que son totalmente equivalentes a los señalados en el esquema petrogenético de Béjar-Plasencia (génesis de los granitos aplíticos de nódulos,

leucogranitos moscovíticos con clorita, etc.) y que deben representar un proceso semejante causado por un aporte muy fuerte de volátiles y elementos disueltos desde el magma calcoalcalino a las rocas encajantes.

Puede concluirse, por tanto, que las facies marginales de Jalama son equiparables genéticamente a los leucogranitos de Navalanguilla, Pantano de Gargüera y granito aplítico de nódulos en el área Béjar-Plasencia (UGIDOS, 1973 b) siendo la secuencia de intrusión equivalente en ambos casos. Es decir, que el granito de afinidad calcoalcalina en Jalama es posterior al moscovítico, al igual que en Béjar-Plasencia los granitos calcoalcalinos son posteriores a los leucogranitos.

No parece, por tanto, que el batolito de Jalama sea un cuerpo zonado inversamente (SAAVEDRA Y PELLITERO, 1973) sino más bien que se trate de dos granitos emplazados en momentos diferentes tal como había sido señalado ya por GARCÍA DE FIGUEROLA (1966, 1972).

Según la interpretación que aquí se propone, los leucogranitos intruidos por las granodioritas biotíticas tendrían su origen en el fenómeno general de anatexia inducida y subsecuente aporte de fluidos y disoluciones potásicas, desarrolladas por el ascenso del magma calcoalcalino, al igual que se admitió para los leucogranitos de Béjar-Plasencia.

Un tercer núcleo granítico de la zona de Sierra de Gata es el de Santibáñez el Alto, de dos micas y orientado, que parece anterior a las otras formaciones citadas pero del que es necesario aún, un mayor conocimiento de datos (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1972) para poder decidir sobre todo su momento de emplazamiento. No se establecerá, por tanto, de momento, su comparación con los otros granitos considerados.

Macizo cristalino de Toledo: ha sido considerado especialmente por APARICIO (1971) y tal como señala este autor: "las rocas graníticas están integradas por granodioritas y adamellitas biotíticas de alto contenido en An en las plagioclasas" y "la presencia de cordierita es prácticamente constante a lo largo de toda la zona de contacto con el encajante salvo en el límite N, cuando estas rocas se ponen en contacto anormal mediante fractura con el macizo migmatítico".

Si a estos datos se añaden los resultados de los análisis químicos realizados por NICOLLI (1966), que muestran un alto contenido en CaO (del 1,5 al 2,5 %, sobre 17 análisis), para estos granitos, puede deducirse que son equiparables a la serie calcoalcalina "younger". El hecho de que presenten además cordierita marginal los hace de todo punto similares a los granitos de Béjar y pueden representar al igual que éstos facies graníticas producidas por asimilación, de acuerdo con los mecanismos propuestos anteriormente.

Siguiendo los datos de APARICIO (*op. cit.*), otros aspectos importantes son:

- En el complejo metamórfico del macizo de Toledo existen rocas anatexíticas que al igual que los granitos son tardi-postectónicas.
- Dichas anatexitas son un tipo intermedio entre migmatitas menos evolucionadas y los granitos biotíticos, al igual que ocurre en Béjar en el caso de los granitos diatexíticos, heterogéneos.
- Las migmatitas en el macizo de Toledo presentan granate, mineral que no se ha encontrado en Béjar. Conviene destacar que los granitos biotíticos de Toledo presentan también este mineral, además de la cordierita, sillimanita y andalucita, que APARICIO (*op. cit.*) considera también como metamórficos.
- El metamorfismo regional es del tipo “baja presión” y su desarrollo coincide con las fases de plegamiento, siendo los fenómenos anatéticos y de intrusión granítica posteriores a estas fases. Tanto las características del metamorfismo como su evolución son por tanto equivalentes a las del metamorfismo en el área Béjar-Plasencia.

Con el conjunto de zonas señaladas se abarca una gran extensión de dominios graníticos de las zonas centrales peninsulares, en las que el factor común es la existencia de granitos de carácter calcoalcalino con prismas cordieríticos. Pero estos tienen una mayor extensión habiendo sido señalados en zonas meridionales como es el caso de la granodiorita de Fontanosas (LEUTWEIN *et. al.*, 1970) en la que la cordierita forma parte de la mineralogía de facies marginales y el contenido en CaO es también elevado (2,5 %). Otros datos de tipo químico (*Ibid.*) permiten deducir a los autores que en la génesis de esta granodiorita ha intervenido material encajante.

Asimismo se han señalado también en zonas portuguesas como es el caso de las granodioritas del área de Braga (ROCHA DE MACEDO, 1974), Alentejo (CARBALHOSA, 1970), Serra da Estrela (observaciones realizadas durante la II Reunión del SO de la Península Ibérica), etc.

Dada la gran abundancia de granitos cordieríticos en diversas áreas centro-peninsulares, cabe decir que la presencia de cordierita es la característica petrográfica de mayor significación genética. Común a todos estos granitos es también:

- a) Contenido elevado en An en las plagioclasas, lo cual les confiere carácter calcoalcalino.
- b) No presentan sillimanita o sólo en pequeñas fibras cuyo origen no parece exterior al granito.
- c) Frecuentemente presentan andalucita.
- d) Son alóctonos.

e) En cuanto a su quimismo, datos recientes (BEA, 1975), revelan que los aspectos más notables son:

- marcado carácter hiperalumínico determinado fundamentalmente por la participación de material pelítico mesocortical.
- altos contenidos en K_2O y cationes asociados hasta el punto que recuerdan las "high-K calcalic series" de tipo continental descritas por GULSON (1972), al igual que las facies calcoalcalinas no cordieríticas (BEA, *in litt.*).

En función de todos estos datos y atendiendo a las relaciones establecidas en el área de Béjar-Plasencia, la tesis mantenida para la génesis de los granitos cordieríticos se muestra como eficaz según ha sido formulada originalmente (UGIDOS, 1973 a), si bien el estudio geoquímico (BEA, *op. cit.*) pone de manifiesto que el fenómeno general no es del mismo orden cuantitativo en todos los casos y que las diferencias petrográficas entre los distintos granitos señalados más arriba son debidas fundamentalmente a distinto grado de participación de material anatóctico mesocortical, en la composición del magma calcoalcalino de origen profundo.

Otro grupo de granitos representados en el dominio de Plasencia-Barco de Avila, es el de los granitos de dos micas y granitos heterogéneos, diatexiticos, cuyas características fundamentales los hacen diferir de la serie calcoalcalina y aparentemente de la serie mixta. Se trata de granitos que se encuentran en relación con niveles metamórfico-anatócticos y de grado variable de enraizamiento en los mismos.

En cualquier caso, la inclusión de estos granitos en la serie alcalina ha sido basada en los siguientes datos:

- Frecuentemente se encuentran en transición gradual con las rocas migmatíticas.
- Presentan todos ellos restos de rocas metamórficas o estructuras heredadas de las mismas, en las que se conserva en mayor o menor grado la mineralogía original.
- Las plagioclasas son del tipo oligoclasa ácida o albita.
- Nunca presentan enclaves tonalíticos.
- Sillimanita palimpséstica muy abundante.
- Andalucita frecuente.
- Cordierita excepcionalmente presente en los granitos desenraizados. A veces con andalucita entre sus productos de alteración. La cordierita es frecuente sólo en los granitos de tipo diatexitico.
- Carácter químico hiperalumínico-alcalino.

De acuerdo con la interpretación propuesta en la zona de Plasencia-Barco de Avila (UGIDOS, 1974 b), en la génesis de la serie alcalina han intervenido fluidos derivados de la serie calcoalcalina, que han condicionado el desarrollo y evolución de la primera. Esto significa, por tanto, que la serie alcalina tiene un componente calcoalcalino en su composición representado por los fluidos y elementos asociados que se han añadido al material original durante el estado anatéctico.

Los resultados del estudio geoquímico más completo realizado por BEA (1975) indican que si bien la interpretación señalada es válida (pues la serie alcalina presenta el mismo tipo de anomalías químicas que la serie mixta y calcoalcalina, lo que hace pensar en una participación importante de material calcoalcalino), es variable la importancia cuantitativa del aporte de los citados fluidos que oscilan de ser de tipo aplitoide o pegmatoide a soluciones ricas en potasio (BEA, *op. cit.*).

La diferencia básica por tanto, dentro del grupo de granitos de la serie alcalina es que varía el grado de participación cuantitativa entre el material mesocortical y fluidos alóctonos incorporados al mismo.

En consecuencia, los granitos pertenecientes a la serie alcalina y a la serie mixta no son, desde un punto de vista genético, más que pasos distintos de un mismo y único fenómeno, de tal manera que la diferencia establecida representa, indirectamente, la consecuencia de que en la génesis de los granitos de estas series participe mayor o menor cantidad de material mesocortical.

A partir de los planteamientos y datos citados todos los granitos considerados como de la serie mixta y alcalina son, en realidad, una serie única que en todo caso podría subdividirse en:

- Serie mixta sensu stricto, con participación calcoalcalina mayoritaria.
- Serie mixta sensu lato, con participación mayoritaria de material mesocortical.

variando en ambos casos el porcentaje de cada componente, de acuerdo con los datos geoquímicos de elementos mayores y menores (BEA, *op. cit.*), cuya interpretación define dos "trend" convergentes, cada uno de los cuales agrupa a una de estas series graníticas. El problema surge cuando la participación de uno de los componentes no es mayoritaria y es muy difícil, entonces, establecer un criterio capaz de resolver si se trata de rocas pertenecientes a la serie mixta s.s. o a la serie mixta s.l.

De acuerdo con todos los aspectos señalados hasta el momento y a efectos de sistematización en el estudio de las rocas graníticas es probablemente

más conveniente establecer las siguientes denominaciones para los distintos grupos:

A) Serie calcoalcalina contaminada, en sustitución de serie mixta s.s.

B) Serie alcalina inducida (por aporte térmico y de fluidos derivados de la serie calcoalcalina) en sustitución de serie mixta s.l.

C) Granitos mixtos, aquellos casos en los que, con los criterios actualmente utilizables no sea posible la adscripción a uno de los grupos anteriores y las rocas participen petrográfica y químicamente de los dos caracteres.

Esquemáticamente y en concordancia con los aspectos ya señalados el planteamiento base en la génesis de las rocas graníticas consideradas se propone gráficamente en la figura 1, de un modo indicativo, pretendiendo señalar la existencia de varios procesos genéticos y la relación entre los mismos.

Anatexitas y diatexitas son producidas isoquímicamente a consecuencia de la pulsación térmica que desarrolla el metamorfismo. La serie alcalina inducida representa el mismo material anterior pero con participación de fluidos derivados del magma calcoalcalino y sobrecalentada respecto a la curva solidus para condiciones hidratadas. Los granitos pertenecientes a esta serie pueden, por tanto, migrar a niveles superiores, epizonales.

El magma calcoalcalino se contamina en los niveles anatéticos mesocorticales y su composición se puede aproximar a la de la serie alcalina, cuando en ésta participa gran cantidad de material calcoalcalino.

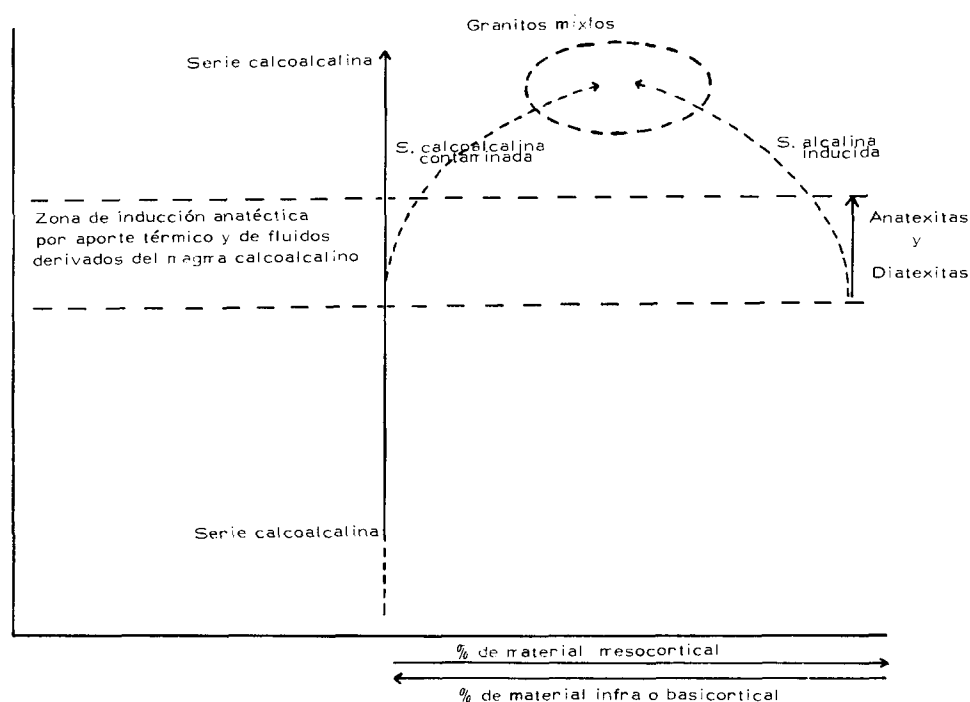


FIG. 1

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A. (1971): *Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo*. Est. Geol., 27, 369-414.
- BEA, F. (1975): *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres*. Tesis doctoral, Univ. Salamanca.
- (in litt.): *Implicaciones petrogenéticas de algunas características geoquímicas de rocas hercínicas calcoalcalinas. Áreas centrales del Macizo Hespérico*.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 215-225.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, L. G. y FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique*. Bull. Soc. Geol. France, (7) 15 (3/4), 209-228.
- CARVALHOSA, A. B. (1970): *Roches granitiques de l'Alentejo (Portugal)*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 211-214.
- CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres)*. Tesis doctoral, Univ. Salamanca.
- CORRETGÉ, L. G.; UGIDOS, J. M. y MARTÍNEZ, F. (in litt.): *Les séries granitiques dans le secteur centre occidental espagnol*. C.N.R.S., vol. spécial: *Chaînes varisques d'Europe occidentale*. Rennes.
- FLOOR, P. (1970): *Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques dans le nord-ouest péninsulaire*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 245-248.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J. y OENING SOEN (1970): *Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 242-244.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1954): *Contacto entre el granito y facies de los esquistos verdes de Perosín (Peñaparda, Salamanca)*. Not. y Com. Inst. Geol. Min., 33,
- (1966): *Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres)*. Rev. Fac. Cienc. Oviedo, 7 (1), 53-82.
- (1972): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica, escala 1:50.000, n.º 573 (Sierra de Gata)*. Inst. Geol. Min. España.
- GULSON, B. L. (1972): *The high-K diorites and associated rocks of the Yeoval Diorite Complex, N.S.W.* Contr. Mineral. Petrol., 35, 173-193.
- LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SONET, F. y COUYX, E. (1970): *Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granoriorite de Fontanosas (Province de Ciudad Real, Espagne)*. Geol. Mijnbouw, 49, 297-304.
- MONTEIRO, H. (1973): *Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos españoles de uranio*. Tesis doctoral, Univ. Salamanca.
- NICOLLI, H. B. (1966): *Estudio de la geoquímica del uranio en rocas graníticas españolas*. Tesis doctoral, Univ. Salamanca.
- PLATEN, H. von (1965): *Experimental anatexis and genesis of migmatites*. In: *Controls of metamorphism*. London. Oliver and Boyd, 203-219.
- ROCHA DE MACEDO, J. (1974): *Contribuição para o conhecimento petroquímico das rochas graníticas da Área de Braga*. Bol. Geol. Min., 85 (6), 725-738.

- SAAVEDRA, J. y PELLITERO, E. (1973): *Estudio geoquímico de rocas ígneas del norte de la provincia de Cáceres*. Stvd. Geol., 6, 49-63.
- SAAVEDRA, J. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1973): *Composición química de las biotitas de granitos de la provincia de Salamanca relacionada con las condiciones de formación*. Stvd. Geol., 6, 7-27.
- UGIDOS, J. M. (1973 a): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia*. Tesis doctoral, Univ. Salamanca.
- (1973 b): *Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila (Salamanca-Avila)*. Stvd. Geol., 6, 85-93.
- (1974 a): *Los granitos biotíticos $\pm$ cordierita de Béjar y áreas adyacentes*. Bol. Geol. Min., 85, 66-74.
- (1974 b): *Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina*. Stvd. Geol., 8, 27-46.
- (1974 c): *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes (Avila-Cáceres)*. Stvd. Geol., 7, 63-86.
- (1974 d): *Características del metamorfismo en el área Béjar-Plasencia*. Bol. Geol. Min., 85 (6), 73-81.
- (in litt): *Significado petrológico de sillimanita, cordierita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes*.

(Recibido el 16 - XII - 75)

(Admitido el 2 - II - 76)

GEOLOGIA Y METALOGENIA DEL YACIMIENTO DE ESTIBINA - SCHEELITA DE "SAN ANTONIO" ALBURQUERQUE (Badajoz)

P. GUMIEL MARTÍNEZ*

A. ARRIBAS MORENO*

J. SAAVEDRA ALONSO*

RESUMEN.—Se estudian en este trabajo la geología en general de las inmediaciones de la mina "San Antonio" (paragénesis antimonita-scheelita), y sus caracteres metalogénicos. Estratigráficamente se ha caracterizado un conjunto esquistograuwáquico infraordovícico, un Ordovícico-Silúrico de cuarcitas y esquistos ampelíticos y un Devónico rico en materiales carbonatados. Se han apreciado tres fases de deformación y dos sistemas de fracturas.

La mineralización es de origen endógeno, y corresponde a un yacimiento hidrotermal en el que el primer mineral en depositarse fue la scheelita. Esta mineralización se encuentra dentro de una banda auroantimonífera de dirección hercínica que atraviesa la Península desde Oporto hasta Valdepeñas, en la provincia de Ciudad Real.

SUMMARY.—The geological setting of the stibnite-scheelite "San Antonio" deposit is studied in this paper. The region consists of Lower Ordovician schists and graywackes, Ordovician to Silurian quartzites and carbonaceous schists, and Devonian carbonate rocks. Three tectonic phases and two fracture systems have been identified in the area.

The mineralization was originated by hydrothermal solutions —scheelite being the first mineral to be deposited. The mine is located within an Hercinian Au-Sb belt which crosses the Iberian Peninsula from Oporto (Portugal) to Valdepeñas, in the Ciudad Real province (Spain).

INTRODUCCION

Un yacimiento mineral no es un hecho aislado, sino que es un acontecimiento más dentro de un proceso geológico de conjunto.

Los caracteres metalogénicos de un yacimiento están en íntima relación con los rasgos geológicos y estructurales de la serie de materiales adyacentes.

* Departamento de Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca.

Por consiguiente se considera fundamental para el establecimiento de hipótesis metalogénicas de un yacimiento, un previo estudio geológico del contexto.

El objeto de este trabajo consiste en el estudio metalogénico de la mineralización de estibina-scheelita de "San Antonio". Esta encaja dentro de una zonalidad a escala batolítica en la que del centro al borde, aparecen sucesivamente mineralizaciones de U, Sn-W, Pb-Zn, Sb-Au y Sb-W.

La metodología de trabajo ha consistido en abordar los siguientes puntos:

- Cartografía geológica regional.
- Cartografía geológica local.
- Estudios de laboratorio.

La cartografía geológica regional a escala 1:50.000, se llevó a cabo sobre un área lo suficientemente extensa para permitir la comprensión de los caracteres estructurales de la zona, dada la complejidad tectónica y la escasez de afloramientos en algunas partes de la misma.

De la geología regional se pasó a estudiar la geología local en un entorno restringido al coto minero, del que se presenta una cartografía detallada a escala 1:1.000, así como cortes realizados sobre el propio terreno, y un bloque diagrama ilustrativo de la disposición subvertical del filón de antimonio.

Posteriormente a la fase de campo, se ha realizado una fase de laboratorio que consistió fundamentalmente en el estudio petrográfico y mineralógico de secciones transparentes y pulidas, lo que ha permitido establecer los caracteres metalogénicos del yacimiento.

Finalmente como consecuencia de todo ello, se ha establecido una hipótesis acerca del origen de la mineralización.

CARACTERISTICAS GENERALES

a) Situación.

La zona de estudio comprende las siguientes hojas topográficas a escala 1:50.000.

- Hoja 701. Valencia de Alcántara.
- Hoja 702. San Vicente de Alcántara.
- Hoja 726. Pino de Valencia.
- Hoja 727. Alburquerque.
- Hoja 750. Gallina. De ésta tan sólo el extremo NW.

b) Situación de la zona en el conjunto del sistema hercínico sub-ibérico.

La cadena hercínica en el macizo ibérico, puede dividirse en un cierto número de zonas correspondientes a unidades que se orientan paralelamente a la dirección principal hercínica.

Según las zonas establecidas por LOTZE (1945), el sector considerado, encuadra en la Zona de Ossa-Morena y comprende la parte más occidental hasta la frontera con Portugal (Fig. 1).

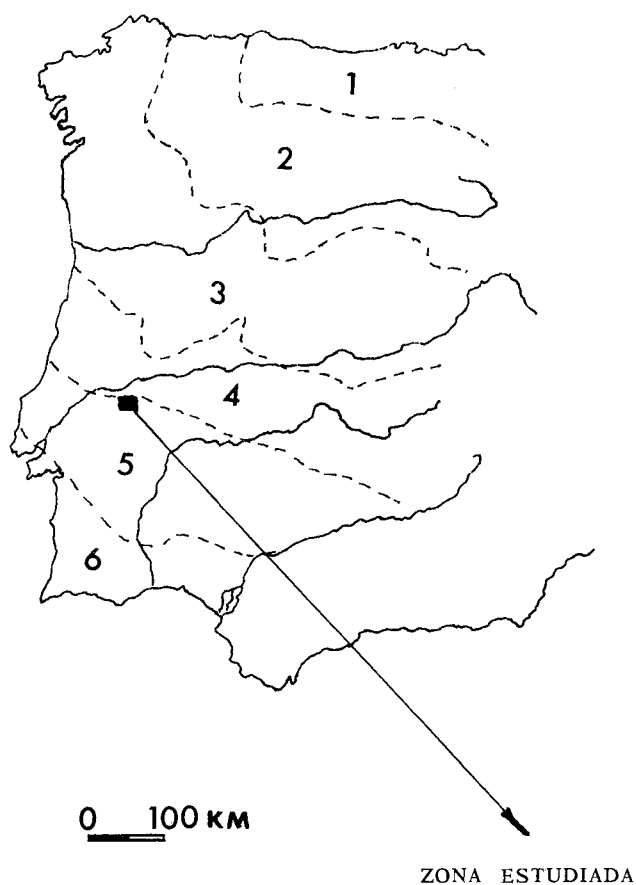


FIG. 1

1. Zona Cantábrica
2. Zona Asturoccidental-Leonesa
3. Zona Galaico-Castellana
4. Zona Lusitano-Alcúdica
5. Zona de Ossa-Morena
6. Zona Sur Portuguesa

ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

El área comprendida en este trabajo, anteriormente, no ha sido estudiada desde un punto de vista específico por ningún autor y sólo aparecen referencias marginales.

