

II/2-4-1

En este número:

- Facies y ammonoideos de edad Calloviense al sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica).
- Análisis del boudinage en la Playa del Silencio (Asturias, NO de España).
- Las mineralizaciones filonianas de barita del área minera de Priero (Salas), Asturias.
- Estudio de inclusiones fluidas en el yacimiento de Fluorita de «Oseja» (León), en particular inclusiones del sistema $H_2O - SH_2 - CO_2$ - azufre elemental. Datos microtermométricos y de microsonda Raman.
- Estudio de la mineralización y rocas encajantes en la mina Lomero-Poyatos (Huelva).
- Petrología de dos series graníticas peralumínicas de Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya (Toledo).

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCV. Segundo Fascículo. Marzo-Abril 1984

boletín geológico y minero

geología • minería • aguas subterráneas • estudios de minerales • mineralurgia



Tomo 95
Fascículo 11
Marzo - Abril 1984

Boletín Geológico y Minero

1 JUL. 1984

revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1874 - 4.ª serie

SUMARIO

Geología	L. SEQUEIROS: Facies y ammonioideos de edad Calloviense al sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica) 3
	M.ª ASUNCIÓN RIAZA: Análisis del boudinage en la Playa del Silencio (Asturias, NO de España) 10
Minería	C. J. FERNÁNDEZ: Las mineralizaciones filonianas de barita del área minera de Priero (Salas), Asturias. Su control mediante la interferencia de dos tipos de metalotectos, uno estructural o tectónico y otro físico-litológico 23
	J. LOREDO, N. GUILHAUMOU, J. C. TOURAY y J. GARCÍA IGLESIAS: Estudio de inclusiones fluidas en el yacimiento de Fluorita de «Oseja» (León), en particular inclusiones del sistema H ₂ O - SH ₂ - CO ₂ - azufre elemental. Datos microtermométricos y de microsonda Raman 36
Estudio de Minerales y Rocas	CASILDA RUIZ GARCÍA: Estudio de la mineralización y rocas encajantes en la mina Lomero-Poyatos (Huelva) 45
	P. ANDONAEGUI y J. L. BARRERA: Petrología de dos series graníticas peraluminicas de Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroja (Toledo) 59
Información	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Guillermo Schulz y Schweizer (1800-1877) 78
	Noticias y Notas bibliográficas 84

DIRECCION Y REDACCION

Ríos Rosas, n.º 23 - Madrid-3

Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION

Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Teléfono 250 02 03

IGME

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SERVICIO DE PUBLICACIONES — MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

El Instituto Geológico y Minero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Geológico y Minero de España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Sondeo geotérmico TRES CANTOS (Madrid).
Profundidad del sondeo: 2.417 m.
Caudal: 170 metros cúbicos por hora.
Temperatura del agua en boca del pozo: 81 grados.

Foto: División de Aguas Subterráneas del IGME.

ISSN 0366 - 0176

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

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

11 JUL. 1984

Facies y ammonoideos de edad Calloviense al sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica)

Por L. SEQUEIROS (*)

RESUMEN

La distribución de facies y el contenido faunístico de ammonoideos en las localidades de Ricla, Aguilón, Belchite, Moneva y Ariño (Cordillera Ibérica) es muy diversa. Se analizan tres variables del Calloviense a lo largo de 90 kilómetros: El espesor de sedimentos para cada zona bioestratigráfica, el espectro de fauna por cada zona y las facies presentes. A partir de éstas se precisan las interpretaciones paleogeográficas y se establecen las relaciones entre ammonoideos y medio ambiente.

PALABRAS CLAVE: Bioestratigrafía, Ammonites, Jurásico, Calloviense, Facies, Zaragoza, Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

Facies distribution and faunal ammonite composition in Ricla, Aguilón, Belchite, Moneva and Ariño localities (Iberian Chain) show high diversity. Three main variables of Callovian along an area of 90 km are considered: thickness of sediments for every biostratigraphic zone, faunal spectra and facies presents. From these variables, paleogeographic interpretation are precised, an relation between ammonoids and environments are established.