No existen trabajos sobre minería, hidrogeología o cualquier otra rama relacionada con la geología de la zona.

Las únicas referencias de trabajos anteriores plenamente sobre la zona, están recopilados en las Hojas y Memorias del I.G.M.E. a escala 1:50.000. Son las siguientes:

- Memoria y Hoja de la H-727 (Alburquerque) a escala 1:50.000 del I.G.M.E. (1942).

En la misma se describen rasgos geológicos generales presentando una estratigrafía que comprende desde el Silúrico hasta el Devónico inclusive. Las dataciones están corroboradas por datos paleontológicos. Igualmente presentan una introducción a la petrografía y minería de la región.

- Memoria y Hoja de la H-750 (Gallina) a escala 1:50.000 del I.G.M.E. (1954).

Realizada por F. HERNÁNDEZ PACHECO y ROSO DE LUNA. Estos autores describen una estratigrafía general que comprende desde el Cámbrico hasta el Cuaternario, basada en las características litológicas. Igualmente presentan un esquema tectónico de la representación hercínica en dicha zona extremeña, junto con una introducción a la minería y canteras.

Además existen:

- La Memoria y Hoja 726 (Pino de Valencia) del I.G.M.E. (1951), Cáceres. Escala 1:50.000.
- La Memoria y Hoja 701 (Valencia de Alcántara) del I.G.M.E. (1951), Cáceres. Escala 1:50.000.
- La Memoria y Hoja 702 (San Vicente de Alcántara) del I.G.M.E. (1951), Badajoz. Escala 1:50.000.

Así como la Síntesis de la Cartografía existente a escala 1:200.000 del I.G.M.E. de las siguientes Hojas.

- Hoja 58-59 (Villarreal-Badajoz) 1.^a edición 1970.
- Hoja 50 (Valencia de Alcántara) 1.^a edición 1970.
- Hoja 51 (Cáceres) 1.^a edición 1970.

Estas son las únicas referencias sobre trabajos previos realizados especialmente en el sector estudiado.

GEOLOGIA REGIONAL

El sector estudiado está constituido esencialmente por depósitos de relativa variedad y complejidad, pertenecientes en su mayoría al Paleozoico, concretamente al Paleozoico inferior y medio, apareciendo tan sólo en la hoja 750 un conjunto de materiales pertenecientes al Cenozoico.

LITOESTRATIGRAFÍA

Imprecisión del límite Cámbrico-Precámbrico

Según BLADIER (1974), en las zonas donde puede observarse el Precámbrico extremeño, éste aparece constituido por tres grandes series que, de muro a techo, son las siguientes:

- A) Una serie de paraneises feldespáticos análogos a la formación "Ollo de Sapo".
- B) Una serie "Lepto-anfibólica".
- C) Una serie de esquistos negros y grauwas oscuras que constituyen la denominada "Serie Negra".

Se trata de una potente serie, cuyos niveles más representativos están constituidos por esquistos negros detríticos y una alternancia de cuarcitas gris-negras, grauwas, bancos de liditas, y calizas, en las que aparecen intercalaciones de lavas ácidas. Por consiguiente, existe una convergencia de facies con ciertas series paleozoicas, lo que dificulta más su diferenciación.

En la zona de estudio no ha sido encontrada la formación conglomerática que caracteriza la base del Cámbrico. Además dada la problemática existente sobre la serie esquistoso-arcósica, con espilitas, que suele aparecer por encima de estos conglomerados, es muy difícil establecer con precisión el límite cámbrico-precámbrico. Ello se debe a que, para algunos autores (Vegas y Delgado), constituye una serie de transición, mientras que para otros (Capdevila, Matte), son series de techo de la "Serie Negra", es decir precámbricas, o (Mac Pherson, Lotze, Fricke) claramente cámbricas. Por esta razón, teniendo en cuenta que no ha sido observada en la zona la discordancia precámbrico-cámbrico, así como por la falta de datos paleontológicos, faltan criterios válidos para asignar a la formación que constituye el núcleo más antiguo del sector una edad determinada. Por consiguiente, se ha designado como *conjunto Infraordovícico* a todos los materiales que aparecen por debajo de la serie de cuarcitas y esquistos ordovícicos.

Conjunto Infraordovícico

Litológicamente, el conjunto de materiales infraordovícicos aparece representado en el sector por una potente serie flyschoides, esquisto-arenosa y grauwáquica, que varía desde esquistos clorítico-biotíticos a verdaderas filitas. Hasta el presente no ha sido datada paleontológicamente.

Hacia el contacto con el batolito granítico de Valencia de Alcántara-Alburquerque, se observa una gradación insensible desde esquistos más o menos metamorfizados a verdaderas corneanas.

Este conjunto constituye el sustrato más antiguo del sector y ocupa el núcleo de una antiforma cuyo eje coincide aproximadamente con la línea Valencia de Alcántara-San Vicente de Alcántara, de dirección WNW-ESE, típicamente hercínica.

Como posteriormente se indica, estos materiales, así como toda la zona, están intensamente afectados por la orgénesis hercínica, tanto por lo que se refiere a los plegamientos como a la fracturación.

EL PALEOZOICO INFERIOR

En el Paleozoico inferior se pueden diferenciar varios dominios, no sólo desde el punto de vista litológico sino también cronológico, debido al hallazgo de fauna, si bien su indeterminación específica no ha permitido las dataciones a nivel de piso.

Ordovícico

Las formaciones que constituyen el Ordovícico parecen estar bien representadas al norte de la “franja blastomilonítica” del eje Badajoz-Córdoba (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974).

En el sector estudiado, el Ordovícico está representado por una potente serie detrítica que se supone discordante, pues la discordancia no ha podido observarse, ya que la ocultan los derrubios y coluviones que se forman debido a la erosión de las cuarcitas, sobre un sustrato Precámbrico superior y/o Cámbrico basal (Conjunto Infraordovícico).

Litológicamente de muro a techo parece que comienza por:

- Un conglomerado poligénico de cantos de cuarcitas y esquistos de la Serie Negra, esquistos metamórficos plegados (BLADIER 1974), el cual no ha podido observarse en la zona por la razón a que antes aludíamos.
- Cuarcita en “facies armoricana”, aparece tan sólo en algunas zonas, normalmente formando relieves importantes.
- Encima aparecen niveles de esquistos y de grauwas, intercalados con bancos decimétricos a métricos de cuarcitas de tonos beige.
La presencia de Trilobites (*Ormathops*, *Dalmanites* sp.), que han aparecido al norte de la zona, induce a pensar en su datación ordovícica.
- Encima aparecen tramos de cuarcitas más micáceas de tonos más claros, bien estratificadas, y una potente serie de tendencias flyschoides constituida por esquistos ampelíticos de tonos azul-negros.

Dada la falta de criterios de polaridad, no se puede establecer una estratigrafía más detallada de este sistema. Igualmente desde tal punto de vista cronoestratigráfico, parece que puede tratarse de un Ordovícico.

Silúrico

El límite Ordovícico-Silúrico no se puede establecer con precisión. No obstante, litológicamente, el Silúrico aparece representado por una potente serie de esquistos ampelíticos ricos en materia carbonosa, de tonos azul-negros, que pueden confundirse con la serie de techo del Ordovícico. Presenta intercalaciones de bancos bien estratificados, decimétricos a métricos, de cuarcita de tonos gris-negros.

La serie esquistosa, en la cual no se ha encontrado fauna, presenta variaciones desde esquistos silíceos interestratificados con las cuarcitas, a las que insensiblemente van pasando a medida que aumenta la compactación, hasta esquistos arcillosos y esquistos ampelíticos. Presenta intercalaciones de calcoesquistos, material volcánico ácido (cineritas) y básico (diabasas).

Resulta factible la correlación de esta última serie con las facies volcano-sedimentarias que presenta el Silúrico en el Alentejo (CARVALHO *et alt.*, 1971).

La presencia de "pistas" en las cuarcitas de la serie, parece corroborar la datación de estos materiales como silúricos.

El conjunto Ordovícico-Silúrico aparece en gran parte del área estudiada.

Desde el punto de vista estructural, los materiales postordovícicos constituyen dos amplias sinformas, cuyos ejes llevan la dirección regional hercínica WNW-ESE y que están situadas, una al norte y otra al sur, esta última con mayor desarrollo de la serie esquistosa (*sensu stricto*), de la antiforma cuyo núcleo está constituido por el conjunto de materiales infra-ordovícicos.

La sinforma situada al norte constituye la alineación montañosa de la Sierra de San Pedro, mientras que la sinforma situada al sur comienza con las alineaciones de Puerto Roque, Mayorga, Sierra del Castaño, Sierra de la Carava y Sierra de Santiago, para terminar periclinalmente en Portugal.

EL PALEOZOICO MEDIO

Devónico

Litológicamente, el Devónico del área estudiada viene representado principalmente por dos facies. Se ignora la posición estratigráfica exacta de una con respecto a otra, pero por correlación con el Devónico que aparece más hacia el E. de la zona, parece ser que el tramo calcáreo del que se hablara a continuación está situado por encima.

Se pueden distinguir pues:

- Un tramo de areniscas ferruginosas con esquistos verdoso-amarillentos arenosos. No se han identificado los microconglomerados que entre Badajoz y Azuaga cita BLADIER (*op. cit.*).

El contacto con las ampelitas subyacentes no se observa.

- Un tramo constituido fundamentalmente por calizas más o menos dolomíticas según las zonas. Aparecen interestratificadas liditas y se observa un tránsito insensible a calcoesquistos, que a veces pueden aparecer recristalizados.

La potencia es variable, oscila entre 3 y 4 m., pudiendo incluso llegar a tener más de 100 m.

Constituye este nivel uno de los objetivos de mayor interés de este estudio:

- 1.º Por una parte, desde el punto de vista cronoestratigráfico, dada la presencia de fauna, ha podido ser datado con relativa precisión.
- 2.º Por otra parte, dicho nivel es interesante desde el punto de vista metalogénico puesto que, como se verá posteriormente, constituye la posible estructura receptora de la mineralización de antimonio, objeto de este estudio.
- 3.º Además, puede tener significado como control litoestratigráfico de la mineralización.

En el área estudiada, existen varios afloramientos de este nivel de calcoesquistos, calizas y liditas. Aparece un afloramiento de considerable potencia y con abundante fauna de “crinoideos”, “corales”, en la Sierra de La Calera, situada en la H-726 (Pino de Valencia).

La morfología de estos afloramientos suele ser bastante variable; aparece en forma de lentejones, para convertirse en una banda estrecha bastante difícil de seguir en el terreno, hacia las localidades de La Codosera, Quíñolo (caliza de la mina “Caleño”), al N. de Cabezo Pintiero, Atalayas de Valdeborro, donde aparece bien representada y muy fosilífera (H-727, Albuquerque) y en las localidades de San Juan y Casas de la Cierva de la H-750 (Gallina).

Desde el punto de vista paleontológico, presenta “Tallos de Crinoideos”, “Corales”, etc. Incluso las liditas asociadas, que aparecen al NE del límite de la zona, presentan también moldes de crinoides, cuya datación parece corresponder a un Devónico alto.

El Devónico así como todo el conjunto de materiales que constituyen el Paleozoico de la zona, está afectado por pliegues y fracturas, las cuales han sido aprovechadas para introducirse la mineralización así como las venas de calcita y cuarzo que existen en la zona.

En el sector estudiado, bien por falta de sedimentación o por efectos erosivos, ya no se reconocen materiales hasta el Terciario.

EL TERCIARIO (NEÓGENO)

Los materiales terciarios únicamente afloran en la H-657 (Gallina) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, dentro del área estudiada.

Fundamentalmente se pueden distinguir tres tipos de formaciones:

- 1.—Depósitos de areniscas conglomeráticas del Neógeno propiamente dicho.
- 2.—Depósitos de rañas.
- 3.—Depósitos cuaternarios.

1. El Terciario aparece representado por areniscas arcósicas con cuarzo y feldespato. El tamaño de grano es muy heterométrico, pudiéndose incluso decir que se trata de una arenisca conglomerática. Cabe resaltar como carácter significativo su compactación.

Para su datación relativa, podemos intentar una correlación, basada en la comparación litológica con los materiales que afloran en Muñogrande (Avila). (NICOLAU y JIMÉNEZ, 1972), a la que asignan una edad miocénica y no oligocénica como anteriormente se pensaba.

Es sabido la existencia de esta "facies" en varios puntos del occidente peninsular (JIMÉNEZ, *com. pers.*), en donde el carácter común es la compactación. Entre otros, en Ventosa del Río Almar, en el Río Adaja entre Hernansancho y Blascosancho, Castrejón, en Coca (JIMÉNEZ, 1973).

Esta compactación suele ser debida a la presencia de carbonato cálcico, aunque en casos muy localizados es resaltada por una intensa caolinización.

En el caso concreto que nos ocupa, no se puede descartar ninguna de estas posibilidades.

Dada la situación cronoestratigráfica de la "facies" de Muñogrande por debajo de las arcosas del "Pontiense", y su convergencia con las facies de areniscas conglomeráticas que aparecen en el sector, a priori, podríamos aceptar que su situación corresponde a un "pre-Vallesiense".

De todos modos parece indudable que se trata de un depósito miocénico, y no oligocénico como se pensó anteriormente (I. G. M. E., 1954).

2. *Depósitos de rañas.*—Las rañas localmente se caracterizan por presentar depósitos aluvionares de masas arcilloso-arenosas con cantos poco rodados de cuarcitas y esquistos. La raña de estos parajes no alcanza gran potencia (2-3 metros).

La matriz arcillosa englobante presenta coloraciones rojizas resultantes de efectos climáticos cálidos y húmedos (Series rojas).

Dada la problemática de su edad, únicamente cabe decir que encuadrarían como el resto de las rañas de la Península en épocas plio-cuaternarias.

3. *Depósitos cuaternarios.*—Con el emplazamiento de la red fluvial actual, las rañas plio-cuaternarias sufren una erosión y desmantelamiento hasta presentar la disposición actual.

Los depósitos cuaternarios de la zona, están representados por aluviones recientes, arenas y canturrales que aparecen en los ríos principales, como el Gévora, y en las conjunciones de la rivera del Fraile y de Alcorneo, en el paraje denominado Tres Arroyos.

SERIE ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA

Por tratarse de una serie esquemática, no se precisa la orientación de la columna; igualmente no se estiman potencias, dado que las series están muy replegadas, y no se tienen criterios por el momento para dar potencias reales ni establecer límites definidos (Fig. 2).

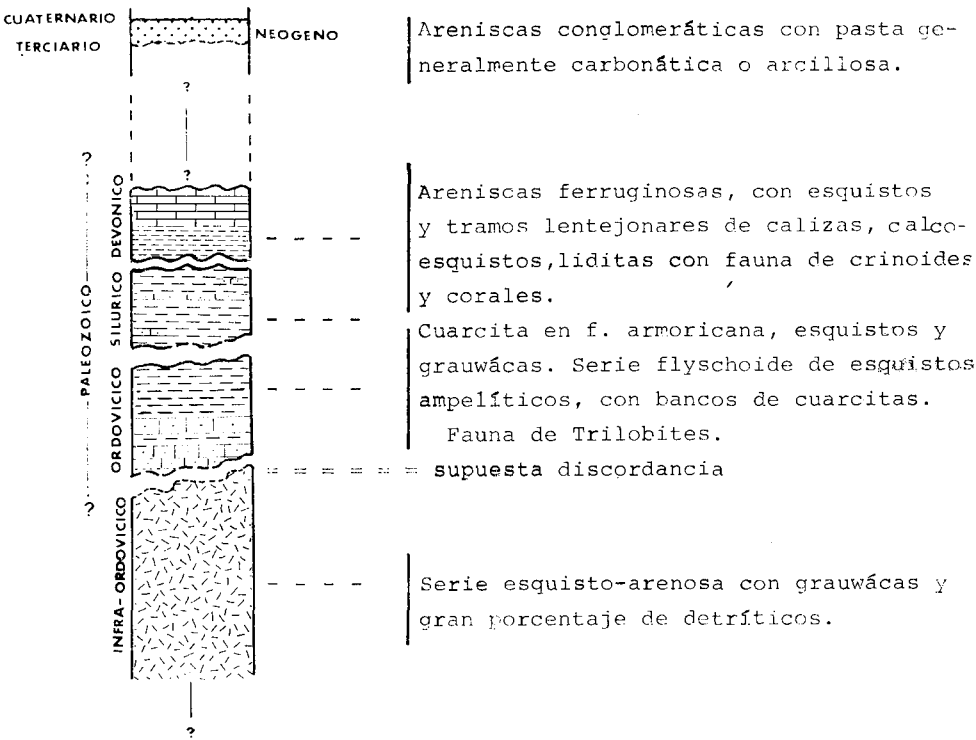


FIG. 2

Se establece una correlación con la serie estratigráfica resumida de LAURENT (1974) (Fig. 3).

PALEONTOLOGÍA

Se ha establecido una cronoestratigrafía a escala de sistema, dada la imposibilidad, por el momento, de una mayor precisión en la clasificación paleontológica de las muestras de fauna recolectadas en la zona.

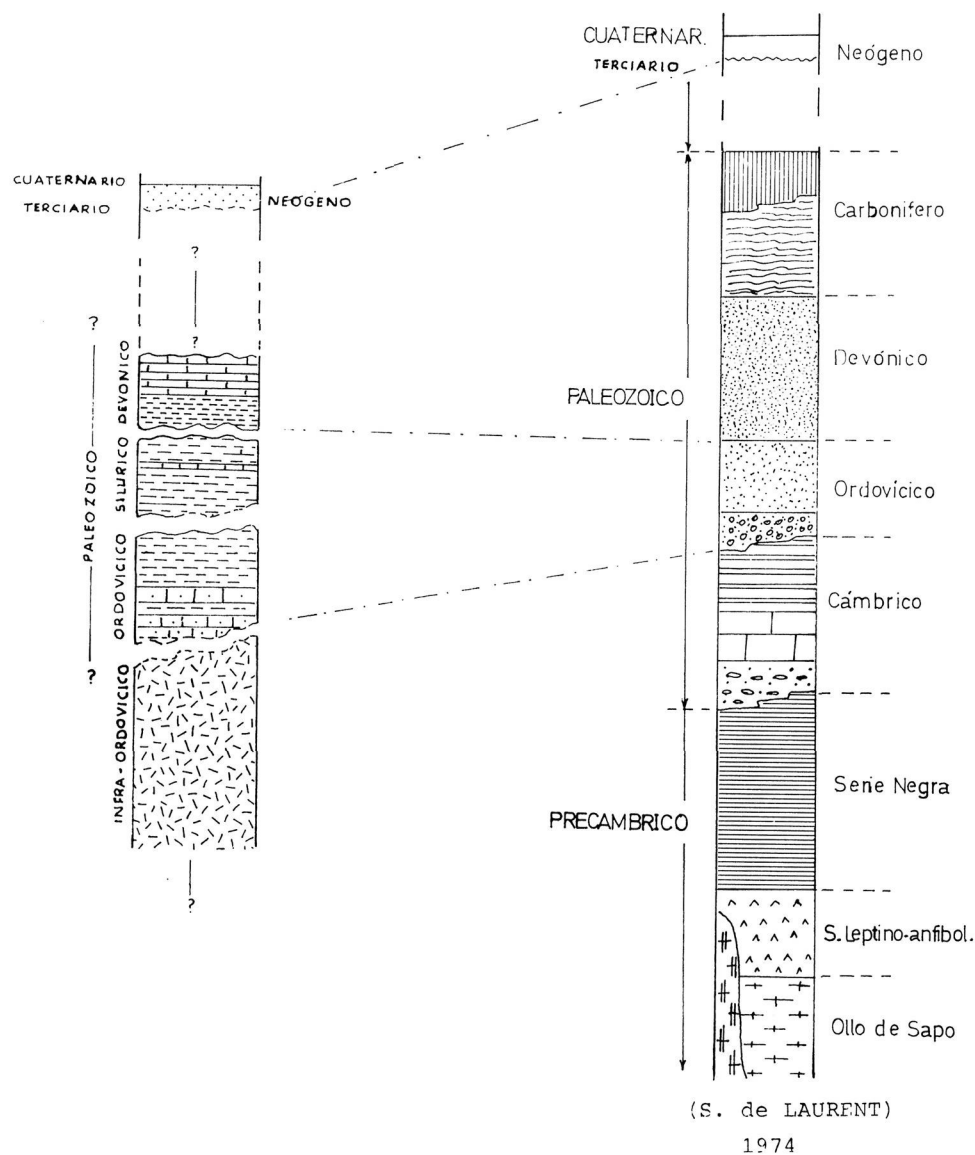


FIG. 3

Las determinaciones han sido realizadas en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, por los Drs. D. GIL y A. PEREJÓN.

Las dataciones a las que se ha llegado, se exponen a continuación:

- Pigidio de *Ormathops*? (Dalmanítido) ORDOVÍCICO
- Dalmanites sp. ORDOVÍCICO

Ambos ejemplares fueron encontrados al NW de la zona, en el límite de la misma, en el lugar conocido con el nombre de la “Finca de las Mallas” de

la H-675 del M. T. N. escala 1:50.000 (Santiago de Carbajo), entre las coordenadas:

39°30'40" — 39°31'30" L.N.

3°31' — 3°32' I.E.

— "Moldes de crinoides" en liditas... .. DEVÓNICO

Este ejemplar fue hallado en el límite NE de la zona, en las inmediaciones del Km. 6 de la carretera de Aliseda-Alburquerque.

— "Crinoideos"... .. DEVÓNICO

— "Corales"... .. DEVÓNICO

Fueron encontrados en la localidad que recibe el nombre de Sierra de la Calera, situada en la H-726 del M. T. N. a escala 1:50.000 (Pino de Valencia), entre las coordenadas:

39°14'10" — 39°15'10" L.N.

3°30' — 3°33' I.E.

Su datación parece corresponder al DEVÓNICO, incluso Devónico bastante superior.

TECTÓNICA

La complejidad tectónica y estructural de la zona es tal que para el establecimiento de un modelo tectónico de rigor serían necesarias mayor número de comprobaciones, hasta tal punto de que, con los datos actuales y dada la escasez de afloramientos en los cuales se puedan realizar mediciones seguras de índole estructural, sólo podemos presentar un esquema general.

Por otra parte determinar tanto las deformaciones continuas como discontinuas que han sufrido los materiales, englobándolas dentro de un modelo teórico de deformación, así como el hablar de campos de esfuerzo, constituye un paso que todavía no se puede realizar.

En síntesis, sólo se ha tratado de establecer las principales dislocaciones que han sufrido los materiales que integran el área de estudio.

En cualquier caso, se debe destacar que, al menos en el área estudiada, si ha existido una anterior orogénesis antehercínica, sus estructuras han sido destruidas por las fases tectónicas posteriores.

OROGÉNESIS HERCÍNICA

La orogénesis hercínica ha sido la responsable de las principales estructuras que existen en la zona, las cuales se caracterizan fundamentalmente por lo siguiente:

- Una marcada orientación fundamental NW-SE.
- Buzamientos que oscilan de subverticales a verticales, en la mayor parte del sector, siendo bastante constante una clara vergencia general hacia el SW.

1. *Deformaciones continuas*

A grandes rasgos se han podido determinar fundamentalmente tres “fases” de plegamiento.

1.1. *La primera fase de plegamiento.*

Se supone que existe en función de ciertas estructuras observadas pero ha sido prácticamente borrada por la superposición a estas estructuras de pliegues de la segunda fase hercínica, la principal en el dominio estudiado.

BLADIER (1974) asigna como representantes de esta fase los pliegues isoclinales de eje N-S inclinados hacia el W, que existen entre la zona de Badajoz y Azuaga.

VAUCHEZ (1974), en la región de Fregenal, asigna a esta fase una dirección NNW-SSE, que proporciona pliegues acostados sinuquiosos, a todas las escalas.

Dada la presencia tan localizada de este tipo de pliegues se habla con cierto reparo de la existencia generalizada de manifestaciones de la fase primera hercínica en la región estudiada.

1.2. *La segunda fase de plegamiento.*

Es la fase principal y prácticamente la primera fase hercínica importante que se observa en la región estudiada. Afecta a todos los materiales, desde el conjunto Infraordovícico hasta el Devónico inclusive, y se manifiesta por pliegues isoclinales que varían desde decimétricos a métricos, y han dado lugar a una esquistosidad de flujo paralela al plano axial, y han sufrido un metamorfismo epi a mesozonal.

Los ejes de los pliegues pueden ser horizontales o con tendencia a la horizontalidad, y los pliegues ser cónicos, simétricos o asimétricos y a veces en acordeón, lo que depende de la litología.

- En la serie esquisto-arenosa, grauwáquica, infraordovícica, destacan pliegues isoclinales donde la esquistosidad de flujo es paralela al plano axial y subparalela en los flancos fuera de la charnela.

Presentan ejes de dirección aproximada N 120°E, la cual es muy constante en toda la región.

- En las cuarcitas y esquistos ordovícicos los pliegues varían desde similares a pliegues en acordeón. Pueden presentar simetrías desde ortorrómbicas a monoclinicas. Mantienen ejes de dirección constante N 120°E - N 130°E. Presentan una esquistosidad de plano axial, localizada preferentemente en los niveles pelíticos.

En las cuarcitas, los pliegues presentan tendencias cónicas, y pueden presentar un mecanismo combinado de flexión-aplastamiento y cizallamiento. Esto coincide con lo apuntado por BLADIER (1974).

- En las calizas, calcoesquistos y liditas del Devónico, los pliegues aparecen como en los casos anteriores, con una marcada dirección N 110°E-N 120°E. En las liditas asociadas, aparecen micropliegues subsoclinales.

Por otra parte los pliegues de la fase 2.^a, pueden replegar una esquistosidad anterior paralela a la estratificación, que pudiera tratarse de la fase 1.^a

- En los numerosos diques de cuarzo que existen en todo el conjunto suelen aparecer pliegues por flexión o incluso boudinados. La dirección de sus ejes sigue conservando la tendencia antes descrita, N 120°E aproximadamente, la que constituye una constante hercínica en la región considerada.

1.3. *La tercera fase de plegamiento.*

Es la responsable de las grandes antiformas y sinformas que se siguen sobre grandes distancias en toda la región.

Da origen a grandes pliegues kilométricos, marcadamente orientados NW-SE, que forman largas bandas de hasta varias decenas de kilómetros. Presentan planos axiales con vergencias acusadas hacia el SW. Las macroestructuras resultantes de esta fase de plegamiento se traducen en una antiforma cuyo eje coincide aproximadamente con una línea teórica, la que va de Valencia de Alcántara a San Vicente de Alcántara, que favoreció el emplazamiento del batolito de Albuquerque, y en cuyo núcleo aflora el conjunto de materiales preordovícicos que aparecen en el centro de la región estudiada (Esquema geológico).

Dicha estructura está limitada al N. y al S. por dos sinformas asimétricas ocupadas por materiales post-ordovícicos.

La banda de cuarcitas y esquistos, límite norte de la antiforma, se sigue a lo largo de la Sierra de San Pedro, y constituye una estructura en sinforma.

El límite sur de la antiforma lo constituye otra estructura en sinforma, muy replegada y ocupada por materiales post-ordovícicos, así como por las formaciones devónicas que existen en la región considerada.

Estos pliegues están generalmente acompañados por una esquistosidad de fractura que afecta sobre todo a los materiales más pelíticos.

Cabe destacar que aunque no de manera continua, en las series más pelíticas, se observan a veces, astillamientos debidos a la intersección de dos esquistosidades.

1.4. *Micropliegues y lineaciones.*

A veces, y debido a fases tectónicas tardías, se observan lineaciones de crenulación y microplegamiento en "Kink", de tendencia horizontal, localizados fundamentalmente en las series esquistosas.

2. *Deformaciones discontinuas*

Los accidentes cortantes, dada su manifestación y número, juegan un importante papel en el aspecto estructural y morfológico de la región estudiada.

En cuanto a las principales direcciones de fracturación, destacan por su gran influencia geomorfológica las siguientes:

- 1.—El conjunto constituido por las NE-SW, cuya representante principal es la gran fractura que cruza la Península desde el Alentejo hasta por lo menos la Sierra de Avila.
Aparecen una serie de fracturas satélites de la gran falla de Plasencia con directrices NNE.
- 2.—Destaca también la familia de fracturas de dirección NW-SE que afecta al granito, y marca a veces determinadas direcciones preferentes en las diversas formaciones que le rodean.
- 3.—Igualmente se observan direcciones comprendidas entre N 85° y N 95°E, prácticamente E-W.
- 4.—Por último, se observa una familia de fracturas con dirección marcadamente N-S, que se reflejan principalmente en el batolito de Albuquerque.

2.1. *Trazado y sentido de las dislocaciones.*

De los cuatro sistemas anteriores, los dos primeros corresponden a fallas de desgarre de componente esencialmente horizontal, y con trazado más o menos rectilíneo.

De las dos direcciones principales de desgarre, una presenta un trazado muy rectilíneo, coincide con la dirección de la banda blastomilonítica asociada (BLADIER, 1974), de dirección media NNW-SSE, es decir, subparalela a las estructuras hercínicas, y cuyo sentido parece ser de carácter sinistral, el cual se acentúa hacia el SW en la zona comprendida entre Badajoz y Córdoba (BLADIER, 1974).

La evaluación del sentido sinistral de las fallas de desgarre E-W se pone de manifiesto en función de la disposición de los flancos de los pliegues de eje vertical, así como de las fracturas acompañantes y de la disposición de las estrías de fricción.

Posiblemente estos accidentes responden a un sentido de compresión E-W favorecido por la existencia de discontinuidades anteriores (BLADIER, 1974).

La otra dirección fundamental es la NE-SW de amplia manifestación en la zona, que ha dado lugar a un desplazamiento claramente sinistral. Las cuarcitas y demás formaciones litológicas afectadas por la fractura, permiten atribuir a este desplazamiento un valor mínimo de aproximadamente 3 Km. en la zona cercana al yacimiento.

2.2. *Edad estimada de las dislocaciones a tenor de las rocas básicas asociadas, representantes de un magmatismo tardihercínico.*

Asociados a las fallas de desgarre que existen en la zona, aparecen diques de microgabros doleríticos, diabasas con típica textura ofítica que presentan típica alteración en bolas.

Se han podido determinar dos tipos de diques básicos asociados a las fallas de desgarre.

- 1.—Unos diques están orientados paralelamente a las fallas de orientación NW-SE. Constituyen diques post-orogénicos, tardihercánicos, correspondientes a épocas de distensión. Ellos parecen existir a lo largo del eje Badajoz-Córdoba (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974).
- 2.—Otros diques se orientan preferentemente según direcciones NE-SW, y ocupan la gran fractura del Alentejo-Plasencia.

Según una datación geocronológica efectuada en la Universidad de São Paulo por el Dr. U. G. CORDANI, la roca intruida a favor de la falla tiene una edad de 220 ± 13 M.a., correspondiente al Trías medio-inferior (ARENILLAS y cols., 1975).

Más al N CAPOTE y CASALS (1971) asignan a las fracturas satélites de la estructura del Alentejo-Plasencia una edad tardihercánica, entre finales del Carbonífero superior y el Pérmico, para la región de Muñico (Avila).

Igualmente (ARENILLAS y cols., 1975) asignan al dique sienítico de las Fuentes un emplazamiento durante las primeras épocas del reajuste tardihercánico, del Estefaniense al Pérmico; a favor de una de las fracturas satélites de la serie NNE, que afectan a los granitos y granodioritas.

2.3. *Justificación de la presencia de brechas de falla en ciertos puntos del sector.*

En el área de estudio existen algunas zonas en las que las rocas han sido

brechificadas a lo largo de las fracturas, dando lugar a microbrechas ferruginosas que se encuentran comprendidas en varias estrechas franjas entre fallas de desgarre.

EL BATOLITO GRANÍTICO DE ALBURQUERQUE

El batolito de Alburquerque constituye un afloramiento granítico de considerables dimensiones. Se extiende desde Castelo de Vide en Portugal hasta llegar a rebasar Alburquerque. Presenta una dirección típicamente hercínica NW-SE.

En el área de estudio, longitudinalmente abarca una extensión de 50 kilómetros aproximadamente. Presenta una anchura media de unos 7 kilómetros, alcanzando su máxima potencia de afloramiento en la normal de Alburquerque (12 Kms.), mientras que en la normal de Valencia de Alcántara mantiene su anchura media. Sobre la línea de San Vicente de Alcántara, el batolito sufre un estrechamiento quedando reducido su espesor a 2,5 Kms., aproximadamente.

El emplazamiento del batolito se ha visto favorecido por la existencia de una estructura en antiforma. Este aparece afectado fundamentalmente por el sistema de fracturas NE-SW, y concretamente por la falla de Plasencia, la cual, produce un desplazamiento claramente sinistral sobre el mismo.

Su interés desde el punto de vista metalogénico, se centra en la aureola de mineralizaciones que éste lleva asociadas (U, Sn-W, Pb-Zn, Sb-Au, Sb-W), puesto que puede considerarse como un caso de zonalidad peribatolítica, como ya se indicó anteriormente.

Para su estudio, se presenta una cartografía de facies, las cuales, se han determinado con carácter provisional, como resultado del trabajo de campo y de las observaciones microscópicas. Se han podido determinar fundamentalmente 7 facies *:

FACIES 1: Granito de grano muy grueso, muy porfiroide, biotítico (moscovita esporádica), con grandes cristales de cordierita siempre pinnitizada.

FACIES 2: Granito muy heterogranular y porfiroide (Feldespatos centimétricos rodeados por una pasta fina, milimétrica). Predomina la biotita sobre la moscovita. Aparece también cordierita. Su aspecto se asemeja a un pórfido. Su situación en zonas marginales, induce a pensar en un origen por cristalización a escasa profundidad.

FACIES 3: Granito cordierítico de grano grueso a muy grueso, esencialmente biotítico. La transición con la facies 1 y 2 es muy gradual y difícil de reconocer en determinadas ocasiones.

* En el esquema geológico se ha representado la cartografía de las facies. En la leyenda están señaladas como (F-1, F-2, etc.). Gran parte de los datos han sido tomados del trabajo en colaboración entre el Departamento de Mineralogía de la Universidad de Salamanca y el Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (Francia), actualmente en proceso de elaboración.

FACIES 4: Granito con cordierita más escasa que en los casos anteriores. Presenta variaciones desde granito biotíticos a granito de dos micas. El tamaño de grano varía de medio a grueso, escasamente porfiroide. Existe un tránsito gradual hacia la facies 3.

FACIES 5: Granito de dos micas o moscovítico con biotita subordinada. Prácticamente no se observa cordierita. Suele ser de grano medio, y no aparece porfiroide.

FACIES 6: Granito moscovítico, con algo de biotita muy subordinada, presenta grano medio a fino. Aparecen porfidoblastos de cuarzo y biotita, con abundante turmalina. Su extensión es muy reducida. Aparece ocupando zonas muy restringidas y es de carácter marcadamente marginal.

FACIES 7: Granito de dos micas, (predomina la biotita) de grano medio a fino, no porfiroide, sin cordierita. Es la facies más claramente definida del conjunto.

Se presenta esporádicamente en la mitad occidental del batolito, en pequeñas superficies, que destacan del resto del granito de grano grueso, por erosión diferencial.

De la misma manera que la facies 6, forma pequeñas áreas restringidas.

Dataciones geocronológicas

Aparte de algunas deducciones obtenidas por tectónica regional, únicamente se tenían dataciones absolutas de los granitos de Nisa (MENDES, 1968), para los que atribuye una edad de 290 ± 8 M.a.

Mediante dataciones isotópicas basadas en el método K-Ar, la edad estimada para el granito de Albuquerque es de 284 ± 5 M.a. (PENHA y ARRIBAS, 1974).

Se observa que hay una correspondencia entre la edad de los granitos de Albuquerque y Nisa. Si bien en general la edad absoluta de los granitos uraníferos españoles, es más antigua que la encontrada para los granitos uraníferos portugueses.

La cartografía del área aparece en la fig. 4, así como los cortes correspondientes (fig. 5).

ESTUDIO DEL YACIMIENTO DE ESTIBINA-SCHEELITA DE "SAN ANTONIO"

La mina "San Antonio" se encuentra situada entre los kilómetros 8 y 9 de la carretera de Albuquerque-La Codosera en la provincia de Badajoz.

La explotación está en el paraje denominado Quinola, y el objeto de la misma es la extracción de antimonio.

Este yacimiento, junto con el de Herrera del Duque, constituye una de las principales fuentes de obtención de este metal.

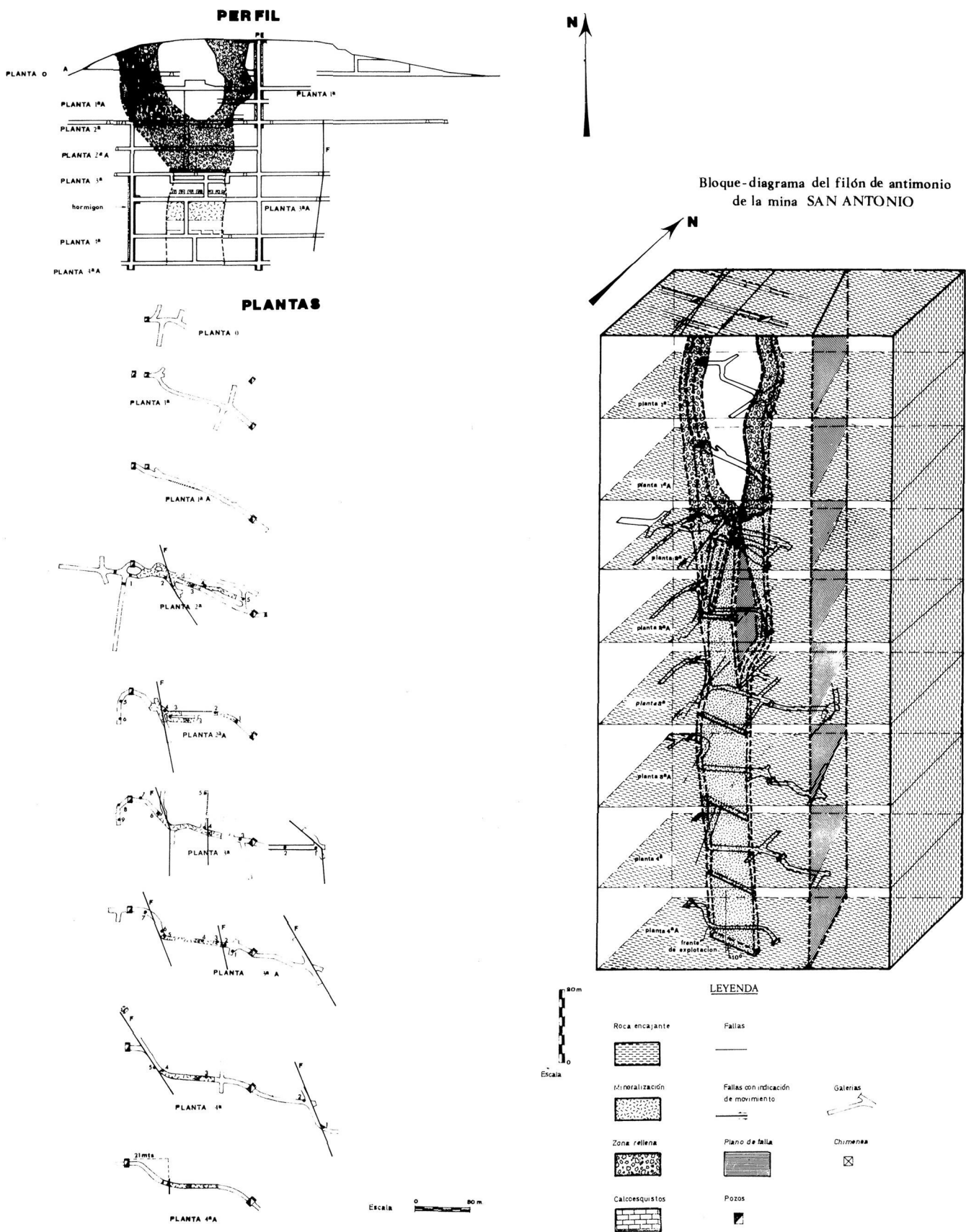


FIG. 6

Los trabajos de extracción se realizan en profundidad, mediante galerías distantes entre sí 20 metros. El actual frente de explotación se encuentra a 130 metros de profundidad.

Se ha realizado un desmuestre en vertical, a diferentes cotas, y otro en horizontal, transversal al filón. Este último abarca las rocas encajantes, el contacto roca encajante-mineralización, y la mineralización. Esto ha permitido realizar una cartografía minera (bloque-diagrama del filón, fig. 6). Igualmente se adjunta la cartografía ,fig. 7) y cortes geológicos del coto minero a escala 1:1.000 (fig. 8).

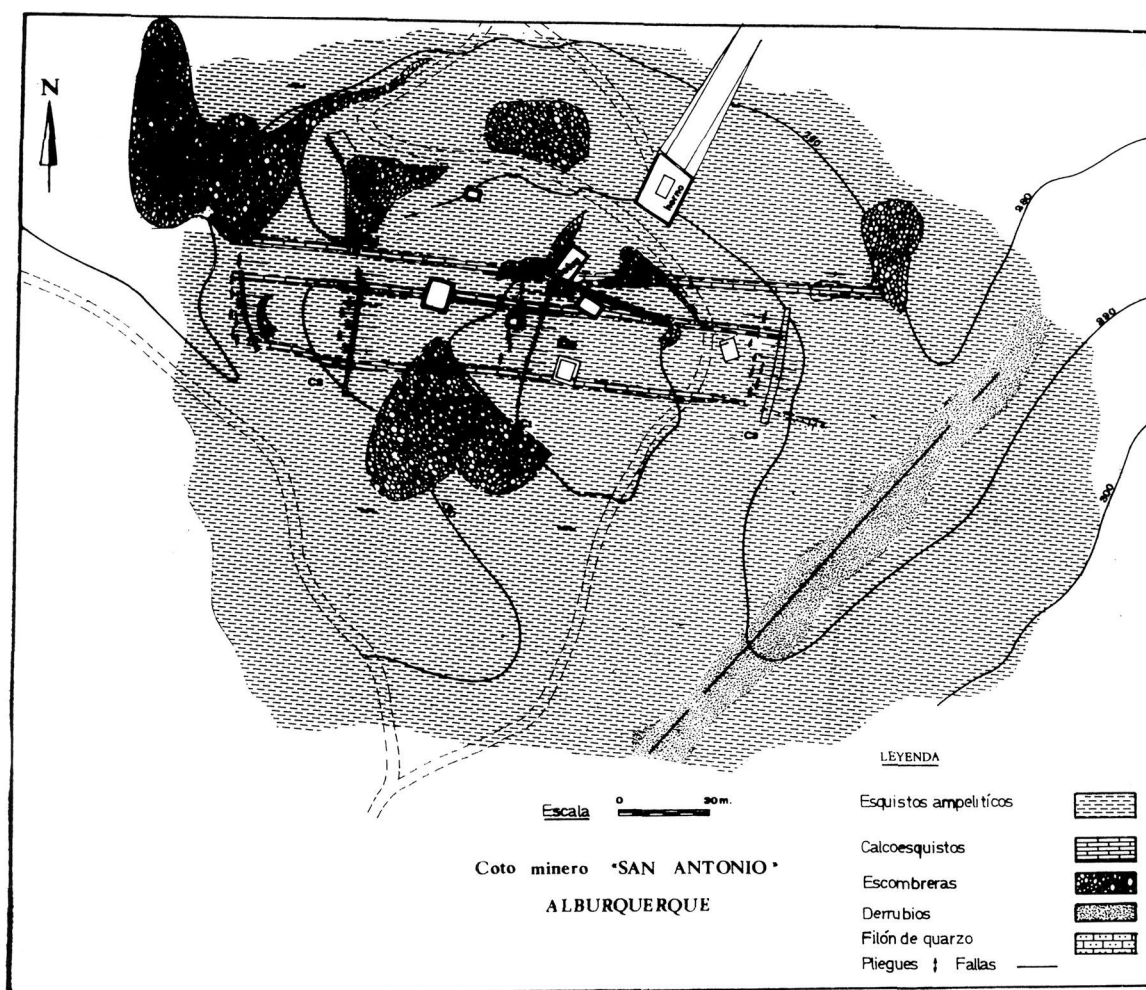


FIG. 7

Naturaleza de las rocas encajantes

Las rocas encajantes de la mineralización están constituidas por calizas y calcoesquistos con cuarzo, de tonos grisáceos, en bancos cuya potencia oscila entre 4 y 8 metros, de aspecto lentejonar, interestratificados con liditas.