KEY WORDS: Biostratigraphy, Ammonites, Jurassic, Callovian, Facies, Zaragoza, Iberian Chain.

INTRODUCCION

Los aspectos bioestratigráficos de las capas de edad Calloviense en el límite septentrional de la Cordillera Ibérica han sido esbozados anteriormente por BULARD (1966, 1968, 1971 y 1972), MARÍN y TOULOUSE (1972), MELÉNDEZ (1978), SEQUEIROS y MELÉNDEZ (1979), SEQUEIROS (1982 a y 1982 b), BULARD, GÓMEZ, THIERRY, TINTANT y VIALARD (1974), THIERRY (1978).

La síntesis general de BULARD (1972) pone de relieve la diversidad de facies en la transición Dogger-Malm, así como las distintas modalidades de interrupción sedimentaria en el Jurásico Medio.

La utilización de técnicas cuantitativas en bioestratigrafía (SEQUEIROS, 1980) aplicadas a los materiales del Calloviense de la Cordillera Ibérica,

cuando la cantidad de información es suficiente, aporta más información relativa a la distribución de los ammonoideos y la facies que los contiene.

El presente trabajo es el avance de un programa más amplio que pretende precisar más la bioestratigrafía del Calloviense de la Cordillera Ibérica en relación con las condiciones paleoecológicas. Se han elegido cinco perfiles estratigráficos a lo largo de una banda de 90 km. de dirección NO-SE al sur de la ciudad de Zaragoza (figura 1). Se han denominado de acuerdo con la localidad más cercana: Ricla, Aguilón, Belchite, Moneva y Ariño.

ANÁLISIS CUANTITATIVO

La información se ha obtenido por el muestreo nivel a nivel de estos cinco perfiles. Se han clasificado (al menos genéricamente) más de 1.600

(*) Universidad de Sevilla. Sección de Geología de La Rábida. Huelva.

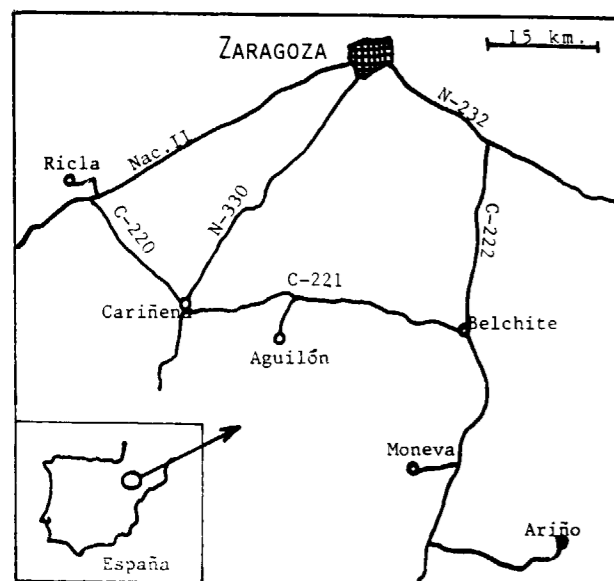


Figura 1.—Localización geográfica.

ammonoideos. Los aspectos bioestratigráficos más detallados de Moneva y Belchite han sido publicados recientemente (SEQUEIROS, 1982a y 1982b); los datos más exactos de Riela están en elaboración, y los propios de Ariño son aún inéditos. Para Aguilón se ha seguido la bioestratigrafía general (SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979) con ligeras modificaciones.

Los ammonoideos se han tabulado en siete familias de edad Calloviense (Oppeliidae, Tullitidae, Perisphinctidae, Spiroceratidae, Macrocephalitidae, Reineckeidae y Peltoceratidae) según la sistemática de ARKELL (*Treatise*, 1957), con la inclusión de los *Parapatoceras* en la familia Spiroceratidae. Sin embargo, se han conservado los *Bullatimorphites* y *Bomburites* en la familia Tullitidae, sin que ello implique juicios de valor.