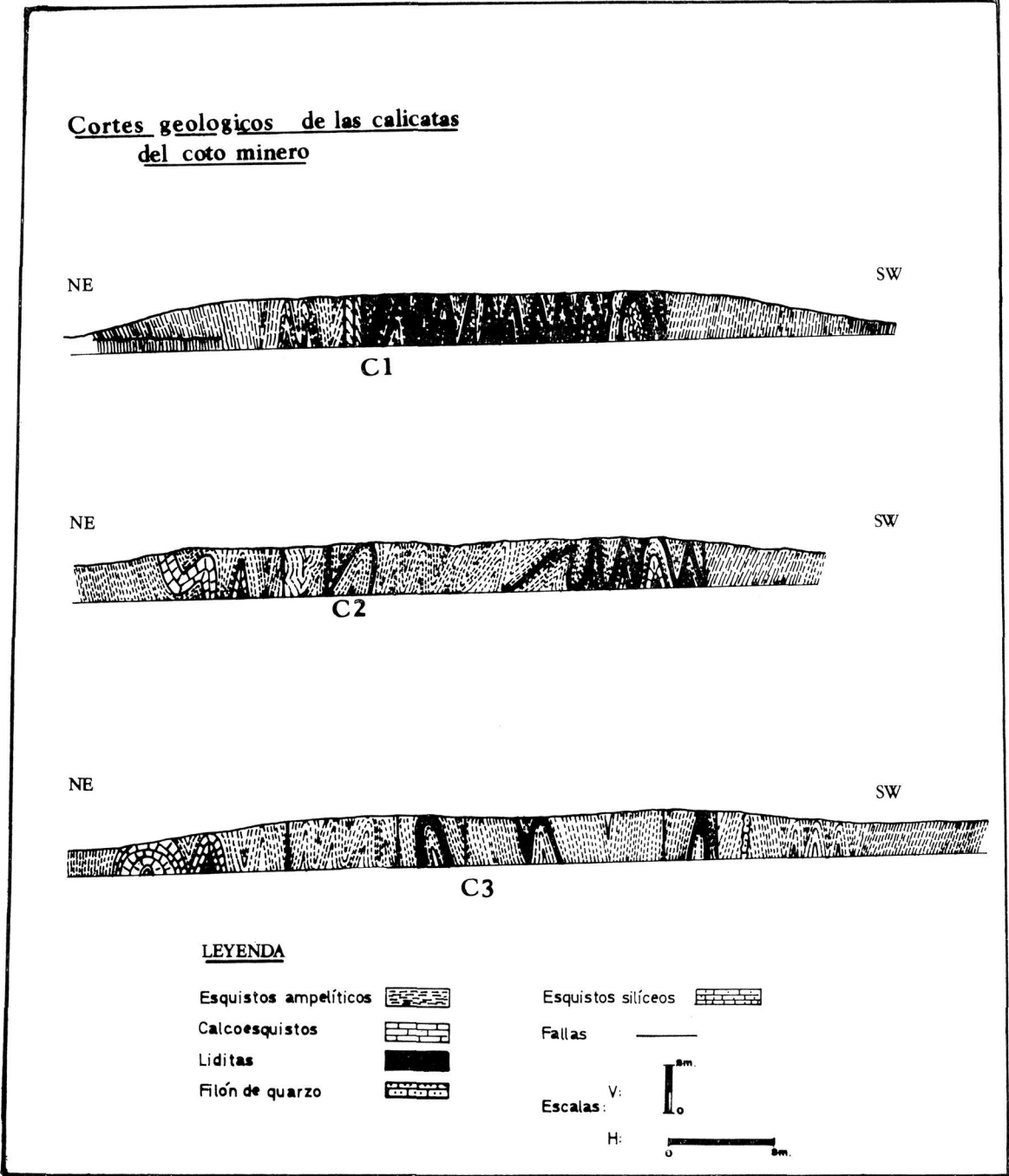


FIG. 8

De modo insensible van pasando gradualmente estas rocas a esquistos ampelíticos ricos en materia carbonosa.

Los calcoesquistos suelen presentar a veces cristales idiomorfos de pirita.

A veces se observan tramos más dolomíticos. La datación de estos materiales, corroborada por el hallazgo de fauna, ha sido estimada como Devónica.

Todas las rocas encajantes, que están afectadas por una esquistosidad de flujo debida a la fase segunda hercínica, aparecen muy replegadas y fracturadas.

Transformaciones físico-químicas

La mineralización aparece localizada en un nivel receptor constituido por calizas y calcoesquistos, en donde ha cristalizado en fisuras, y en parte reemplazando a la roca encajante. Es evidente, pues, la influencia del medio rocoso en el control de la mineralización, puesto que aparece un nivel de calizas y calcoesquistos que ha sido sustituido químicamente por el fluido mineralizador.

Se trata así de un yacimiento *topomineral* en el que se pone de manifiesto la influencia del medio rocoso.

MINERALIZACIÓN

A continuación se describen los minerales que constituyen el yacimiento de San Antonio, distinguiendo los de origen hipogénico y supergénico como resultado de las observaciones microscópicas realizadas sobre las diferentes secciones pulidas.

Minerales Hipogénicos

ESTIBINA: Se presenta generalmente en masas espáticas con tendencias hipidiomórficas, en las que se observan claramente las líneas de exfoliación. Otras veces se presenta en masas alotriomorfas, dentadas y orientadas, según direcciones preferentes (fig. 9).

La estibina se emplaza aprovechado cualquier discontinuidad o fisura de los cristales formados previamente, o incluso según orientaciones favorables en la roca encajante (figs. 9, 10, 11).

Si las condiciones son idóneas para que pueda cristalizar, ésta lo hace formando microcristales con tendencia al idiomorfismo.

La estibina presenta un acusado pleocroísmo de reflexión de blanco a gris con tinte verde oliva, y colores azulados y pardo-marrones entre nícoles cruzados.

Frecuentemente aparece deformada por presión, presentando corrugaciones laminares (corrugated lamellae) y extinción ondulante según (010), y machado sobre (010) y (001).

No se han observado inclusiones ni tampoco exsoluciones.

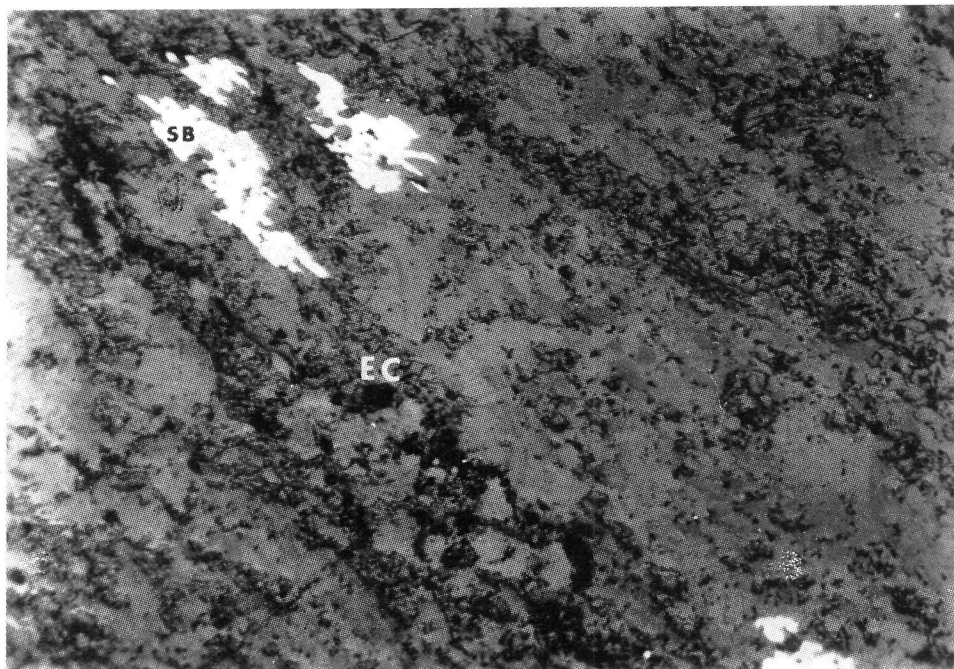


FIG. 9

L.N. × 80. Masas alotriomorfas dentadas de estibina (Sb), orientadas según una dirección preferente en los esquistos carbonosos (E.C.)

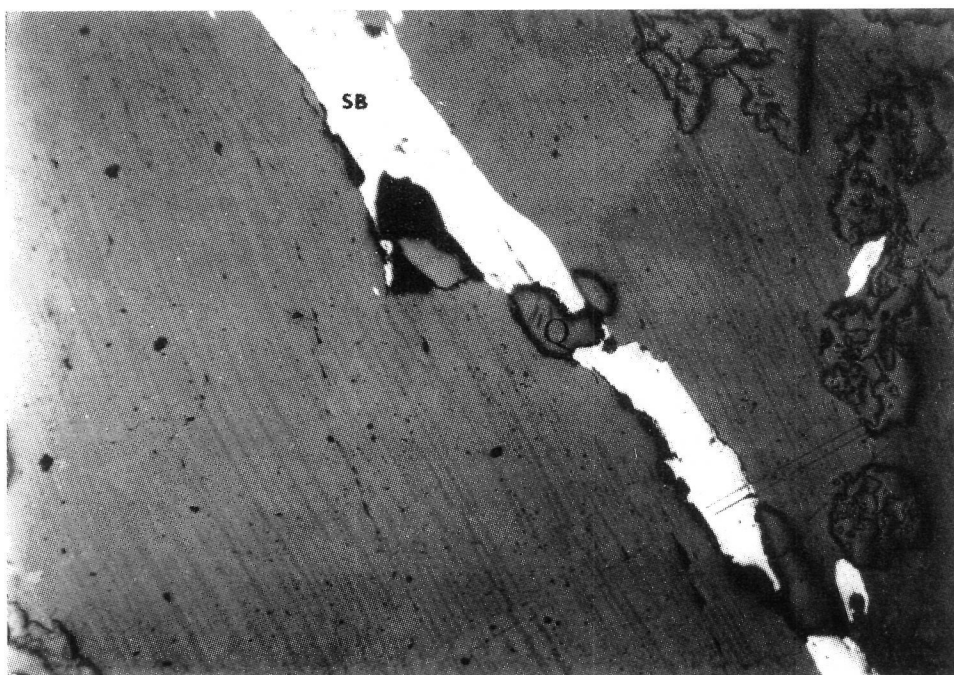


FIG. 10

L.N. × 50. Obsérvese el emplazamiento de la estibina (Sb) a favor de fisuras entre los carbonatos y demás cristales formados previamente. Aparecen en relieve con respecto al resto de la lámina los cuarzos de la ganga (Q)

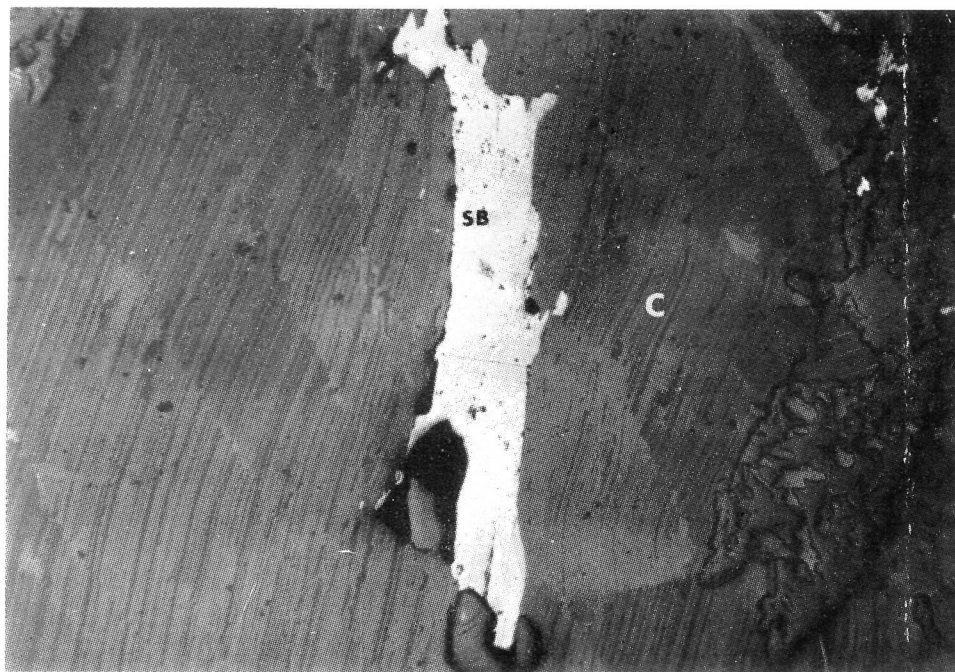


FIG. 11

N.C. $\times 50$. El mismo campo que la anterior girada unos grados en la platina. Las zonas gris clara-gris oscura dentro de la estibina (Sb), reflejan su marcada anisotropía. Obsérvese el maclado fino de los carbonatos

SCHEELITA: Aparece como masas espáticas con tendencia al idiomorfismo. Presenta numerosas grietas y fisuras, las cuales han sido aprovechadas por la estibina para introducirse (fig. 12).

Presenta colores blanco amarillentos y reflectividad baja semejante a la de la ganga. No presenta anisotropía ni tampoco pleocroísmo de reflexión.

Es frecuente observar masas más o menos idiomorfas de scheelita rodeadas de estibina, lo que significa que primeramente cristalizó la scheelita; posteriormente a ella, y aprovechando cualquier discontinuidad de la misma, se introdujo la estibina (fig. 13).

Gangas

Las únicas gangas que se han encontrado asociadas directamente a la mineralización de estibina-scheelita en "San Antonio" son las siguientes:

- *Carbonatos:* Principalmente calcita, la cual aparece en masas más o menos granudas que aprovecharon cualquier fisura de la roca encajante para introducirse. También se encuentra en cristales idiomorfos, que incluso llegan a alcanzar tamaños considerables, apareciendo cristales romboédricos que tapizan a veces drusas y geodas.

Ocasionalmente se encuentra también *siderita*.

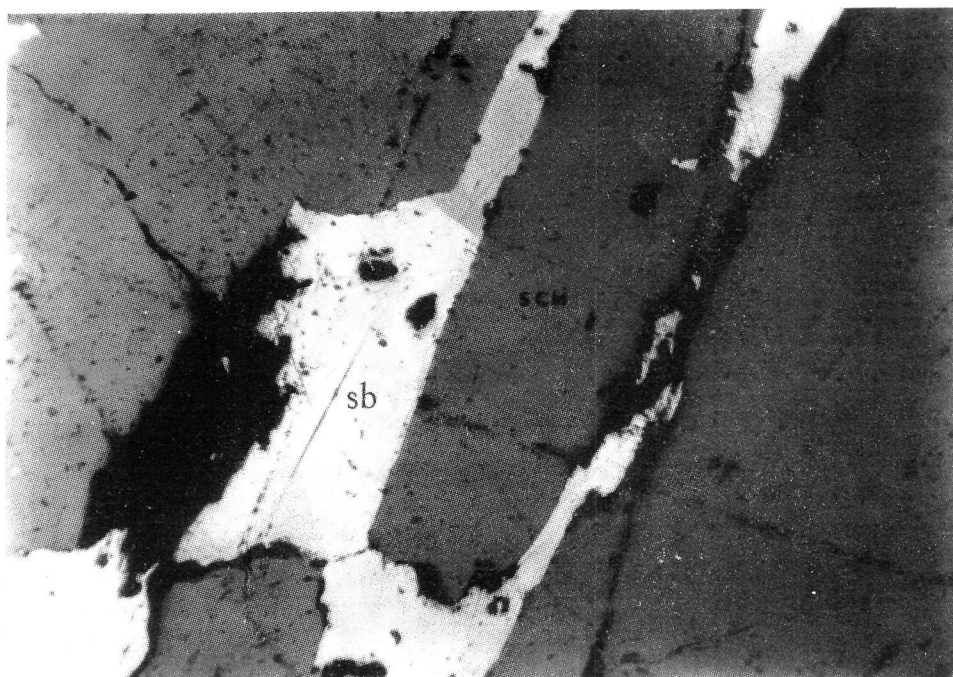


FIG. 12

N.C. × 70. Se observan masas espáticas, con tendencias al idiomorfismo, de scheelita (Sch). Esta presenta numerosas grietas, las cuales aprovecha la estibina (Sb) para introducirse, hasta llegar a observarse cristales de scheelita rodeados por estibina

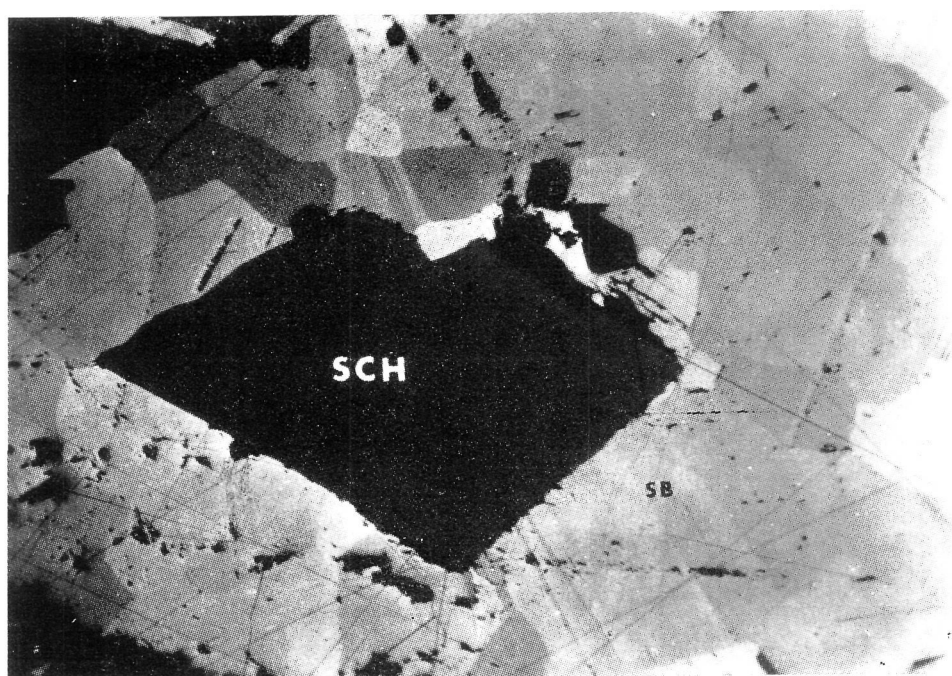


FIG. 13

N.C. × 50. Cristal de tendencia idiomorfa de scheelita (Sch) rodeado por estibina (Sb). Nótese la acusada anisotropía de esta última en el límite de los granos. Es evidente que su depósito es posterior al de la scheelita. Obsérvese que se trata de un cristal de scheelita englobado por estibina

- *Cuarzo*: Aparecen variedades micro y criptocristalinas. Generalmente suele ser bastante abundante, sobre todo en ciertos niveles de esquistos más silíceos.

Minerales supergénicos

Los minerales secundarios más importantes, formados a expensas de la alteración de los minerales primarios, son los siguientes:

- A) *Ocres de antimonio*: Aparecen esporádicamente debido a la meteorización de la estibina. Posiblemente se trate de *Cervantita*.
- B) *Oxidos de hierro y manganeso*: Están distribuidos irregularmente. Se trata de *limonita* derivada posiblemente de la pirita de los calcoesquistos de la roca caja, y de algún *óxido de manganeso* (pirolusita), formado como consecuencia de la meteorización de los carbonatos.

CARACTERES METALOGÉNICOS

Paragénesis y sucesión mineral

El yacimiento de estibina-scheelita de “San Antonio”, pertenece al tipo: *cuarzo, estibina, scheelita (oro)*.

Aunque en el yacimiento todavía no se ha encontrado Au, parece lógico que pueda existir. Además es sabido que en otra mina de antimonio situada en las proximidades de Valencia de Alcántara (“Mina Vidal”), se observa oro en la paragénesis; luego no es de extrañar que en “San Antonio” pueda aparecer.

En la (fig. 14) se indican la paragénesis y sucesión mineral del yacimiento.

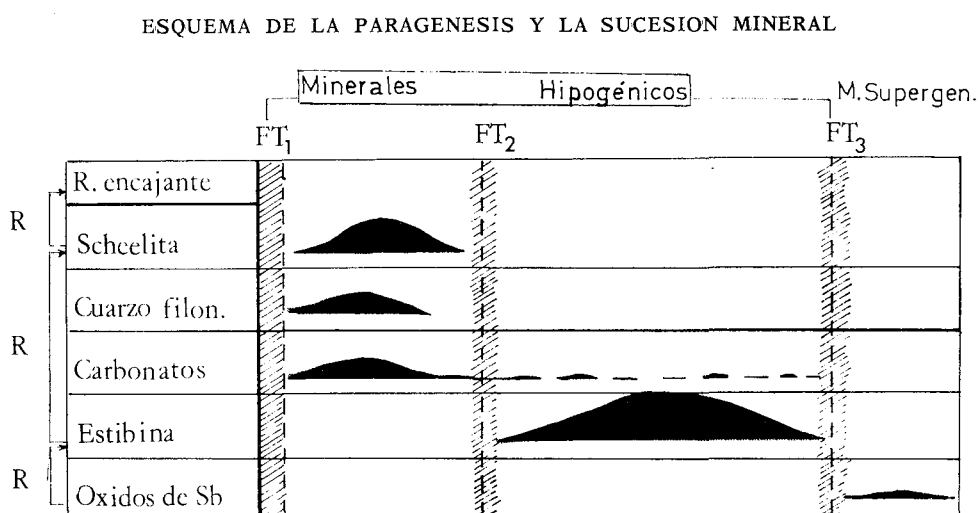


FIG. 14

R: Reemplazamientos.

— : El espesor del trazo es aproximadamente proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento.

- En dicha figura, los componentes de la paragénesis se indican a la izquierda del esquema.
- El espesor del trazo es proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento. Si bien el espesor correspondiente a la scheelita está exagerado y no corresponde a su abundancia, puesto que los carbonatos por ejemplo, son más abundantes, no obstante se hace notar de esta forma, la importancia del mismo en la paragénesis.
- Las etapas microtectónicas se indican por un rayado oblicuo (FT₁, FT₂, FT₃).
- En el diagrama igualmente quedan reflejados los minerales hipogénicos y los supergénicos.
- La R: indica el proceso de reemplazamiento que verifica un mineral al que se ha depositado previamente, o incluso a la roca encajante.

Del estudio de la paragénesis y sucesión mineral, se deducen las siguientes conclusiones:

- 1.—*Scheelita*: Este mineral se deposita posteriormente a la primera etapa de brechificación, y lo hace reemplazando en parte a la roca encajante.
Su desaparición marca la deposición de la estibina, coincidiendo con la 2.^a etapa de deformación. Luego se ve claramente que la estibina es posterior a la scheelita.
- 2.—*Cuarzo*: Se deposita más o menos simultáneamente con la primera etapa de brechificación, y su deposición termina antes que la de la scheelita.
- 3.—*Carbonatos*: Suelen aparecer de forma temprana y son aproximadamente contemporáneos con el cuarzo.
Pueden ser singenéticos con la deposición de la antimonita.
Su desaparición coincide con la etapa que señala el comienzo de las fases de oxidación.
- 4.—*Estibina*: Aparece posterior a una segunda etapa de brechificación. Se deposita de forma mayoritaria en el yacimiento, y lo hace reemplazando en parte a la roca encajante y en parte a la scheelita previamente depositada.
- 5.—*Oxidos de Sb*: Aparecen como consecuencia de movimientos de reajuste que favorecen la distribución de minerales secundarios en determinados niveles supergénicos.
Su deposición se efectúa a expensas de reemplazamientos de la estibina.

Factores de concentración

El depósito de la antimonita viene favorecido fundamentalmente, por la existencia de ciertos factores tectónicos (1) y físico-químicos (2).

- (1).—La estibina rellena siempre fracturas que afectan a la roca encajante y aprovecha fisuras y grietas de los minerales formados previamente, reemplazándolos químicamente.
- (2).—La deposición se verifica preferentemente en niveles calcáreos o calcoesquistosos más o menos silíceos.

Microtectónica

De las observaciones de muestras pulidas al microscopio, se han podido determinar tres etapas tectónicas relacionadas con el emplazamiento de la mineralización.