Las asociaciones faunísticas y los fósiles-índice han permitido diferenciar dos zonas del Calloviense Inferior (zona de Macrocephalus, zona de Gracilis), dos zonas del Calloviense Medio (zona de Jason, zona de Coronatum) y el Calloviense Superior sin más precisiones.

Se conserva en este trabajo la zonación de la provincia submediterránea (CARIOU et al., 1971; CARIOU, 1974, 1980) para unificar criterios res-

pecto a trabajos anteriores (SEQUEIROS, 1982a y 1982b; SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979).

Los datos tabulados se sistematizan en la tabla I. Se ha prescindido de las zonas que son pobres en fauna y que por ello introducen sesgo en los porcentajes, como la zona de Coronatum y las del Calloviense Superior.

INTERPRETACION BIOESTRATIGRAFICA

Con los datos recogidos en la tabla I se han representado gráficamente los conjuntos porcentuales de las distintas familias de ammonoideos (figura 2). Se han interpretado en las distintas localidades la evolución de esos porcentajes para expresar de forma gráfica su distribución.

1) Taxones significativos

De un total de 1.998 ammonoideos, el 17,87 por 100 son de Riela, el 23,52 por 100 de Aguilón, el 11,91 por 100 de Belchite, el 29,03 por 100 de Moneva y el 17,67 por 100 de Ariño. Existe, por tanto, un equilibrio entre las cinco localidades estudiadas.

Existen coincidencias significativas en la distribución de fauna de las cinco localidades. De los 461 Perisphinctidae tabulados, 320 (el 69,41 por 100 del total) se agrupan en la zona de Macrocephalus. De los 467 Macrocephalitidae, 322 (el 68,95 por 100) están en la zona de Gracilis.

Los Oppeliidae parecen ser dominantes en la zona de Jason: de los 328 tabulados en el Calloviense Inferior y Medio, 119 (el 36,28 por 100) son de esta zona. Se ha exceptuado el Calloviense Superior, donde parecen ser dominantes.

Por tanto, los Perisphinctidae parecen ser las faunas dominantes (50 por 100) en la zona de Macrocephalus, mientras que los Macrocephalitidae lo son en la zona de Gracilis. Si se ponderan los porcentajes de Oppeliidae teniendo en cuenta la menor abundancia de fauna en la zona de Jason y la ausencia de esta zona en Ariño, podría ser también fauna dominante.

Las faunas acompañantes y/o fortuitas también tienen valor estratigráfico. Los Tullitidae superan el 10 por 100 en la zona de Macrocephalus en Aguilón (17,8 por 100) y Belchite (11,43 por 100),

TABLA I

Distribución cuantitativa de taxones (familias) de ammonoideos en función de las zonas bioestratigráficas para los cinco perfiles estudiados. Entre paréntesis, datos porcentuales por zona