- FT₁: Precede al depósito de la scheelita y es anterior, o como máximo simultánea con la deposición del cuarzo y los carbonatos.
- FT₂: Precede al depósito de la mineralización antimonífera.
- FT₃: Señala el comienzo de las fases de oxidación y reemplazamiento de la estibina. Generalmente parece debida a movimientos de reajuste que favorecen la formación de minerales supergénicos.

ORIGEN DE LA MINERALIZACIÓN

Conviene recordar que el antimonio es un elemento muy móvil, y como consecuencia se transporta fácilmente, depositándose en general lejos de los focos magmáticos.

Generalmente lo hace mediante solubilidad en forma de iones complejos a baja temperatura. Además el Sb es un elemento calcófilo, y desde el punto de vista metalogénico ocupa un lugar comprendido entre el Hg y el Pb.

La mineralización de "San Antonio", se presenta en forma de "chimenea", (bloque-diagrama del filón), claramente *epigenética*, pero encajada dentro de una serie calcárea en la que ha dado lugar a fenómenos de reemplazamiento. Puede, por lo tanto, considerarse como un yacimiento de origen ígneo, ya que probablemente proviene del granito de Albuquerque, del que representa la manifestación más externa de la serie de mineralizaciones que éste lleva consigo.

El fluido mineralizador depositó primero el WO₄Ca (scheelita), y posteriormente, a menor temperatura, la estibina.

La mineralización representa pues un proceso hidrotermal, cuyo origen endógeno se pone claramente de manifiesto por la epigénesis y evidente reemplazamiento de las rocas encajantes.

El yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio" corresponde, pues, a un yacimiento filoniano topomineral, de origen ígneo, con filones de relleno y reemplazamiento, perteneciente al tipo *cuarzo, estibina, scheelita, oro*.

Cabe añadir que, puesto que se conocen otros indicios de antimonio en varios puntos de la zona, por ejemplo, la mina "Vidal", en Valencia de Alcántara, así como algunos indicios encontrados en las proximidades de "San Antonio" y La Codosera, es factible pensar en la existencia de una banda, más o menos continua, estrechamente relacionada con los calcoesquistos devónicos, que puede presentar mineralizaciones de antimonio.

CORRELACIONES DEL YACIMIENTO CON OTROS SEMEJANTES

En la Península Ibérica, conviene destacar la existencia de algunos depósitos filonianos auro-antimoníferos situados en el distrito de Baixo Douro, al norte de Portugal.

Su emplazamiento en una franja metamórfica sigue directrices NW-SE, y aparece bordeando a macizos graníticos hercínicos.

El contexto geológico aparece constituido por el complejo esquistoso-grauwáquico ante-ordovícico, formaciones ordovícico-silúricas, y un conjunto esquistoso-calcáreo devónico.

Cabe destacar que los granitos son esencialmente de tipo calcoalcalino, monzonítico, biotítico con carácter porfiróide. Estos granitos son correlacionables con una fase de granitización postectónica datada como de 280 M.a. (MENDES, 1968).

Relacionadas espacialmente aparecen zonas con mineralizaciones de *Sb-Au* entre Covelo y el Río Duero. También aparecen asociados diques de rocas básicas.

La génesis de los depósitos auro-antimoníferos del distrito de Baixo-Douro está íntimamente relacionada con los dominios graníticos, y parece evidente admitir la existencia de ciertos niveles litológicos favorables para su fijación.

Luego resulta factible, dadas las características geológicas y metalogénicas (puesto que hay ciertas indicaciones sobre la presencia de scheelita en las paragénesis de algunos de los yacimientos filonianos de este área), establecer una correlación con los yacimientos antimoníferos del SW del batolito de Alburquerque.

Por otra parte se pone de manifiesto la existencia de una banda de mineralizaciones auro-antimoníferas que, en dirección hercínica (NW-SE), atraviesa la Península Ibérica, desde Oporto, y a lo largo de la línea Castelo Branco-Alburquerque-Herrera del Duque, hasta Valdepeñas, en la provincia de Ciudad Real.

* * *

Este tipo de paragénesis W-Sb de la Península Ibérica, único ejemplo en Europa, es análogo a las que se encuentran en la región de Otago en Nueva Zelanda (WILLIAMS, 1965).

El distrito minero de Otago constituye el conjunto de yacimientos *Au-W-Sb* más importante del mundo. Generalmente aparecen en esquistos, aunque también hay yacimientos *Au-W* en sedimentos cretácicos y terciarios (Saddle-Hill) y yacimientos detríticos de oro.

Las paragénesis, si bien fundamentalmente son W-Sb-Au, también suelen ir acompañadas de sulfuros de elementos como Ag, Pb, Zn, Bi, Cu, etc.

Mineralizaciones auro-antimoníferas con scheelita, aparecen fundamentalmente en la región central de Otago (Barewood).

En el área de Barewood, la mineralización aparece en esquistos y su dirección es paralela a la de éstos (NW). La paragénesis fundamental es scheelita-estibina-oro, apareciendo también pirita y algo de galena.

Destaca también el área de Carrick en la zona central de Otago. En este área son muy notables los enriquecimientos secundarios de sulfuros (calcopirita).

Se presenta la paragénesis esibina-scheelita con pequeñas cantidades de oro.

Mineralizaciones en las que la paragénesis fundamental es *Au-W*, se encuentran sobre todo en la región de Glenorchy y Buckler Burn al NW de la región de Otago. En éstos aparece como ganga fundamental, cuarzo en forma de lentejones y menos frecuentemente aparece calcita. La scheelita aparece también en forma de pequeños lentejones (mina "Paradise"), y a veces diseminada en el cuarzo.

Una de las áreas mineras más importantes de Otago es Macraes, con una importante producción de oro y scheelita. La dirección de los filones coincide aproximadamente, como en la mayoría de los casos, con la foliación de los esquistos.

En la ganga aparece cuarzo fundamentalmente y a veces también calcita. Es frecuente encontrar pirita y arsenopirita diseminada en la roca encajante.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

El yacimiento de esibina-scheelita de "San Antonio" (Badajoz), se encuentra en el Paleozoico situado al sur del batolito de Alburquerque. Aparece en una sinforma constituida por materiales silúrico-devónicos y concretamente el control litoestratigráfico de la mineralización lo forma una banda irregular de calcoesquistos, a veces silíceos, interestratificados con lalitas de edad claramente devónica.

El problema de establecer una estratigrafía detallada del Paleozoico, no ha podido solventarse por la falta de límites definidos. Igualmente la no existencia de criterios de polaridad han permitido tan sólo la realización de una estratigrafía a nivel de sistema, en función de las características litológicas; tan solo a veces, completada cronoestratigráficamente.

No obstante se individualizan varios dominios:

- *Conjunto infraordovícico*; caracterizado por una serie esquistos-arenosa y grauwáquica, desarrollada en el núcleo de la antiforma y apareciendo a ambos lados del granito. Hacia el contacto con éste, aparecen corneanas.

- *El Ordovícico, silúrico y devónico*, aparecen rellenando sinformas, haciéndose más potentes hacia el S. (sinforma sur). Fundamentalmente se trata de cuarcitas y esquistos ampelíticos. El Devónico aparece representado por calcoesquistos y calizas. La importancia de éstos radica en ser el nivel litológico donde reside la mineralización. Por otra parte se establece un intento de correlación con la serie estratigráfica propuesta por LAURENT (*op. cit.*) para la zona situada al este de Badajoz.
- Los efectos tectónico-estructurales de la orogénesis hercínica, se ponen claramente de manifiesto en la región estudiada, destacando fundamentalmente manifestaciones de la deformación continua y discontinua.
- En suma se han podido determinar fundamentalmente dos fases de plegamiento. Si bien la primera existe pero muy borrada por efectos de fases posteriores.
- La segunda fase de plegamiento y principal de la zona aparece orientada NW-SE. (Ejes N 120°E).
- La tercera fase de plegamiento, de la misma orientación, es la responsable de las macroestructuras.
- Respecto a las deformaciones discontinuas, fundamentalmente aparecen representadas por fallas de desgarre cuyas orientaciones principales son:
 - Un sistema NW-SE que coincide con las grandes estructuras hercínicas.
 - Un sistema NE-SW subparalelo a la gran fractura del Alentejo-Plasencia.

Se pone de manifiesto en el área de estudio, el sentido sinistral de las mismas.

Al mismo tiempo, aparecen asociados diques y manifestaciones de rocas básicas (fundamentalmente gabros y diabasas), las cuales han sido utilizadas para obtener dataciones geocronológicas. (220 ± 13 M.a. para la falla de Plasencia).

- Por fin se apuntan ciertas consideraciones sobre el batolito de Alburquerque (facies, datación geocronológica).

Se llega a la conclusión de que el granito se emplaza favorecido por una estructura preexistente (antiforma), al tiempo que se desarrolla la aureola de mineralizaciones que éste lleva consigo, las cuales se ponen de manifiesto en el sector estudiado.

- Del estudio petrográfico de secciones transparentes y pulidas, así como de la geología restringida del coto minero, se llega a la conclusión de que la paragénesis *estibina - scheelita* se explica por una evolución hidrotermal, en la que primero se deposita la *scheelita*, en parte reemplazando a la roca encajante, y posteriormente lo hace la *estibina* (baja temperatura) reemplazando

zando en parte a la scheelita, a minerales anteriores y en parte a la roca encajante.

- Se propone una clasificación metalogénica de la mineralización a la cual se asigna un origen claramente endógeno.
- Se trata de una mineralización *topomineral epigenética*, y constituye un yacimiento filoniano, en parte de reemplazamiento, perteneciente al tipo: *Cuarzo, antimonita, scheelita, oro*.
- Igualmente se pone de manifiesto la existencia de una *banda auroantimonífera* de dirección fundamentalmente hercínica (NW-SE) que cruza la Península desde Oporto hasta Valdepeñas, pasando entre otros puntos por Castello Branco, Alburquerque y Herrera del Duque.

BIBLIOGRAFIA

- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J. y ARRIBAS, A. (1975): *Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila*. Bol. Geol. Min., 86 (3), 233-243.
- BLADIER, Y. (1974): *Structure et Pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne hercynienne sub-ibérique) à l'Ouest d'Azuaga (Espagne). Les roches cataclastiques. Classification, interprétation*. Thèse. Univ. Sci. et Techn. Languedoc, Montpellier.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1971): *Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico Inferior del afloramiento metamórfico de Munio (provincia de Avila)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 69, 175-185.
- CARBALHO, D.; GOINHAS, J.; OLIVEIRA, V. e RIBEIRO, A. (1971): *Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consequências metalogénicas*. Estud. Notas e Trab. Serv. Fomento Mineiro, Porto, 20 (1-2), 153-199.
- I.G.M.E. (1942): *Memoria de la Hoja n.º 727 (Alburquerque, Badajoz)*.
- (1951): *Memoria de la Hoja n.º 710 (Valencia de Alcántara, Cáceres)*.
- (1951): *Memoria de la Hoja n.º 702 (San Vicente de Alcántara, Badajoz)*.
- (1951): *Memoria de la Hoja n.º 726 (Pino de Valencia, Cáceres)*.
- (1954): *Memoria de la Hoja n.º 750 (Gallina, Badajoz)*.
- JIMÉNEZ, E. (1973): *El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas*. Stvd. Geol., 5, 107-136.
- LAURENT, Ph. (1974): *Structure et Pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne hercynienne sud-ibérique) à l'Est d'Azuaga (Espagne). Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites*. Thèse. Univ. Sci. et Techn. Languedoc, Montpellier.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotek. Forsch. (Berlin), 6, 78-92.

- MENDES, F. (1968): *Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal*. Miner. Geol. Univ. Lisboa, 11 (1), 1-150.
- NICOLAU, J. y JIMÉNEZ, E. (1972): *Sobre el afloramiento pseudo-oligocénico de Muñogrande (Ávila)*. Stvd. Geol., 4, 153-155.
- PENHA, H. y ARRIBAS, A. (1974): *Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles*. Bol. Geol. Min., 85 (3), 271-273.
- VAUCHEZ, A. (1974): *Etude tectonique et microtectonique d'un secteur de la chaîne hercynienne sud-ibérique: les nappes et plis couchés de la région de Fregenal-Oliva de la Frontera*. Thèse. Univ. Sci. et Techn. Languedoc, Montpellier.
- WILLIAMS, G. J. (1965): *Economic Geology of New Zealand*. Commonwealth Min. Metall. Congress Australia and New Zealand.

(Recibido el 18 - XII - 75)

(Admitido el 2 - II - 76)

V A R I A

BOSQUEJO GEOLOGICO DE LOS ALREDEDORES DE ZAMORA

J. L. QUIROGA*

RESUMEN.—Se estudia la prolongación hacia el SE del sinclinal de San Vitero, que desaparece bajo el Terciario de Zamora, en las proximidades de Andavias. Se señala la presencia de materiales infraordovícicos, ordovícicos, silúricos y devónicos, datados. Se hace notar la presencia de cuatro niveles conglomeráticos, a veces con cantos de rocas metamórficas, en la Serie descrita, así como la existencia de restos vegetales.

SUMMARY.—In this paper, the southeastern extension of the "Serie de San Vitero" and underlying terranes are studied until its disappearance under the Tertiary cover near the village of Andavias (Zamora). The sequence is made out of pre-Ordovician as well as Ordovician, Silurian and Lower Devonian rocks. Four conglomerate beds are interbedded in the upper part of the sequence with sometimes metamorphic rock fragments, and also graywackes with plant debris.

INTRODUCCION

Como tema de trabajo de doctorado, estamos realizando el estudio geológico de los alrededores de Zamora, centrándonos en el Paleozoico y, sobre todo, en el complejo sinclinal de San Vitero-Carbajales. Con algunos de los datos que disponemos, hemos elaborado un avance estratigráfico, así como un esquema cartográfico de la región.

SITUACION

El sector en estudio se encuentra situado dentro de las Hojas 338-339-367-368 y 396 del Mapa Nacional 1:50.000 del I. G. y Catastral. Con relación al Macizo Hespérico, se encuadra en la zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945). De acuerdo con la división establecida por MATTE (1968), le correspondería la zona IV, denominada Galicia media - Tras Os Montes. Ahora bien, al analizar las características estratigráficas que este autor señala para sus distintas zonas, tendríamos que encajar la muestra en la zona III (Galicia oriental). Pensamos que la manera de soslayar esta aparente

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

contradicción, consistiría en desplazar la línea límite de ambas zonas, hacia el S y SW, en la región de Zamora. El no haber sido establecido así por MATTE, suponemos fue debido a una carencia de datos, en aquella época.

TRABAJOS ANTERIORES

Como trabajos antiguos dentro de la misma región, sólo conocemos el de PUIG y LARRAZ (1883). Entre los más recientes, se encuentra la Hoja 28 (Alcañices) de la síntesis del M. G. de España 1:200.000 (ARRIBAS & JIMÉNEZ). En zonas próximas, la bibliografía es más extensa, destacando los trabajos de MARTÍNEZ GARCÍA (1971-75), en los que el autor presenta un esquema detallado de la geología de la Sanabría y Alcañices.

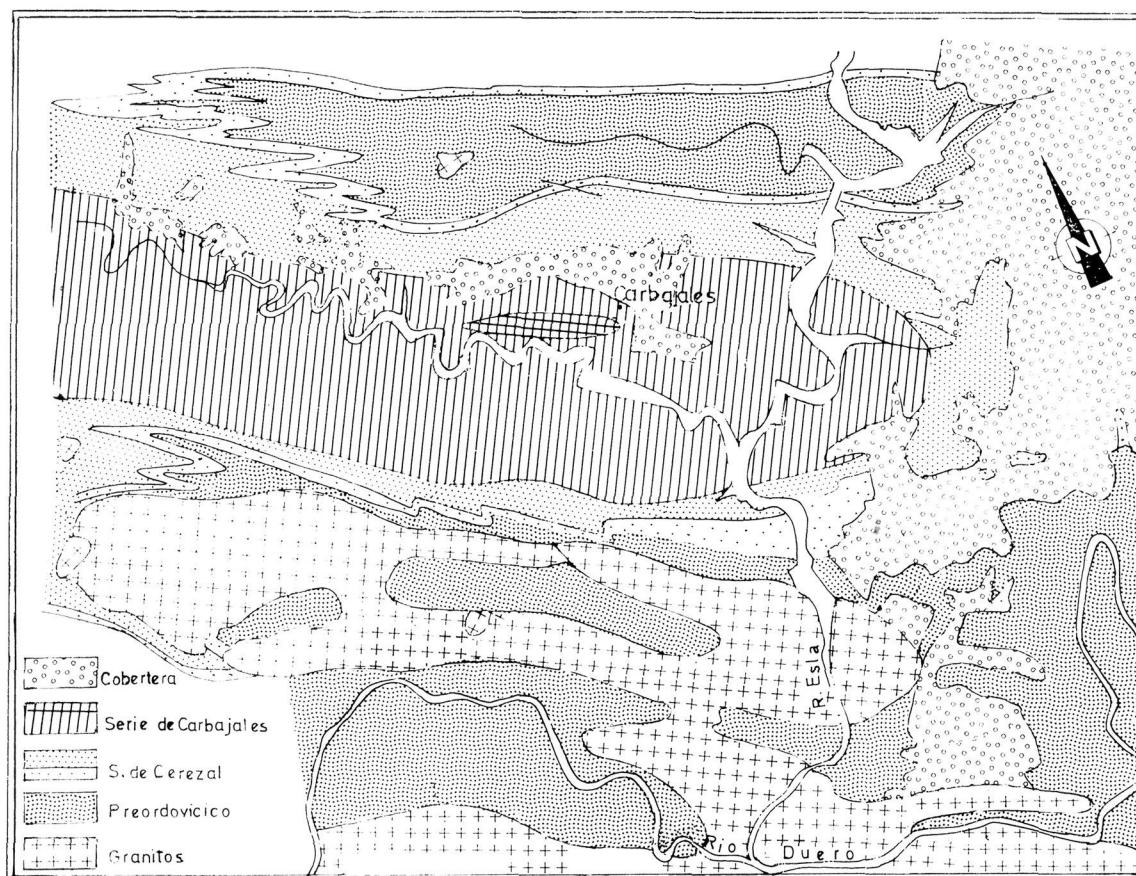


FIG. 1

Esquema geológico del W de Zamora

(Escala aproximada 1:350.000)

ESTRATIGRAFIA

Hemos dividido la región en las siguientes unidades bien diferenciadas:

a) *Complejo metamórfico de Almaraz - Villalcampo*.—Está constituido por materiales infraordovícicos. En un corte de N a S y de techo a muro, siguiendo el curso del río Duero, distinguimos unos 1.000 m. de una alternancia de cuarcitas, esquistos cuarcíticos y areniscas, a la que siguen micacitas, esquistos de tonos verdes a azul oscuro y gneises, ocupando unos 1.500-2.000 m. Los últimos gneises son del tipo denominado "ollo de sapo" de grano fino.

El metamorfismo aumenta de N a S. Del estudio de preparaciones petrográficas ofrecemos algunas asociaciones:

cuarzo - moscovita - biotita - feldespato potásico
 cuarzo - moscovita - biotita - cloritoide
 cuarzo - biotita - clorita - moscovita
 cuarzo - moscovita - biotita - almandino
 cuarzo - moscovita - biotita - estaurolita
 cuarzo - estaurolita - cloritoide

En la carretera de Zamora-Almaraz, hacia el Km. 2, hemos localizado un tramo detrítico en el que abundan cantos de cuarcita, redondeados y tamaños entre 3 y 40 cm. La matriz es pelítica, algo arenosa. Su situación en esta unidad, correspondería a la base de la primer alternancia señalada. Pensamos que pudieran ser equivalentes a los niveles conglomeráticos, que dentro del Cámbrico, encuentran otros investigadores en zonas próximas (MATTE, WALTER, BARD, TEIXEIRA).

b) *Cuarcitas y pizarras de Cerezal*.—El tránsito con la unidad anterior es gradual, a través de una alternancia de pizarras y cuarcitas, aumentando la importancia cuarcítica hacia el techo, hasta llegar a la Cuarcita Armoricana, datada por la presencia de Cruzianas y Vexillum. Es una cuarcita de grano muy fino, tonos grises claros, con un 95 % de cuarzo y 5 % sericita, moscovita. Existe un buen corte de esta unidad entre Cerezal y Videmala.

En el Km. 9 de la carretera Zamora-Alcañices, hemos localizado un afloramiento en el que pueden observarse abundantes Cruzianas, entre las que destacan por su longitud dos insólitos ejemplares de 7,45 m. y 2,40 m. de huella continua.

Al N de Carbajales, junto a la Estación, aparece asociado a la cuarcita y en su parte superior, un importante nivel conglomerático, con cantos de cuarcita muy redondeados y de tamaños entre 5 y 16 cm. La presencia de este nivel ya había sido señalada más al NW por MARTÍNEZ GARCÍA.

Por encima de las cuarcitas continúan unos potentes y monótonos tramos pelíticos. Son esquistos cuarcíticos de tonos claros, que van pasando a pizarras azules, satinadas y con abundantes cristales de pirita. Las pizarras van haciéndose micáceas y empiezan aparecer dispersos cantos cuarcíticos de 1 a 4 cm.

c) *Serie de Carbajales*.—El sinclinal de Carbajales, representa la continuidad hacia el SE del de San Vitero, con el que enlaza cartográficamente. No obstante, se aprecian, a lo largo del mismo, variaciones importantes de facies, haciéndose la serie más detrítica hacia el NW.

Basándonos en diversos cortes, hemos establecido la siguiente columna cuyo significado es orientativo. De muro a techo tenemos:

- Alternancia de pizarras de tonos azules a ceniza, con niveles lidíticos y tobas volcánicas. A veces se asocian a las pizarras niveles de calizas margosas, de color azul.
- Liditas negras o azul oscuro, potentes, asociadas a cuarcitas arcósicas, arcosas y pizarras con Graptolites.
- Alternancia de pizarras calcáreas con calizas azules a marrones, de aspecto brechoide, conteniendo fauna de Conodontos.
- Liditas claras, cuarcitas, pizarras negras con cloritoides y grauvacas; a veces aparece formando lentejones barita sedimentaria, constituida fundamentalmente por agrupación de pequeños nódulos, que se encuentran deformados según la esquistosidad principal. Las grauvacas presentan cantos de rocas metamórficas, siendo en ocasiones verdaderos microconglomerados. En algunas localidades (Vide de Alba, Gallegos), presentan restos vegetales asociados, constituidos por tallos mal conservados y casi siempre orientados según una dirección de aporte. Serían similares a los descritos por MARTÍNEZ GARCÍA en la Serie de San Vitero. También RIBEIRO cita en Tras-Os-Montes una serie análoga.

Al Sur de Muga de Alba, aparece una alternancia monótona de calizas y pizarras, en sinclinal. A ambos lados existen niveles de liditas a las que se asocian pizarras con Graptolites. Hacia el centro del sinclinal indicado, los niveles calizos nos han suministrado la fauna de Conodontos más alta de toda la Serie, hasta el momento. Su edad, según el Prof. CARLS sería Sieginiense-Emsiense. Junto a estas calizas, e intercalados en forma lentejonar, aparecen niveles microconglomeráticos, con cantos de rocas metamórficas. Las dataciones efectuadas mediante Conodontos parecen indicar que se encuentran por debajo de las calizas anteriores.

d) *Cobertera*.—Las series descritas se hunden al E bajo unos materiales detríticos que se disponen subhorizontales y discordantes sobre aquéllas. Comienza, en general, por una costra siderolítica, de espesor variable, a la que siguen arenas y limos, de tonos blancos a rojizos, alcanzándose en el techo areniscas y conglomerados muy cementados. Por comparación con series vecinas, estos materiales han sido considerados como Pre-Lutecienses (CORROCHANO & QUIROGA).

En otros lugares, sobre el Paleozoico, se desarrollan rañas pliocuaternarias (Carbajales, Valer).

ROCAS IGNEAS

Rocas graníticas.—Presentan gran desarrollo en la parte S y SW del área estudiada. Se distinguen diversos tipos. El granito de Sayago, al S del río Duero, es un granito adamellítico, de dos micas, de grano grueso, a veces porfídico, con grandes cristales de feldespato, con marcada orientación en los bordes (Moralina). Presenta textura holocristalina, hipidioforma; la plagioclasa más abundante suele ser la ande-

sina, y como minerales accesorios más frecuentes aparecen circón, apatito y turmalina. Este granito presenta pequeñas intercalaciones de otros granitos, frecuentemente de grano fino y de dos micas.

El granito al N del Duero, es una granodiorita orientada, de grano grueso a fino, de dos micas. La orientación es según la esquistosidad principal de la región, es decir NW-SE. Presenta también pequeños afloramientos de otros granitos, orientados o no, predominando un granito de dos micas de grano fino, con predominio de biotita.

En las proximidades de Ceadea, Mellanes y Pino del Oro, existen afloramientos de dioritas, algunos ya señalados por PUIG Y LARRAZ.

En las cercanías de Losacio aflora un granito moscovítico orientado (MARTÍNEZ GARCÍA).

Son frecuentes los diques de pegmatitas, aplitas y cuarzo, relacionados, en general, con mineralizaciones.

PALEONTOLOGIA

En las bandas cuarcíticas que bordean el sinclinal de Alcañices, se han recogido ejemplares de Vexillum y Cruzianas. Algunos ejemplares de estas últimas han sido clasificadas por el Dr. CRIMES, de la Univ. de Liverpool, como *C. furcifera* y *C. rugosa* (comunicación personal), lo que nos daría una edad Arenig para las cuarcitas de Cerezal.

Los ejemplares de Graptolites obtenidos de los yacimientos de Manzanal, Muga, Castillo de Alba, Vide, Vegalatrave y Gallegos, están en fase de clasificación por los Dres. WILLEFERT y ROMANO.

El profesor F. CARLS, de la Univ. de Wurzburg, nos está clasificando Conodontos procedentes de una veintena de yacimientos. Entre los resultados obtenidos, podemos señalar la presencia de calizas de edad Wenlockiense, en los tramos inferiores de la Serie de Carbajales, así como la presencia de un Devónico inferior, al S de Muga, constituyendo los tramos superiores de la serie anterior.

Se encuentran asimismo en estudio, braquiópodos y gasterópodos pertenecientes a las Pizarras de Cerezal.

Los restos vegetales encontrados, hasta el momento, son inclasificables, según el Dr. WAGNER.

BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. et al. (1975): *Nouvelles précisions sur le Silurien du Synclinal de San Vitero (Zamora, Nord-Ouest de l'Espagne)*. (En preparación).
- ARRIBAS, A. & JIMÉNEZ, E. (1971): *Mapa geológico de España 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja 28 (Alcañices)*. Inst. G. M. España. Madrid.
- CORROCHANO, A. & QUIROGA, J. L. (1974): *La discordancia Paleozoico-Terciaria al SW de Zamora*. Stvd. Geol., 7, 123-130. Salamanca.
- JIMÉNEZ, E. (1970): *Estratigrafía y Paleontología del borde Sur-Occidental de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral, Fac. Cienc. Univ. Salamanca; 325 pp.

- LOTZE, F. (1970): *El Cámbrico de España*. Mem. Inst. G. M. España, 75, 1-256.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica*. Acta Geol. Hisp., 7 (4), 104-108.
- (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de la Sanabria*. Stvd. Geol., 5, 7-106.
- MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, 44, 1-128.
- MORO BENITO, C. (1973): *Estudio geológico y metalogénico del yacimiento de barita de Vide de Alba (Zamora)*. Tesis licenciatura. Dpto. Mineralogía. Univ. Salamanca.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora*. Mem. Com. Mapa Geol. España, 488 pp.
- RIBEIRO, A. (1970): *Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 104, 115-138.
- et al. (1974): *Signification paléogéographique et tectonique de la présence de galets de roches métamorphiques dans un flysch d'âge dévonien supérieur du Tras-os-Montes oriental (Nord-Est du Portugal)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 278, 3161-3164.
- TEIXEIRA, C. (1955): *Notas sobre a Geologia de Portugal: o Complexo xisto-grauvaquico anteordoviciano*. Lisboa, 1955, 50 pp.

(Recibido el 19 - XI - 75)

(Aceptado el 10 - I - 76)

CONSIDERACIONES SOBRE ALGUNOS ASPECTOS PALEOCLIMATICOS EN EL VALLE DEL JERTE (Cáceres)

J. L. CRUZ*

J. F. GALLARDO LANCHO**

E. JIMÉNEZ***

J. SAAVEDRA** y ***

INTRODUCCION

El Valle del Jerte se encuentra en el extremo oriental del sector extremeño-salmantino del Sistema Central.

Las piezas fundamentales del Sistema en este sector occidental, de este a oeste, son las Sierras de Béjar, Peña de Francia y Gata. Son los eslabones que forman el enlace serrano entre la gran mole de Gredos y las Sierras lusitanas. La distinción responde a realidades morfológicas: son piezas bien diferenciadas mediante bloques longitudinales más o menos levantados.

La Cordillera Central tiene también otros bloques hundidos en dirección paralela. Aquéllos y éstos se enlazan entre sí y, a su vez, marcan la transición, a uno y otro lado, hacia zonas más bajas de ambas submesetas. Así, traspuesto el Puerto de Castilla o Tornavacas el Valle es continuidad natural de tránsito hacia Barco de Avila, nudo al que llegan o desde el que irradian otros corredores, como el de la fosa longitudinal del alto Tormes. Se comunica éste también con la vertiente meridional de Gredos, más al este, mediante el Puerto del Pico.

Desde Barco hay fácil acceso a otro corredor longitudinal, el del Corneja, que se prolonga hacia el este con el Valle de Amblés, y no menos fácil es el tránsito, río Tormes adelante, hacia Puerto del Congosto, en la provincia de Salamanca y hacia la capital de ésta. El Valle del Jerte es, pues, corredor natural que facilita el cruce del Sistema Central y relaciona la Alta Extremadura con otros valles longitudinales y, en general, con la submeseta norte.

El Valle, que desde Tornavacas se abre de manera paulatina hacia el SW, hasta Plasencia, es estrecho y profundo. Las aguas que recogen sus paredes montañosas laterales, Traslasierra y San Bernabé, vierten al fondo y resulta colector natural de ellas el río Jerte, de quien toma nombre.

Debemos resaltar que la génesis y evolución del Valle ha tenido un fuerte condicionamiento estructural y litológico, habiéndose deducido una serie de movimientos tectónicos y de reajuste isostático durante, incluso, el cuaternario con hundimientos

* Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía, Universidad de Salamanca.

** Instituto de Edafología y Biología Aplicada, Salamanca.

*** Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

escalonados hacia Plasencia y la formación de una fosa entre los dos horsts de Traslasierra y San Bernabé (JIMÉNEZ y CRUZ, 1975).

Un estudio geomorfológico evidencia que el relieve actual no es patrimonio exclusivo de movimientos tectónicos o isostáticos. Son muy de tener en cuenta los efectos glaciares y periglaciares, destacados sobre todo en la periferia de la mitad NE del valle. Igualmente los niveles de erosión —cuaternarios y más antiguos— cuyo origen hemos de considerar complejo, son también importantes módulos a considerar en el paisaje de la comarca.

En suma, debido a su estrechez y profundidad, hasta el punto de producirse entre el área de Barco y el Valle uno de los mayores contrastes térmicos del centro peninsular y también a su apertura meridional, el Valle tiene en la actualidad rasgos climáticos propios. La personalidad derivada de todo ello obliga así a estimarlo —y así se considera también en la región— como una unidad comarcal, cuyo estudio completo es objeto de la Tesis Doctoral de uno de nosotros (CRUZ, 1976).

Uno de los aspectos tratados en el estudio de la comarca es la sucesión de estadios paleoclimáticos de los cuales nos ocupamos en este trabajo.

Hasta el momento todas las monografías sobre glaciario en el Sistema Central español consideran al Würm responsable de la morfología cuya génesis se debe, en parte, a la gliptogénesis del hielo.

MARTÍNEZ DE PISÓN y MUÑOZ (1972), que logran felizmente una nueva interpretación acerca del relieve glaciario de Gredos, tampoco se apoyan en otras ciencias para explicar ciertos hechos que ayudan a una mejor comprensión del paisaje de formas glaciares en el alto Gredos. Explican, magistralmente, el condicionamiento preglaciario, basándose fundamentalmente en la tectónica.

Ningún geógrafo ha intentado explicar las formas del relieve, relacionando tectónica, petrología y paleoclimas. Por ello, en el trabajo de Tesis Doctoral de uno de nosotros sobre la comarca del Valle del Jerte hemos procurado profundizar por igual en los tres aspectos citados (C. R., J. L.).

Los resultados, sin que excluyamos posteriores investigaciones y posibles giros en la interpretación, nos han permitido explicar el paisaje de formas existentes en el Valle y las repercusiones económicas y humanas interrelacionadas, a su vez, con el medio físico. Pero, y en lo que a este avance se refiere, la combinación de los estudios citados nos ha permitido establecer una teoría sobre la evolución física del Valle del Jerte y cuyas bases han sido: la morfología glaciario de los circos y valles de tipo pirenaico del Noreste de Traslasierra; las formas glaciares alpinas existentes en San Bernabé; el nivel de erosión cuaternario no dislocado, aunque puede estar afectado por movimientos neotectónicos; las superficies o niveles de cumbre dislocadas y el estudio de las series estratigráficas comentadas en este estudio. No hemos olvidado tampoco que todo ello nos ha servido, además, para comprender ciertas formas superficiales y las consecuencias edáficas y de vegetación.

Deseamos insistir en que sólo la integración final de los hechos estudiados y a los que hemos aludido, sin olvidar pendientes, orientación, altitud, clima actual, etc., nos ha posibilitado explicar las diferencias paisajísticas dentro del propio Valle del Jerte que, por otra parte, ofrece un "ravinement" de un efecto sensorial impresionante.

Pasamos, pues, a la descripción de las series objeto del presente trabajo, cuyo estudio no pretende ser definitivo. Si despierta alguna inquietud favorable en nuestros compañeros de manera que permita profundizar también en esta línea de interpretación de formas nos daremos por satisfechos.

DESCRIPCION DE SERIES

En el recorrido de Barco de Avila a Plasencia, pasado Puerto de Castilla, llama poderosamente la atención la morfología del relieve, con suaves lomas alargadas paralelas a la carretera, y que, en su base, muestran una naturaleza conglomerática de bloques.

Resulta muy sugestiva la idea de suponer un relieve glacial en el que las suaves colinas serían morrenas de fondo con aspecto de drumlins, pero la exploración de la zona desecha estas primeras impresiones.

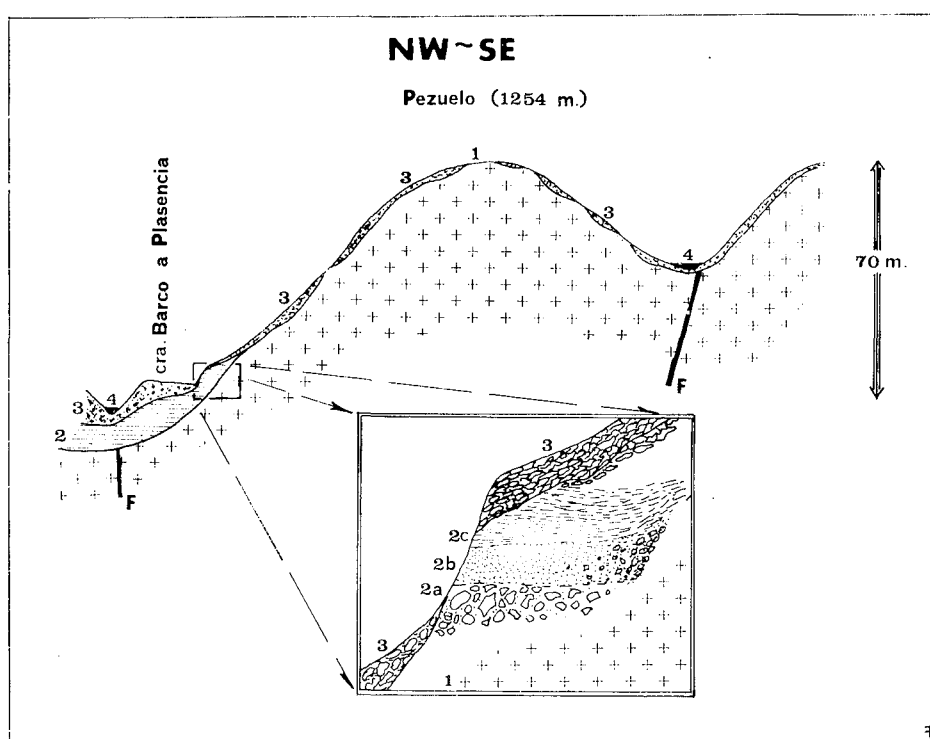


FIG. 1

Efectivamente, las colinas no son sedimentarias, sino graníticas (Fig. 1, 1) como lo demuestran los afloramientos dispersos entre una delgada, pero uniforme, capa de bloques angulosos desprendidos (Fig. 1, 3). Tan sólo en la ladera NW del Cerro del Pezuelo (a unos 2 km. al SW de Puerto Castilla) el desmonte de la carretera deja ver una cubierta algo más potente y heterogénea, que debe formar con la masa granítica de dicho cerro una discordancia muy abrupta.

En dicho lugar, la sucesión de materiales de muro a techo es la siguiente (altura: 1.200 m.).

CORTE A: Cerro Pezuelo (km. 55 de la carretera Plasencia-Barco)

1. Granitos muy cubiertos.
- 2a. Sobre la carretera, 1 a 2 m. visibles de cantos caóticos de granulometría muy heterogénea desde el punto de vista volumétrico y morfológico.

El volumen oscila entre el tamaño arenoso y el de bloques de 1 m³. El color de la escasa matriz arenosa, es pardo. Los cantos y bloques son predominantemente graníticos, pero también se encuentran esquistos y, lo que es más importante, diabasas (pertenecientes, sin duda, al dique de Plasencia, que se localiza a unos dos km. al SE de este punto).

- 2b. 0,3 m. de arenas gruesas y pardas, aluviales, con buenas estratificación y clasificación.

El muro de esta capa es irregular, subhorizontal.

- 2c. 0,7 a 0,8 m. de suelo con rubefacción que se detallará más adelante.
3. Cubierta irregular de cantos angulosos, formada por la demolición actual del relieve.

Opinamos que el origen de las formas alomadas que se dan en este corredor se debe a la yuxtaposición de factores tectónicos y erosivos; lo abrupto del contacto con los materiales descritos en el corte A implica un fuerte régimen erosivo con una compleja fase posterior de relleno.

Poco antes de la culminación del Puerto de Tornavacas se puede ver la misma sucesión de materiales con la exclusión del nivel 2c; el nivel de cantos 2a, reposa directamente sobre un paleosuelo constituido por granito meteorizado a través de cuyas fisuras han emigrado arcillas y materia orgánica, formando compartimentos perfectamente definidos.

El corte B (Fig. 2) se ha efectuado sobre la carretera de Cabezuela del Valle a Hervás en un recorrido de 5 km.

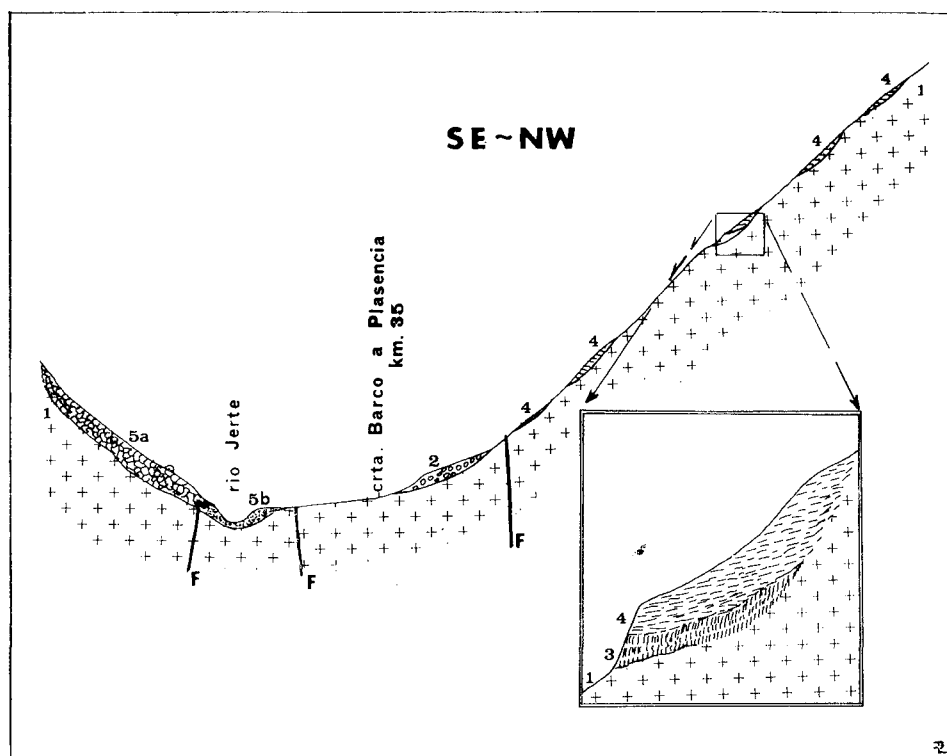


FIG. 2

En el cruce con la carretera Plasencia-Barco (km. 35) (altura 500 a 520 m.) puede verse un nivel de cantos de características muy similares a los descritos en A (2a) con una potencia visible máxima de 6 m. Son muy patentes sobre la carretera durante un recorrido de 300 m. (Fig. 2, 2).

Más adelante, a 5 km. del cruce, tras un recorrido sobre granitos en grado de alteración variable y fenómenos de enrojecimiento esporádico y desigual intensidad, se observa la sucesión siguiente:

CORTE B: *Proximidades de Cabezuela del Valle, sobre la carretera a Hervás*

1. Granito meteorizado en condiciones climáticas semejantes a las actuales.
3. Paleosuelo con todas las características de un gley fósil de unos 0,3 m. de potencia.
4. Suelos rojos [los cuales han sido citados también por BADORREY *et als* (1969), en la parte occidental de Gredos].

La altura de esta sucesión se sitúa entre 800 y 900 m. (5a y 5b representan las superficies de cantos de ladera y aluviales, respectivamente).

Los suelos rojos citados en B-4 aparecen en retazos a alturas superiores e inferiores a la indicada (incluso en las proximidades del río Jerte). Estos suelos son morfológicamente muy desiguales ya que aparecen más o menos truncados y con una profundidad variable. Se encuentran en diferentes puntos del valle, desde el mismo Puerto de Tornavacas, hasta las cercanías de Plasencia; los más desarrollados, sobre el dique de roca básica, presentan un horizonte B_t fuertemente estructurado (prismático); otros son claramente alóctonos, por posible solifluxión. Que estos suelos permanezcan actualmente es incompatible con fuertes fases erosivas Wurmienas o post-Wurmienas, ligadas a glaciarios o periglaciarios; por tanto, es de suponer que en el lugar donde aún se conservan, o, incluso, se formen con alguna intensidad, ha faltado, al menos, la última fase glacial.

Los suelos rojos mediterráneos o fersialíticos son aquellos que presentan un color rojo (no heredado del material original) y con un horizonte B textural, es decir, con presencia de cutanes y acumulación de arcilla (la estructura suele ser de poliédrica a prismática y existe una considerable proporción de caolinita).

Recientemente GUERRA y cols. (1972), han dedicado todo un tratado sobre tales suelos, y concluyen en datarlos como de origen Cuaternario en su mayoría, aunque no recientes, ya que no encuentran rubefacción en los sedimentos actuales y en la primera terraza.

El color rojizo crece con la edad de los suelos, lo que hace pensar que durante el cuaternario han existido, al menos dos fases climáticas favorables a la rubefacción (VAUDOUR, 1974).

Que actualmente la extensión de tales suelos sea grande, hace pensar que el clima actual no altera grandemente estos suelos y que incluso en las zonas climáticas mediterráneas con pluviometría mayor de 400 mm. pudiera darse el fenómeno de rubefacción ocasional pero lentamente. Sin embargo los horizontes húmicos o autrópicos, al menos, evolucionan hacia el suelo pardo, actual formación "climax". El fenómeno de rubefacción es poco conocido, aunque se supone un fenómeno lento y que sucede tras previa decarbonatación del perfil; es claro que el color se debe al hierro; pero se discute bajo qué forma, ya que no hay relación con la cantidad total de éste.

Se puede, pues, concluir que los suelos rojos son pre-Würm, ya que aunque el fenómeno de rubefacción pudiera ser más rápido, la formación del horizonte B_t requiere muchos milenios, al igual que la previa decarbonatación. VAUDOUR (1974) supone que los suelos rojos que encuentra en la Cordillera Central española son post-villafranquienses formados en los períodos interglaciares Mindel-Riss y/o Riss-Würm, ya que los derrubios post-Wurmienses presentan solamente rankers. Aquellos suelos se conservan por diferentes causas (v.g.: un manto aluvial), pero de todas maneras, ofrecen un perfil complejo, con empobrecimiento superficial en dichas zonas húmedas o subhúmedas, y con una intensidad de lixiviación variable. Los suelos pueden encontrarse hasta altitudes de 1.400 m., con tal que el material original posea suficiente hierro. Tales suelos, por la topografía de la zona, están expuestos a una erosión considerable, por lo que su existencia está también condicionada a la intensidad de ésta. Así es frecuente encontrar suelos rojos alóctonos en pie-de-monte de montañas, procedentes de las partes más altas donde, en realidad, se formaron (BOTTNER & LOSSAINT, 1967).