Riela	Zona Macroceph	Zona Gracilis	Zona Jason	Callov. Superior
Oppeliidae	5 (4.31)	17 (12.23)	61 (69.32)	
Tullitidae	4 (3.45)	3 (2.16)	—	
Perisphinctidae	79 (68.10)	20 (14.39)	9 (10.23)	Fauna escasa
Spiroceratidae	—	2 (1.44)	—	
Macrocephalitidae	28 (24.14)	69 (49.64)	—	
Reineckeidae	—	28 (20.14)	18 (20.45)	
TOTAL	116	139	88	
Aguilón	Zona Macroceph	Zona Gracilis	Zona Jason	Callov. Superior
Oppeliidae	27 (22.88)	19 (15.83)	26 (60.47)	115 (60.85)
Tullitidae	21 (17.80)	—	—	—
Perisphinctidae	29 (24.58)	15 (12.50)	2 (4.65)	20 (10.58)
Spiroceratidae	6 (5.08)	5 (4.17)	—	—
Macrocephalitidae	33 (27.97)	62 (51.67)	5 (11.63)	—
Reineckeidae	2 (1.69)	19 (15.83)	10 (23.26)	17 (8.99)
Peltoceratidae	—	—	—	37 (19.58)
TOTAL	118	120	43	189
Belchite	Zona Macroceph	Zona Gracilis	Zona Jason	Callov. Superior
Oppeliidae	13 (18.57)	17 (18.09)	27 (65.85)	
Tullitidae	8 (11.43)	4 (4.26)	—	
Perisphinctidae	30 (42.86)	13 (13.83)	10 (24.39)	
Macrocephalitidae	19 (27.14)	52 (55.32)	—	
Reineckeidae	—	8 (8.51)	4 (9.76)	
TOTAL	70	94	41	
Moneva	Zona Macroceph	Zona Gracilis	Zona Jason	Callov. Superior
Oppeliidae	2 (1.49)	76 (38.4)	5 (35.7)	
Tullitidae	10 (7.46)	6 (3.03)	—	
Perisphinctidae	81 (60.45)	30 (15.15)	2 (14.3)	
Reineckeidae	2 (1.49)	41 (20.7)	4 (28.6)	
Macrocephalitidae	39 (29.1)	45 (22.7)	3 (21.4)	
TOTAL	134	198	14	
Ariño	Zona Macroceph	Zona Gracilis	Zona Jason	Callov. Superior
Oppeliidae	13 (8.28)	20 (13.61)	—	
Tullitidae	4 (3.82)	7 (4.76)	—	
Perisphinctidae	101 (64.33)	20 (13.61)	—	
Reineckeidae	9 (5.73)	15 (10.20)	—	
Macrocephalitidae	27 (17.20)	85 (57.82)	—	
TOTAL	157	147		
TOTALES	595	698	186	189

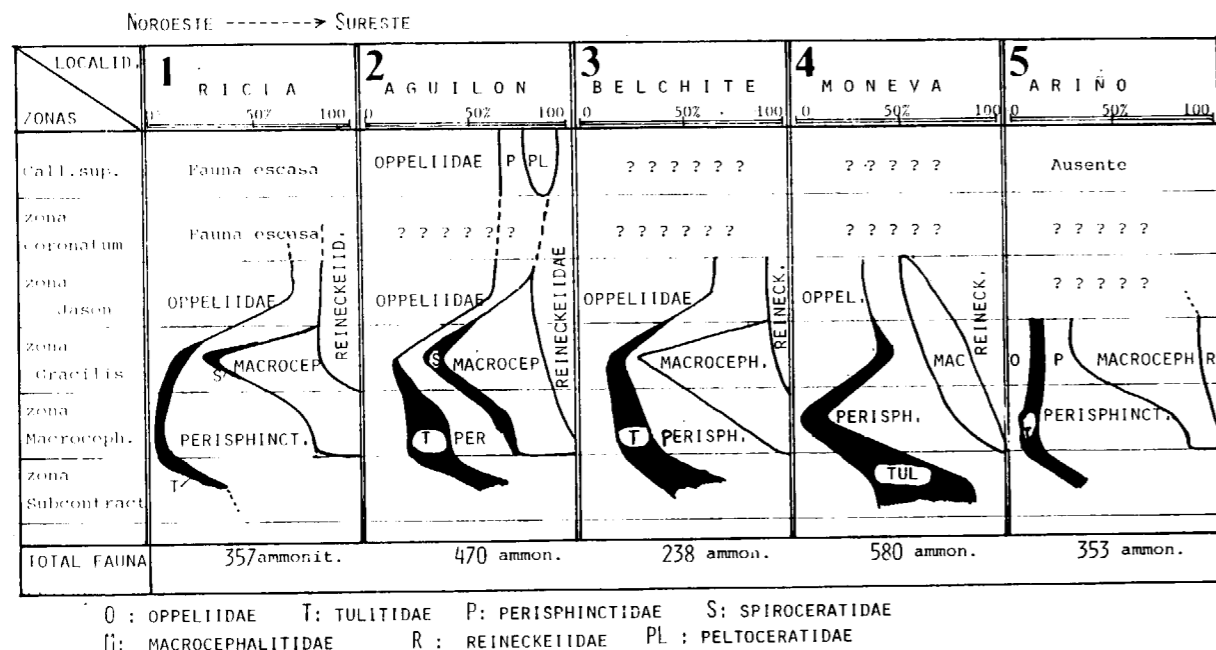


Figura 2.—Diagramas cuantitativos de familias zona para los cinco perfiles estudiados. (No se ha representado el contenido de la zona de Coronatum ni el Calloviense Superior debido a la escasez de fauna.)

pero son fortuitos en los demás casos, no llegando en ningún caso a la zona de Jason.