Las observaciones antes reseñadas nos llevan a presentar las siguientes hipótesis sobre la evolución paleoclimática del Valle del Jerte:

A) Siguiendo un orden cronológico creciente, los materiales más antiguos corresponden al nivel de cantos y bloques descritos [fig. 1 del corte A (2a) y en la parte inferior del corte B (2)]. Las deducciones que se obtienen de dichos materiales son:

- 1.º Rellenan una superficie antigua que responde a una morfología muy similar a la actual, lo que quiere decir que los rasgos fisiográficos principales estaban ya definidos.
- 2.º La forma redondeada de los cantos y bloques podría indicar un transporte relativamente prolongado, pero a esto se opone la absoluta falta de clasificación de los fragmentos. El único criterio para establecer alguna distancia es que se encuentran cantos de diabasas, cuya área madre se localiza a 2 km. ("Dique de Plasencia").

Estas observaciones descartan posibles orígenes fluvial, torrencial, etc., y sólo se explican de dos maneras:

- a) o que es una morrena, lo que no parece probable por sus características morfológicas y por la escasa altura a que se encuentra en el fondo del valle.
- b) o que es el producto de desintegración de morrenas con transporte posterior. Esta última suposición nos parece la más acertada por sus relaciones topográficas.

Si esto es cierto, dichas morrenas corresponderían a una glaciación anterior a la formación de los materiales rubefactados que se sitúan por encima de este nivel de cantos y bloques. Sus características son análogas a la formación de grandes bloques dada por VAUDOUR (1974) como plio-villafranquiense.

B) Estratigráficamente se sitúan por encima los niveles aluvial (corte A) y gley (corte B). Ambos indican un proceso de débil erosión con sedimen-

tación y alta humedad con temperatura posiblemente no elevada. Algunos autores franceses conceden importancia al fenómeno de gleyzación, que suponen ligado al período Mindel-Riss (u Olsteimiense).

- C) El fenómeno de rubefacción, que se sitúa cronológicamente encima de los anteriores (cuya datación pre-Würm se ha discutido en el apartado correspondiente), es notable. Debido a la intensidad de rubefacción y a la existencia de un horizonte B_t en los suelos menos aiterados y no truncados se piensa que estos suelos son indudablemente pre-Würm pero es más difícil asegurar que fueran pre-Riss. Han debido formarse en un clima similar al actual mediterráneo (sequía estival, pero inviernos más suaves).

Sin embargo, suponemos que tales suelos rojos son pre-Riss no sólo por su notable grado de evolución, sino porque VAUDOUR (1974) señala esta edad para los suelos rojos análogos que encuentra en la sierra de Guadarrama.

- D) La superficie actual está frecuentemente cubierta por una delgada capa de cantos angulosos heterométricos que coinciden con los descritos por VAUDOUR (1974) con duda sobre su exacta cronología (Riss o Würm). Efectivamente su origen en el valle del Jerte puede haber continuado hasta época muy reciente. El clima deducido sería por tanto, periglaciario.

CONCLUSION

Se deduce una glaciación, probablemente Mindel, que algunos autores coinciden en señalar como la más intensa en latitudes más septentrionales. Posteriormente las condiciones climáticas, al ser más benignas, han permitido la formación de suelos que se han conservado hasta la actualidad en retazos más o menos erosionados. Los posteriores períodos fríos (Riss y/o Würm) han debido solamente afectar y/o retocar los relieves preexistentes en los circos y valles glaciares que se observan en la cabecera del Valle.

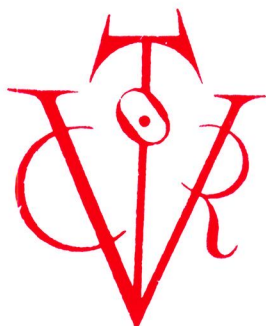
BIBLIOGRAFIA

- BADORREY, T.; GALLARDO, J.; RIEDEL, W. (1969): *Los suelos de la parte occidental del Macizo de Gredos y el problema del rotlehm*. Anal. Edaf. Agrobiol., 28, 155-177.
- BOTTNER, P. y LOSSAINT, P. (1967): *Etat de nos connaissances sur les sols rouges du Bassin Méditerranéen*. Sci. Sol., (1), 49-80.
- CRUZ REYES, J. L. (1976): *Condicionamiento geográfico del Valle del Jerte*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.
- GUERRA, A. et als. (1972): *Los suelos rojos en España. Contribución a su estudio y clasificación*. Inst. de Edaf. Biol. Veg., C.S.I.C. Madrid.

- JIMÉNEZ FUENTES, E. y CRUZ REYES, J. L. (i.l.): *Los sistemas de fracturas del Valle del Jerte (provincia de Cáceres). Consideraciones sobre su evolución durante el Cenozoico*. Bol. Geol. y Min., Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1972): *Observaciones sobre la morfología del Alto Gredos*. Est. Geogr., 129, 597-690.
- VAUDOUR, J. (1974): *Age et signification de quelques sols rouges sur gneiss et sur micaschistes dans la Cordillère Centrale espagnole*. Trab. s. Neógeno-Cuaternario, 2, 181-197. Madrid.

(Recibido el 16 - XII - 75)

(Aceptado el 2 - II - 76)



DOCTORES Y LICENCIADOS
EN CIENCIAS GEOLOGICAS
POR LA
UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

DOCTORES EN CIENCIAS GEOLOGICAS

por la Universidad de Salamanca

1. EMILIANO JIMÉNEZ FUENTES: *Estratigrafía y Paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero* (28-I-70).
2. OFELIA SUÁREZ MÉNDEZ: *Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental astur-leonesa* (24-VI-70).
3. ENRIQUE MARTÍNEZ GARCÍA: *Estudio geológico de La Sanabria y regiones adyacentes (Zamora, León y Orense)* (27-II-71).
4. GUILLERMO CORRETGÉ CASTAÑÓN: *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Provincia de Cáceres)* (30-VI-71).
5. ISIDORO BERNARDO SCHALAMUK *: *Caracteres geológicos y metalogénicos del yacimiento de piritita de La Lancha* (20-III-72).
6. JOSÉ MARÍA UGIDOS MEANA: *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca - Cáceres)* (8-VI-73).
7. JUAN HERIBERTO PALMIERI ACEVEDO: *El complejo alcalino de Sapukai (Paraguay Oriental)* (8-VI-73).
8. HELIO MONTEIRO PENHA *: *Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos españoles de Uranio* (12-XII-73).
9. GIL FERNÁNDEZ ALVAREZ: *Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del SO Ibérico y sus métodos de prospección* (2-II-74).
10. FRANCISCO JOSÉ MARTÍNEZ FERNÁNDEZ: *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)* (26-VI-74).
11. ANTONIO GARCÍA VÉLEZ: *Estudio geológico, mineralógico y metalogénico de la zona Guadalcanal - Constantina (Sevilla)* (30-X-74).
12. FERNANDO BEA BARREDO: *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca - Cáceres* (7-VII-75).
13. ISABEL VALLADARES GONZÁLEZ: *Sedimentología del Jurásico y Cretácico al S de la Sierra de la Demanda (Provincias de Burgos y Soria)* (29-XI-75).
14. JORGE CIVIS LLOVERA: *Estudio de los foraminíferos del Plioceno del NE de España* (5-XII-75).

* Diploma de Doctor.

L I C E N C I A D O S
POR LA SECCION DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias — Universidad de Salamanca

1. JUAN ESPINOSA GODOY: *Estudio geológico-metalogénico del cuadrante IV de la hoja n. 978 (El Llano) del Mapa topográfico Nacional (16-III-71) (Departamento de Mineralogía).*
2. FRANCISCO DE LA PUERTA GARCÍA: *Estudio geológico de la hoja 859 (Pozoblanco) (16-III-71) (D. Mineralogía).*
3. MODESTO ESCOBAR ESPINAR: *Sistema para archivo y tratamiento de datos metalogénicos mediante ordenador electrónico aplicado a la región gallega (13-X-71) (D. Mineralogía).*
4. LUIS C. MORENO ABATI: *Contribución al estudio del sinclinal de Tamames: El complejo volcánico de El Castillo (13-X-71) (D. Mineralogía).*
5. ENCARNACIÓN PELLITERO PASCUAL: *Estudio de las rocas ígneas del área de Sapukai (Paraguay) (5-VII-72) (D. Mineralogía).*
6. JOSÉ NICOLAU GALLARDO: *Caracteres geológicos y mineralogenéticos del grupo minero Claudina, Morille (Salamanca) (5-VII-72) (D. Mineralogía).*
7. JUAN H. PALMIERI ACEVEDO: *Contribución a la geología del área de Sapukai (Paraguay) (5-VII-72) (D. Mineralogía).*
8. JULIO SAAVEDRA ALONSO: *Estudio geoquímico de elementos trazas en rocas volcánicas del Paleozoico inferior de la Península Ibérica (5-VII-72) (D. Mineralogía).*
9. FÉLIX OBREGÓN MARCOS: *El Paleozoico en las inmediaciones de Salamanca (5-VII-72) (D. Petrología).*
10. ANTONIO VILLANUEVA LANDIVAR: *Estudio petrológico de una zona al norte de Lalin (5-VII-72) (D. Petrología).*
11. CARLOTA GARCÍA PAZ: *Estudio del contenido en cobre en los suelos sobre anfíbolitas de la provincia de La Coruña (16-X-72) (D. Mineralogía).*
12. ANTONIO DE LA TORRE LUQUE: *Estudio petrológico del contacto granito-rocas encajantes entre Linares de Riofrío y Los Santos (14-III-73) (D. Petrología).*
13. MOISÉS IGLESIAS PONCE DE LEÓN: *Estudio geológico de la zona Nogueira de Ramuín (Galicia) (14-III-73) (D. Petrología).*
14. ANGEL CORROCHANO SÁNCHEZ: *Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca (10-VII-73) (D. Estratigrafía).*
15. MARÍA CANDELAS MORO BENITO: *Estudio geológico y metalogénico del yacimiento de Barita "Ambiciosa", Vide de Alba (Zamora) (10-X-73) (D. Mineralogía).*
16. FRANCISCO COMA MOLIST: *Prospección mineralógica a la batea en el río Huebra (Salamanca) (10-X-73) (D. Mineralogía).*
17. VENANCIO URIÉN LOZANO: *Análisis y cálculos petroquímicos de los diques de la parte occidental de la provincia de Cáceres (10-X-73) (D. Petrología).*

18. MARÍA ASUNCIÓN CARNICERO GÓMEZ-RODULFO: *El dique básico Alentejo-Plasencia al N de Villatoro* (10-X-73) (D. Petrología).
19. MARÍA PIEDAD FRANCO GONZÁLEZ: *Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al este de Guijuelo (Salamanca)* (8-VII-74) (D. Petrología).
20. JOAQUÍN LAHOZ GIMENO: *Las rocas plutónicas y filonianas en la zona de Martimerro (Avila)* (8-VII-74) (D. Petrología).
21. ANGEL F. VICENTE CIVANTOS: *Estudio de los enclaves de Cabezas del Villar* (8-VII-74) (D. Petrología).
22. ELENA VILLANUEVA BLANCO: *Análisis y cálculos petroquímicos del gran dique básico de Plasencia-Alentejo* (8-VII-74) (D. Petrología).
23. LUIS NAVARRO SEGURA: *Caracteres geológicos y metalogénicos del coto minero "La Nava" (Huelva)* (8-XI-74) (D. Mineralogía).
24. GASPAR ALONSO GAVILÁN: *Ciclos detríticos en el Paleógeno de Almenara de Tormes* (8-XI-74) (D. Estratigrafía).
25. BERNABÉ VALBUENA PRIETO: *Régimen sedimentario durante el Eoceno Medio en el sur de la provincia de Zamora y norte de Salamanca* (8-XI-74) (D. Estratigrafía).
26. HÉCTOR M. SOTO PEÑAILILLO: *Caracteres geológicos y metalogénicos del grupo "Marina", Chuquicamata (Chile)* (4-VII-75) (D. Mineralogía).
27. LUIS ANGEL ALONSO MATILLA: *Los elementos trazas de la esfalerita en relación con su génesis* (29-XI-75) (D. Mineralogía).
28. CARLOS ALBERTO BLANCO MELLADO: *El granito mineralizado de Trujillo (Cáceres)* (29-XI-75) (D. Mineralogía).
29. FRANCISCO J. GONZALO CORRAL: *Características de los granitos de la antiforma de Martinamor y su relación con las mineralizaciones de esta zona* (29-XI-75) (D. Mineralogía).
30. FERNANDO LÓPEZ CUBINO: *Los elementos trazas de la galena en relación con su génesis. Yacimientos filonianos en rocas sedimentarias, estratiformes y vulcano-sedimentarias* (29-XI-75) (D. Mineralogía).
31. JULIO MARTÍNEZ GALLEGU: *Sobre la metalogenia de los yacimientos de scheelita al sur de Salamanca* (29-XI-75) (D. Mineralogía).
32. FRANCISCO J. SÁNCHEZ SAN ROMÁN: *Aproximación al conocimiento hidrológico de la cuenca del Tormes* (29-XI-75) (D. Hidrogeología y Geodinámica Externa).



DOCTORADOS Y LICENCIATURAS
DE OTRAS SECCIONES REALIZADAS
EN LOS DEPARTAMENTOS DE
CIENCIAS GEOLOGICAS
DE LA
UNIVERSIDAD DE SALAMANCA



DOCTORADOS EN CIENCIAS QUIMICAS

realizados en los Departamentos de Ciencias Geológicas
o sobre temas geológicos

HUGO BENJAMÍN NICOLLI*: *Estudio de la geoquímica del Uranio en rocas graníticas españolas* (6-II-66).

FRANCISCA VICENTE ESTÉVEZ: *Estudio de la evolución de los suelos desarrollados sobre sedimentos terciarios y cuaternarios de la Cuenca del Duero* (5-IV-67).

MARGARITA MORANTE SARDINA: *Factores que afectan a las cristalizaciones orientadas por el sustrato* (17-IV-68).

JULIO SAAVEDRA ALONSO: *Las formaciones paleozoicas de la comarca salmantina Sierra de Francia y sus procesos de alteración* (15-V-70).

ANTONIO GARCÍA SÁNCHEZ: *Geoquímica de elementos trazas en los procesos de meteorización y edafogénesis* (23-IX-73).

LICENCIATURAS EN CIENCIAS QUIMICAS

realizadas en los Departamentos de Ciencias Geológicas
(a partir de 1965)

1. CELIA ESPINO GONZALO: *Epitaxia y poder epitáxico en filosilicatos* (5-II-65) (Departamento de Cristalografía y Mineralogía).
2. MARGARITA MORANTE SARDINA: *Variación del poder epitáxico de la moscovita por efecto iónico y térmico* (5-II-65) (D. Cristalografía y Mineralogía).
3. LEONISA BRAVO BRAVO: *Estudio geológico y mineralógico de los suelos de La Armuña (Salamanca)* (3-III-66) (D. Cristalografía y Mineralogía).
4. SALVADOR VALERO BROTONS: *Variación térmica de las propiedades ópticas en lepidolita, phlogopita y zinnwaldita* (3-III-66) (D. Cristalografía y Mineralogía).
5. JESUSA ARÍSTEGUI LETAMENDI: *Introducción al estudio granulométrico y mineralógico de los sedimentos situados al sur del Duero, provincia de Zamora* (8-III-67) (D. Mineralogía).
6. MANUELA GARCÍA GARCÍA: *Estudio mineralógico y granulométrico de la zona de Fuentesauco, situada al S de la Cuenca del Duero* (8-III-67) (D. Mineralogía).
7. MANUELA CASERO MAZO: *El origen de los yacimientos de hierro de Auhaiifrit (Sahara Español)* (8-III-67) (D. Mineralogía).

* Diploma de Doctor.

8. JULIO SAAVEDRA ALONSO: *Mineralogía y metalogenia de los indicios estanno-wolframíferos de Santiago de Bencáliz, Cáceres* (7-XI-67) (D. Mineralogía).
9. MARÍA DEL PINO LEÓN SÁNCHEZ: *Caracteres petrogenéticos de las rocas de Ferinina (Sahara Español)* (7-XI-67) (D. Mineralogía).
10. MARÍA ANGELES PÉREZ GÓMEZ: *Estudio granulométrico y mineralógico de los sedimentos situados en la zona fronteriza de Zamora, Salamanca y Valladolid* (7-XI-67) (D. Mineralogía).
11. MILAGROS MARTÍNEZ SARASÚA: *Contenido en titanio y magnesio de la banda metamórfica granito-pizarrosa, en San Miguel de Valero (Salamanca)* (15-VII-69) (D. Mineralogía).
12. INOCENCIA SANZ IZQUIERDO: *Variación del contenido en álcalis del contacto metamórfico granito-pizarra en San Miguel de Valero (Salamanca)* (15-VII-69) (D. Mineralogía).
13. JOSÉ LUIS ALONSO SAN JUAN: *Variación del contenido en calcio y magnesio del contacto metamórfico granito-pizarra en San Miguel de Valero (Salamanca)* (6-XI-69) (D. Mineralogía).
14. AGUSTINA BÁREZ HERNÁNDEZ: *Variación del contenido en silicio y fósforo del contacto metamórfico granito-pizarra en San Miguel de Valero (Salamanca)* (12-III-70) (D. Mineralogía).
15. HELIODORO COSCARÓN BERNABÉ: *Estudio granulométrico del Terciario Inferior del Tormes* (12-III-70) (D. Mineralogía).
16. JOSÉ LUIS COSME JIMÉNEZ: *Estudio químico-mineralógico de las rocas del contacto granito-pizarra* (15-VII-70) (D. Mineralogía).
17. ANTONIO GARCÍA SÁNCHEZ: *Productos de asimilación por granitos de rocas encajantes* (15-VII-70) (D. Mineralogía).
18. MARÍA ANGELES MONTE LUVIANO: *Estudio químico y mineralógico de granito de la Sierra de Francia (Salamanca)* (15-VII-70) (D. Mineralogía).
19. JULIÁN PEDRAZ CABEZAS: *Variación del contenido en hierro y aluminio del contacto metamórfico granito-pizarra en San Miguel de Valero (Salamanca)* (15-VII-70) (D. Mineralogía).
20. MARÍA ANGELES CABRIA ESTALAYA: *Estudio químico-geológico de rocas calcáreas paleozoicas en la provincia de Salamanca y Cáceres* (16-III-71) (D. Mineralogía).
21. MARÍA FE GASGALLO ESTEBAN: *Comportamiento del boro en contactos graníticos de la provincia de Salamanca* (16-III-71) (D. Mineralogía).
22. ENCARNACIÓN PELLITERO PASCUAL: *Estudio del contacto calcáreo de Los Santos-Casas de Monleón (Salamanca)* (16-III-71) (D. Mineralogía).
23. JUAN JOSÉ BERZAS NEVADO: *Distribución de fósforo y materia volátil en rocas ígneas y ultrametamórficas de Cáceres Central* (17-VII-71) (D. Mineralogía).
24. MARÍA LUISA MIEZA GONZALO: *Determinación de Cu, Pb y Zn en suelos residuales sobre contacto granito-pizarra-calizas dolomíticas* (17-VII-71) (D. Mineralogía).
25. VERGELINA RODRÍGUEZ GALLEGU: *Determinación de vanadio y cromo en rocas; aplicación a minerales fosfatados* (17-VII-71) (D. Mineralogía).
26. ANGEL ZAMORO MADERA: *Distribución de microelementos en pizarras y esquistos paleozoicos de las provincias de Cáceres y Salamanca* (17-VII-71) (D. Mineralogía).
27. JUANA CUBERO DEL POZO: *Los elementos alcalinos y alcalinotérreos mayoritarios en el batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)* (13-X-71) (D. Mineralogía).
28. JOSÉ M. FERNÁNDEZ SÁEZ: *Distribución de Cu, Pb, V y Mo en perfiles de alteración de rocas cristalinas* (13-X-71) (D. Mineralogía).

29. PRESENTACIÓN LLORÉNS GIL: *Contenido en materias volátiles y reductoras en suelos residuales sobre rocas cristalinas del Oeste de España* (13-X-71) (D. Mineralogía).
30. PETRA MUÑOZ GARCÍA: *Contenido en elementos mayoritarios en rocas del Paleozoico y Precámbrico del N de España* (13-X-71) (D. Mineralogía).
31. ROSA LUCÍA PASCUAL DE DIOS: *Distribución de hierro, titanio, magnesio y fósforo en los procesos de meteorización y edafización en suelos desarrollados sobre rocas cristalinas* (13-X-71) (D. Mineralogía).
32. SANTIAGO PÉREZ ROBLES: *Estudio de la cordierita en rocas ígneas del Oeste de España* (13-X-71) (D. Mineralogía).
33. ANGELA YUSTA SIVIANES: *Distribución de níquel y cobalto en perfiles de alteración de rocas cristalinas del Oeste de España* (13-X-71) (D. Mineralogía).
34. MARÍA ISABEL CABEZUDO DE MIGUELSANZ: *Distribución de cromo y estaño en los procesos de meteorización y edafización en suelos desarrollados sobre rocas cristalinas* (15-III-72) (D. Mineralogía).
35. MERCEDES LOZANO VICENTE: *Distribución de silicio, calcio, magnesio y aluminio en rocas ígneas y ultrametamórficas de Cáceres Central* (15-III-72) (D. Mineralogía).
36. HUDU AHMED BUSIAN HAD-DÚ: *Estudio y características de los yacimientos de fosfatos de Marruecos y Río de Oro* (5-VII-72) (D. Mineralogía).
37. FRANCISCA RAQUEL GARCÍA GÓMEZ: *Determinación de elementos mayoritarios en rocas exógenas del Norte de España* (5-VII-72) (D. Mineralogía).
38. MARÍA ESPERANZA PÉREZ CORREDERA: *Distribución de hierro en rocas endógenas del Batolito Cabeza de Araya* (5-VII-72) (D. Mineralogía).
39. FERNANDO MADRUGA REAL: *Estudio químico y mineralógico del contacto calcáreo de Los Santos (Salamanca)* (16-X-72) (D. Mineralogía).
40. ORONCIO JIMÉNEZ DE BLAS: *Determinación espectrofotométrica de trazas de Hg y Sb para aplicaciones geoquímicas* (8-III-73) (D. Mineralogía).
41. VICENTE RAMOS ESTRADA: *Distribución y forma de transporte de algunos elementos en trazas en rocas graníticas de la provincia de Salamanca* (3-VII-73) (D. Mineralogía).
42. JAVIER HERRERO PAYO: *Estudio químico del área granítica de Villar de Peralonso (Salamanca)* (3-VII-73) (D. Mineralogía).
43. LUCIANO GARCÍA VICENTE: *Determinación espectrofotométrica de trazas de berilio y telio en rocas* (3-VII-73) (D. Mineralogía).
44. MARÍA REGINA CUEVAS ALVAREZ: *Caracterización química y mineralógica de granitos de las provincias de Cáceres y Córdoba* (17-X-73) (D. Mineralogía).
45. ANA MARÍA FERNÁNDEZ GÓMEZ: *Determinación espectrofotométrica de trazas de cadmio y bismuto en rocas* (17-X-73) (D. Mineralogía).
46. AMPARO RODRÍGUEZ LÓPEZ: *Determinación espectrofotométrica de trazas de azufre y arsénico en rocas* (17-X-73) (D. Mineralogía).
47. JOSÉ FRANCISCO MARTÍN MATOS: *Estudio químico de rocas volcánicas del Macizo Hespérico (España)* (17-X-73) (D. Mineralogía).
48. MARÍA LUISA CEMBRANOS PÉREZ: *Distribución de elementos en traza (Li, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sn, W, Pb, U) en granitoides del Centro de España* (26-III-74) (D. Mineralogía).
49. TERESA MEZQUITA RODRÍGUEZ: *La determinación de Nb y Ta en concentrados minerales y materiales de interés geoquímico* (26-III-74) (D. Mineralogía).