Los Reineckeidae suelen ser acompañantes, salvo en la zona de Jason en Moneva, donde llegan al 28 por 100, y en la zona de Macrocephalus, que tienen carácter fortuito.

Por tanto, en todos los perfiles estudiados la composición de fauna a nivel de familia permite, a grandes rasgos, establecer unos parámetros bioestratigráficos a nivel de zona y en ocasiones también de subzona.

Se observan, sin embargo, ligeras anomalías en la cuantificación de faunas de ammonoideos que podrían estar en relación con las condiciones paleoecológicas. Por ello deben analizarse las posibles relaciones entre potencia de sedimentos/facies/fauna.

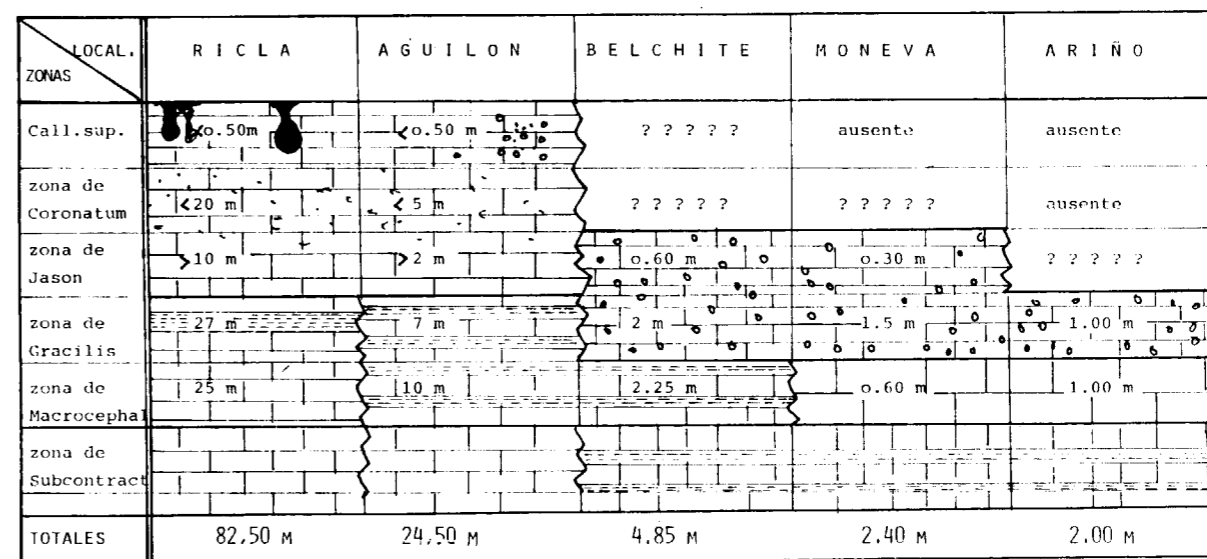
2) **Espesor y litofacies**

La figura 3 sistematiza los datos recogidos en las cinco localidades estudiadas, de acuerdo con los datos de SEQUEIROS y MELÉNDEZ (1979) para Aguilón, SEQUEIROS (1982a) para Moneva y SEQUEIROS (1982b) para Belchite. Los datos de Ariño y los de Riela son aún inéditos.