50. MARÍA CARIDAD GONZÁLEZ CUASANTE: *Distribución de elementos trazas en biotitas de granitos del Centro de España* (26-III-74) (D. Mineralogía).
51. PAULINO ESTRADA FERNÁNDEZ: *Estudio químico de los granitos de Vecinos-Martinamor (Salamanca)* (26-III-74) (D. Mineralogía).
52. MARÍA ROSA SIERRA DÍEZ: *Determinación espectrofotométrica de trazas de cloro en rocas* (26-III-74) (D. Mineralogía).
53. MARÍA JOSEFA HIDALGO SÁNCHEZ: *Estudio geoquímico de rocas volcánicas del paleozoico medio y superior de Huelva* (10-VII-74) (D. Mineralogía).
54. CARMEN CATALÁ CLIMENT: *Determinación de Galio e Indio en materiales geológicos* (10-VII-74) (D. Mineralogía).
55. MARÍA DEL CARMEN FERNÁNDEZ AGUILAR: *Caracteres químicos de biotitas de granitos del Centro-Oeste de España* (11-XI-74) (D. Mineralogía).
56. TEODORO MONTERO MARTÍN: *Determinación y distribución de fluor en rocas y minerales del Sur y Oeste de España* (11-XI-74) (D. Mineralogía).
57. ALBERTO REVUELTA GARCÍA: *Geoquímica de elementos trazas en rocas graníticas. Aplicación al Batolito del Jálama* (11-XI-74) (D. Mineralogía).
58. SEVERINO RODRÍGUEZ PÉREZ: *Determinación espectrofotométrica de trazas de Germanio en materiales geológicos* (11-XI-74) (D. Mineralogía).
59. ANTONIO SÁNCHEZ MENÉNDEZ: *Factores químicos en la distribución de elementos trazas en micas de los granitos de Albalá (Cáceres)* (11-XI-74) (D. Mineralogía).
60. ISABEL GONZÁLEZ HERNÁNDEZ: *Contribución al estudio del sinclinal de Tamames: Los suelos del complejo volcánico de El Castillo* (10-VII-75) (D. Mineralogía).
61. MARÍA ISABEL IÑIGO CÁCERES: *Coeficientes de participación de elementos traza entre minerales coexistentes del granito. Batolito de Albalá, Cáceres* (29-XI-75) (D. Mineralogía).
62. MARÍA GLORIA MARTÍN MARTÍN: *Determinación rápida de partes por billón de mercurio en materiales geológicos* (29-XI-75) (D. Mineralogía).

LICENCIATURAS EN CIENCIAS BIOLÓGICAS

efectuadas en los Departamentos de la Sección de Geológicas

1. MARÍA ANGELES LÓPEZ-BERGES NUÑO: *Estudio osteológico de los niveles azilienses de los niveles I, III y IV de la cueva del Piélagu, Santander* (17-VII-71) (Departamento de Geología).
2. MARÍA FILOMENA DEL VALLE HERNÁNDEZ: *Estudio osteológico del nivel aziliense II de la cueva del Piélagu, Santander* (17-VII-71) (D. Geología).
3. INMACULADA ANDRÉS GALACHE: *Biometría y control del borde libre en una población de Donax trunculus (Linné, Born)* (23-X-73) (D. Paleontología).
4. NIEVES VILLARROYA BLASCO: *Morfometría en una población de Cerastoderma edule (Linné)* (23-X-73) (D. Paleontología).
5. NATIVIDAD MARTÍNEZ TORRES: *Biometría y control del borde libre en una población de Glycymeris violascens (Lamarck)* (14-IX-74) (D. Paleontología).
6. CARMEN MATEOS BARBERO: *Variaciones morfológicas en Ammonia beccarii (Linné) relacionados con medios ambientales* (14-IX-74) (D. Paleontología).
7. CONCEPCIÓN FERNÁNDEZ GUERRERO: *Estudio de los foraminíferos planctónicos del Mioceno de La Riera (Tarragona)* (10-VI-75) (D. Paleontología).

INDICES VOLS. 6 AL 10 (1973-1976)

INDICE GENERAL

Vol. 6

- J. SAAVEDRA, A. GARCÍA SÁNCHEZ: *Composición química de las biotitas de granitos de la provincia de Salamanca, relacionada con las condiciones de formación*. pp. 7-27, 2 figs., 7 tabs.
- F. ALDAYA, A. ARRIBAS, F. GONZÁLEZ-LODEIRO, M. IGLESIAS, J. R. MARTÍNEZ-CATALÁN, E. MARTÍNEZ-GARCÍA: *Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)*. pp. 29-48, 17 figs.
- J. SAAVEDRA ALONSO, E. PELLITERO PASCUAL: *Estudio geoquímico de rocas ígneas del norte de la provincia de Cáceres*. pp. 49-63, 4 figs., 4 tabs.
- J. M. UGIDOS MEANA, F. J. FERNÁNDEZ LAGUNA: *El metamorfismo al este de Plasencia (Cáceres)*. pp. 65-71, 1 fig.
- L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA, A. CARNICERO: *El extremo noreste del gran dique del Alentejo-Plasencia*. pp. 73-84, 5 figs.
- J. M. UGIDOS MEANA: *Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila (Salamanca-Avila)*. pp. 85-93, 5 figs.
- A. GARCÍA SÁNCHEZ, J. SAAVEDRA ALONSO: *Fijación de elementos trazas por la fracción arcilla en suelos de la provincia de Salamanca*. pp. 95-107, 3 tabs.
- Ponderación económica de los diversos métodos de investigación de yacimientos. (Aplicación especial en el caso de los yacimientos de uranio) (J. A. Fernández Amigot)*. pp. 111-115, 2 figs.
- Aspects sur l'application des méthodes géophysiques complexes dans la recherche des gisements d'eaux minérales et thermominérales (S. Rădulescu, A. Apostol)*. pp. 117-126, 9 figs.

Vol. 7

- A. CORROCHANO SÁNCHEZ: *Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca*. pp. 7-39, 19 figs., 9 tabs.
- R. B. BABIN VICH: *Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar*. pp. 41-61, 11 figs.
- J. M. UGIDOS: *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes (Avila-Cáceres)*. pp. 63-86, 6 figs., 6 tabs., 1 encarte.
- M. J. FERNÁNDEZ CASALS: *Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera*. pp. 87-106, 7 figs., 1 tabl.
- R. M. RODRÍGUEZ, L. LOBATO: *El metamorfismo en el límite de las provincias de Salamanca y Avila (NW de Piedrahita)*. pp. 107-121, 12 figs.
- A. CORROCHANO, J. L. QUIROGA: *La discordancia Paleozoico-Terciaria al SW de Zamora*. pp. 123-130, 4 figs.

- R. H. WAGNER, E. MARTÍNEZ-GARCÍA: *The relation between geosynclinal folding phases and foreland movements in Northwest Spain*. pp. 131-158, 17 figs.
Microanalysis of zeolites (Anna G. Loschi Ghittoni, Elio Passaglia). pp. 161-165, 2 tabs.
Tesis sobre el Macizo Hespérico en 1973. pp. 167-170.

Vol. 8

- J. M. UGIDOS: *Características petrográficas y químicas de los granitos rosa al N y NE de Béjar (Salamanca): Aspectos petrogenéticos*. pp. 7-12, 2 figs., 1 tabl.
J. SAAVEDRA: *Geoquímica de los procesos postmagmáticos de granitos y su relación con las mineralizaciones asociadas del grupo Sn-W-Mo*. pp. 13-26.
J. M. UGIDOS: *Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina*. pp. 27-44, 2 figs., 3 tabs.
J. AMBRUS y H. SOTO: *Estudio geológico del molibdeno en Chuquicamata-Chile*. pp. 45-83, 13 figs., 5 tabs., 1 encarte.
I. CORRALES, M. MANJÓN e I. VALLADARES: *La serie carbonatada de Navarredonda de la Rinconada (Salamanca, España)*. pp. 85-91, 5 figs., 1 encarte.
F. GARCÍA PALOMERO: *Caracteres estratigráficos del anticlinal de Riotinto*. pp. 93-124, 17 figs., 2 encartes.
J. SAAVEDRA y A. ARRIBAS: *Características y probable génesis de una estructura típica en granitos mineralizados de la provincia de Cáceres (España)*. pp. 125-132, 2 figs.
M. A. VICENTE HERNÁNDEZ y M. SÁNCHEZ CAMAZANO: *Estudio mineralógico de arcillas cerámicas de la provincia de Zamora. II. Yacimientos terciarios y cuaternarios de la margen derecha de la Cuenca del Duero*. pp. 135-148, 8 tabs.

Vol. 9

- A. ARRIBAS: *Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio...* pp. 9-63, 12 figs., 9 tabs., 2 láms., 1 encarte.
G. FERNÁNDEZ ALVAREZ: *Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del S.O. Ibérico y sus métodos de prospección*. pp. 65-102, 25 figs., 3 encartes.
J. SAAVEDRA ALONSO, A. GARCÍA SÁNCHEZ y M.^a CARIDAD GONZÁLEZ CUASANTE: *Biotitas graníticas del Sur de la provincia de Salamanca (España)*. pp. 103-114, 2 figs., 3 tabs.
L. G. CORRETGÉ y FRANCISCO J. MARTÍNEZ: *Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles*. pp. 115-141, 21 figs.
Tesis sobre el Macizo Hespérico (F. J. Martínez Fernández). pp. 145-146.

Vol. 10

- M. G. GARZÓN-HEYDT, F. GONZÁLEZ LODEIRO y R. VEGAS: *Estudio tectónico y micro-tectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central español*. pp. 7-16, 3 figs.

- G. ALONSO GAVILÁN, I. CORRALES y A. CORROCHANO: *Sedimentación rítmica en el Paleógeno de Almenara de Tormes (Salamanca)*. pp. 17-29, 9 figs., 1 tabl.
- J. M. UGIDOS: *Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)*. pp. 31-43, 8 figs.
- J. M. UGIDOS y F. BEA: *Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta*. pp. 45-59, 1 fig.
- P. GUMIEL MARTÍNEZ, A. ARRIBAS MORENO y J. SAAVEDRA ALONSO: *Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio" Alburquerque (Badajoz)*. pp. 61-93, 14 figs.
- Bosquejo geológico de los alrededores de Zamora* (J. L. Quiroga). pp. 97-102, 1 fig.
- Consideraciones sobre algunos aspectos paleoclimáticos en el Valle del Jerte (Cáceres)*. (J. L. Cruz, J. F. Gallardo Lancho, E. Jiménez y J. Saavedra). pp. 103-110, 2 figs.

INDICE DE AUTORES*

- ALDAYA, Florencio. (Dep. de Geomorfología y Geotectónica, U. de Salamanca)
(6: 29-48)
- ALONSO GAVILÁN, Gaspar. (Dep. Estratigrafía, U. Salamanca)
(10: 17-29)
- AMBRÚS, José. (Dep. Geología, Compañía de Cobre, S. A., Chuquicamata, Chile)
(8: 45-84)
- APOSTOL, Andrei. (Institutul de Geofisică Aplicată - str. Izvor 78, Bucuresti, Rumania)
(6: 117-126)
- ARRIBAS MORENO, Antonio. (Dep. Mineralogía, U. Salamanca)
(6: 29-48) (8: 125-132) (9: 7-64) (10: 61-93)
- BABÍN VICH, R. B. (Cát. Geodinámica Interna, U. Complutense, Madrid)
(7: 41-62)
- BEA, Fernando. (Dep. Petrología, U. Salamanca)
(10: 45-59)
- CARNICERO, Asunción. (Dep. Petrología, U. Salamanca)
(6: 73-84)
- CORRALES, Inmaculada. (Dep. Estratigrafía, U. Salamanca)
(8: 85-92) (10: 17-29)
- CORRETGÉ, Guillermo. (Dep. Petrología, U. Salamanca)
(9: 115-141)
- CORROCHANO, Angel. (Dep. Estratigrafía, U. Salamanca)
(7: 7-40) (7: 123-130) (10: 17-29)
- CRUZ REYES, José Luis. (Dep. Geografía, Fac. Filosofía y Letras, U. Salamanca)
(10: 103-110)
- FERNÁNDEZ ALVAREZ, Gil. (Asturiana de Zinc, S. A.)
(9: 65-102)
- FERNÁNDEZ AMIGOT, José Angel. (Dep. Mineralogía, U. Salamanca)
(6: 111-115)
- FERNÁNDEZ LAGUNA, Francisco José. (Dep. Petrología, U. Salamanca)
(6: 65-72)
- GALLARDO LANCHO, Juan F. (Inst. Edafología y Biología Aplicada, Salamanca)
(10: 103-110)
- GARCÍA DE FIGUEROLA, Luis Carlos. (Dep. Petrología, U. Salamanca)
(6: 73-84)

* Los números que figuran entre paréntesis se refieren, en cursiva, al volumen, y a continuación paginación de cada artículo.

- GARCÍA PALOMERO, Félix. (Dep. Geología, Minas de Riotinto, E. R. T.)
(8: 93-124)
- GARCÍA SÁNCHEZ, Antonio. (Dep. Mineralogía, U. Salamanca)
(6: 7-28) (6: 95-107) (9: 103-114)
- GARZÓN-HEYDT, M. G. (Dep. Geomorfología y Geotectónica, U. Complutense, Madrid)
(10: 7-16)
- GONZÁLEZ CUASANTE, María Caridad. (Dep. Mineralogía, U. Salamanca)
(9: 103-114)
- GONZÁLEZ LODEIRO, Francisco. (Dep. Geomorfología y Geotectónica, U. Salamanca)
(6: 29-48) (10: 7-16)
- GUMIEL MARTÍNEZ, Pablo. (Dep. Mineralogía, U. Salamanca)
(10: 61-93)
- IGLESIAS, Moisés. (Dep. Geomorfología y Geotectónica, U. Salamanca)
(6: 29-48)
- JIMÉNEZ FUENTES, Emiliano. (Dep. Geología, U. Salamanca)
(10: 103-110)
- LOBATO, L. (Dep. Geomorfología y Geotectónica, U. Oviedo)
(7: 107-122)
- LOSCHI GHITTONI, Anna G. (Ist. Mineralogia e Petrologia, U. Modena, Italia)
(7: 161-165)
- MANJÓN, M. (Dep. Estratigrafía, U. Oviedo)
(8: 85-92)
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. (Geotechic, Gral. Mola, 210, Madrid)
(6: 29-48)
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, Francisco J. (Dep. Petrología, U. Salamanca)
(9: 115-141)
- MARTÍNEZ GARCÍA, Enrique. (Dep. Geomorfología y Geotectónica, U. Salamanca)
(6: 29-48) (7: 131-158)
- PASSAGLIA, Elio. (Ist. Mineralogia e Petrologia, U. Modena, Italia)
(7: 161-165)
- PELLITERO, Encarnación (Dep. Mineralogía, U. Salamanca)
(6: 49-64)
- QUIROGA, J. L. (Dep. Geomorfología y Tectónica, U. Salamanca)
(7: 123-130) (10: 97-102)
- RADULESCU, Sorin. (Ministerul turismului-Directia Investitii-Bd. Magheru 7, Bucuresti, Rumania)
(6: 117-126)
- RODRÍGUEZ, R. M. (Dep. Petrología, U. Salamanca)
(7: 107-122)
- SAAVEDRA, Julio. (Dep. Mineralogía, U. Salamanca)
(6: 7-28) (6: 49-64) (6: 95-107) (8: 13-26) (8: 125-132) (9: 103-114) (10: 61-93)
(10: 103-110)
- SÁNCHEZ CAMAZANO, María. (Inst. Edafología y Biología Aplicada, Salamanca)
(8: 135-148)

SOTO PEÑAILILLO, Héctor. (Dep. Geología, Compañía del Cobre, Chuquicamata, Chile)
(8: 45-84)

UGIDOS MEANA, José María. (Dep. Petrología, U. Salamanca)
(6: 65-72) (6: 85-94) (7: 63-86) (8: 7-12) (8: 27-44) (10: 31-43) (10: 45-59)

VALLADARES, Isabel. (Dep. Estratigrafía, U. Salamanca)
(8: 85-92)

VEGAS, Ramón. (Dep. Geomorfología y Geotectónica, U. Complutense, Madrid)
(10: 7-16)

VICENTE HERNÁNDEZ, María Angeles. (Inst. Edafología y Biología Aplicada, Salamanca)
(8: 135-148)

WAGNER, R. H. (Dep. Geology, Univ. St. George's Square, Sheffield S1 3JD, England)
(7: 131-158)

TESIS SOBRE EL MACIZO HESPÉRICO:

En 1973 (Peinado Moreno, M. M. - García Cacho, L. - Ugidos, J. M. - Monteiro
Penha, H.) (7: 167-170)

En 1974 (Martínez Fernández, F. J.) (9: 145-146)

INDICE

	Págs.
M. G. GARZÓN-HEYDT, F. GONZÁLEZ LODEIRO y R. VEGAS: <i>Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central español</i>	7
G. ALONSO GAVILÁN, I. CORRALES y A. CORROCHANO: <i>Sedimentación rítmica en el Paleógeno de Almenara de Tormes (Salamanca)</i>	17
J. M. UGIDOS: <i>Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)</i>	31
J. M. UGIDOS y F. BEA: <i>Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta</i>	45
P. GUMIEL MARTÍNEZ, A. ARRIBAS MORENO y J. SAAVEDRA ALONSO: <i>Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio" Alburquerque (Badajoz)</i>	61
VARIA:	
<i>Bosquejo geológico de los alrededores de Zamora</i> (J. L. Quiroga)	97
<i>Consideraciones sobre algunos aspectos paleoclimáticos en el Valle del Jerte</i> (Cáceres) (J. L. Cruz, J. F. Gallardo Lancho, E. Jiménez y J. Saavedra)... ..	103
<i>Doctores y Licenciados</i>	111
<i>Doctorados y Licenciaturas</i>	117
<i>Indice General</i> (Vols. 6-10, 1973-1976)	125

NORMAS PARA LOS AUTORES

1. La bibliografía se debe disponer:

a) en orden alfabético de apellidos, figurando a continuación las iniciales del nombre propio (todo ello con doble subrayado).—b) el año de su publicación, añadiendo letras minúsculas, por orden alfabético, cuando aparezca más de un trabajo del mismo autor o autores en el mismo año (entre paréntesis).—c) después figurará subrayado el título completo del trabajo.—d) nombre de la revista en que se publicó, con las abreviaturas usuales.—e) entre paréntesis, número de la serie, si lo hubiere.—f) número de volumen o tomo (sin iniciales V., T. o similares).—g) número parcial de la revista (entre paréntesis), si lo hubiere. En caso de ser un fascículo comprensivo de varios figurarán el primero y el último separados por una barra, p.e. (4/7).—h) después de punto y coma figurarán la primera y última páginas del artículo, sin abreviaturas (pp., pg., etc.).—i) pueden añadirse, después de punto y coma, indicaciones sobre figuras, láminas, planchas, tablas, mapas.—j) es conveniente añadir, para terminar, la ciudad donde se editó la revista.

ejemplo: PARTENOFF, A.-F. (1931): *Les mollusques des tufs.* Bull. Soc. Géol. France (7) 12(4); 47-138; 12 figs., 3 láms., 2 tabs.; Paris.

2. Cuando se trata de un libro debe figurar:

a) autor (apellidos, iniciales del nombre). Doble subrayado.—b) año (entre paréntesis).—c) título del artículo (subrayado).—d) en caso de ser necesario, después de la palabra In en nombre del editor o responsable de la edición del libro (doble subrayado), seguido del título del libro (subrayado y entre comillas), y número del volumen si fuese necesario.—e) ciudad donde se editó.—f) editorial.—g) primera y última página, precedidos de la inicial p. Pueden figurar páginas adicionales en números romanos.—h) figuras, planchas, láminas, tablas, mapas.

ejemplo: ZANGERL, R. (1969): *The turtle Shell.* In C. GANS: "*Biology of the Reptiles*". Vol. 1. London, Academic Press; p. 311-340.

3. No se pondrán citas bibliográficas cuya referencia no figure en el texto y viceversa.
4. En el texto, los autores figurarán con doble subrayado, y a continuación, entre paréntesis, el año. Pueden figurar también autor y año dentro del paréntesis. Los taxones figurarán con subrayado sencillo.
5. Los mapas, dibujos y diagramas se entregarán limpios, a tinta china y en papel vegetal o similar, nunca en copias, si bien éstas pueden acompañar al original con las indicaciones oportunas. Es importante indicar su situación en el texto y, a lápiz, el número de figura. Nunca llevarán escala numérica, siendo conveniente, en su caso, escala gráfica.
Se empleará un único orden de figuras para mapas, dibujos y fotografías.
6. Todos los originales deberán ir acompañados de cortos resúmenes en español y en inglés, pudiendo presentarse además en otros idiomas. El comité de redacción devolverá los originales si los resúmenes no se ciñen al texto, o si no tienen su misma calidad.
7. Deben consignarse junto a los nombres de los autores la dirección de su Centro de trabajo.
8. Los autores recibirán gratuitamente 50 separatas de su trabajo. Si alguno desea un número mayor lo debe indicar en el original o al corregir las primeras galeras. Su abono se efectuará antes de la recogida de las mismas, por los métodos usuales.
9. Los autores procurarán no presentar dibujos o fotografías innecesarios.
10. La financiación de dibujos, mapas o fotografías en color correrá a cargo de los autores.
11. Las modificaciones en las pruebas de imprenta que no figuren en el original deberán ser costeadas por los autores.
12. El comité de redacción devolverá los originales que no se atengan a estas normas.

INDICE

	Págs.
M. G. GARZÓN-HEYDT, F. GONZÁLEZ LODEIRO y R. VEGAS: <i>Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central español</i>	7
G. ALONSO GAVILÁN, I. CORRALES y A. CORROCHANO: <i>Sedimentación rítmica en el Paleógeno de Almenara de Tormes (Salamanca)</i>	17
J. M. UGIDOS: <i>Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)</i>	31
J. M. UGIDOS y F. BEA: <i>Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta</i>	45
P. GUMIEL MARTÍNEZ, A. ARIBAS MORENO y J. SAAVEDRA ALONSO: <i>Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio" Alburquerque (Badajoz)</i>	61
VARIA:	
<i>Bosquejo geológico de los alrededores de Zamora</i> (J. L. Quiroga)	97
<i>Consideraciones sobre algunos aspectos paleoclimáticos en el Valle del Jerte (Cáceres)</i> (J. L. Cruz, J. F. Gallardo Lancho, E. Jiménez y J. Saavedra)... ..	103
<i>Doctores y Licenciados</i>	111
<i>Doctorados y Licenciaturas</i>	117
<i>Indice General</i> (Vols. 6-10, 1973-1976)	125