Los datos de esta figura ponen de relieve la rápida disminución de potencia del Calloviense desde Riela a Ariño. Como han demostrado anteriormente BULARD (1971, 1972) y BULARD, GÓMEZ, THIERRY, TINTANT y VIALLARD (1974), y ahora se precisa con mayor exactitud. Las asociaciones de faunas de ammonoideos han permitido también ajustar suficientemente las potencias de cada una de las zonas del Calloviense, así como documentar la ausencia del Calloviense Medio y Superior.

La figura 4 representa a escala la potencia de cada una de las zonas. De NO-SE se observa un rápido y continuo descenso de la potencia de los sedimentos, así como la desaparición de zonas bioestratigráficas del Calloviense. La desaparición de zonas sigue un ritmo constante: en Riela y Aguilón podría faltar parte del Calloviense Superior (SEQUEIROS in litt.); en Belchite no está el Calloviense Superior ni parte del Calloviense Medio (zona de Coronatum) (SEQUEIROS, 1982b); en Moneva podría faltar todo el Calloviense Superior y Medio (SEQUEIROS, 1982a), y en Ariño sólo está presente el Calloviense Inferior.

BULARD (1971) y BULARD, GÓMEZ, THIERRY, TINTANT y VIALLARD (1974) interpretan estas discontinuidades estratigráficas en función de una gran



Datos de SEQUEIROS Y MELÉNDEZ (1979), SEQUEIROS (1982a y b), SEQUEIROS (inédit.), BULARD (1972)

Figura 3.—Distribución de facies y espesores en función de las zonas bioestratigráficas.

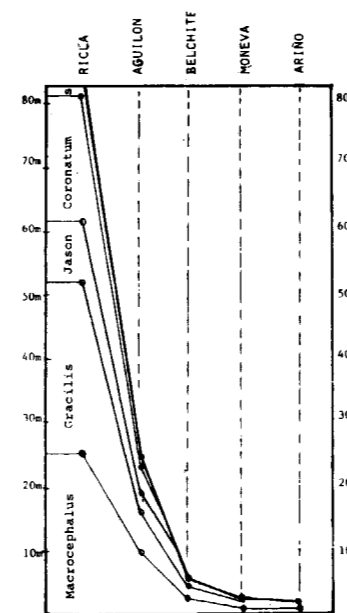


Figura 4.—Espesores relativos del Calloviense en los perfiles estudiados.

inestabilidad de la región durante esta época, así como a procesos de erosión submarina durante o después de los depósitos. No pueden descartarse, sin embargo, fenómenos semejantes a los descritos para el Oxfordiense Inferior (MELÉNDEZ y SEQUEIROS, BROCHWICZ-LEWINSKI, 1982).

3) **Asociaciones de fauna y facies**

La información cuantitativa de la tabla I (figura 2) y los datos de espesor de sedimentos de la figura 3 pueden relacionarse con la facies (figuras 5, 6 y 7).

Durante el Calloviense Inferior (zona de Macrocephalus) (fig. 5) se diferencian tres tipos de facies en la región estudiada: calizas micríticas negras potentes (BULARD, 1971), calizas y calizas mar-

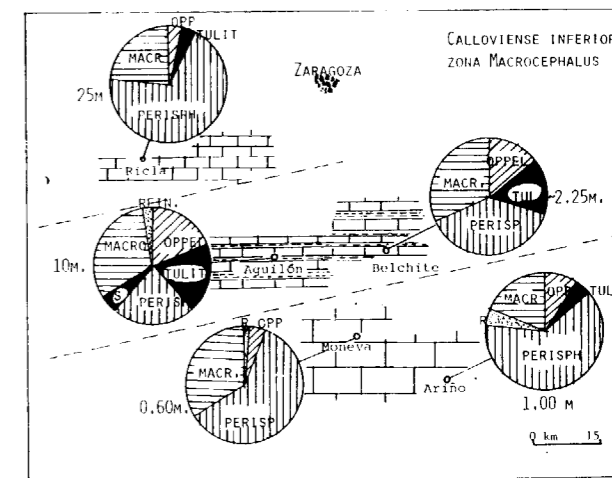


Figura 5.—Espectros de fauna para la zona de Macrocephalus (Calloviense Inferior).

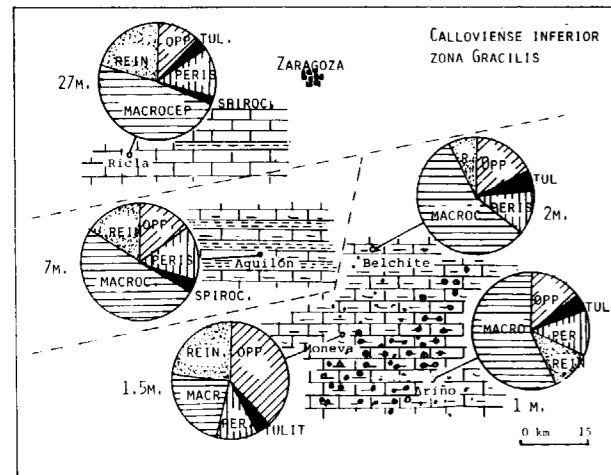


Figura 6.—Espectros de fauna para la zona de Gracilis (Calloviense Inferior).

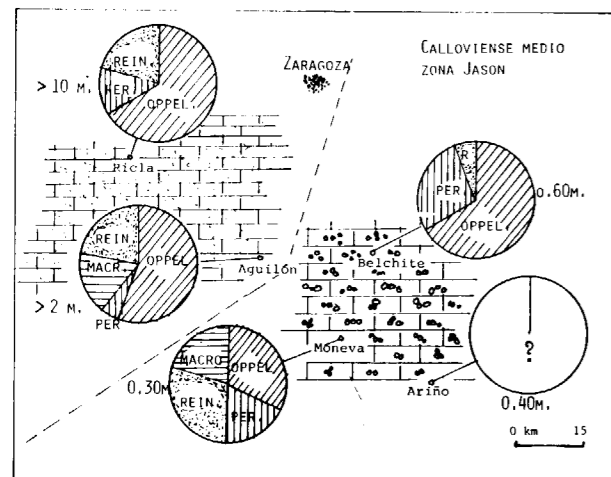


Figura 7.—Espectros de fauna para la zona de Jason (Calloviense Medio).

gosas con margas intercaladas de color blanco-amarillento (BULARD, 1971; SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979, y SEQUEIROS, 1982b) en Aguilón y Belchite, y calizas micríticas y esparíticas gris-beige (nivel 6 de MARÍN y TOULOUSE, 1972, y THIERRY, 1978) o pardo-amarillentas (SEQUEIROS, 1982a) en Ariño y Moneva, con fauna removida y abundante. La potencia disminuye rápidamente desde el NO-SE.

Durante el Calloviense Inferior (zona de Graci-

lis) (fig. 6) la facies de Ricla es semejante a la descrita, pero con algunos niveles de margas grises (BULARD, 1971). La facies margoso-caliza está presente sólo en Aguilón (MELÉNDEZ y SEQUEIROS, 1979), y el área de Belchite, Moneva y Ariño presenta facies de oolitos ferruginosos en margas rojas o amarillas (BULARD, 1971; BULARD, GÓMEZ, THIERRY, TINTANT y VIALARD, 1974; SEQUEIROS, 1982a, 1982b, y MARÍN y TOULOUSE, 1972). El espesor no supera los dos metros y la fauna es abundante y removida.

Por último, durante el Calloviense Medio (zona de Jason) (fig. 7) las condiciones sedimentarias son diferentes a las anteriores. En Aguilón y Ricla las facies son muy semejantes: calizas micríticas y margas que pasan a niveles de biomicrita con abundante contenido detrítico (SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979). Belchite y Moneva presentan facies de oolitos ferruginosos y encostramientos limoníticos (SEQUEIROS 1982a, 1982b) y falta registro fósil fiable en Ariño.

Si bien existen coincidencias significativas en las cinco localidades estudiadas, también se observan algunas anomalías en la distribución cuantitativa. Tales anomalías observadas podrían explicarse de modos muy diversos: fosilización selectiva, muestreos poco aleatorios, muestras a veces pequeñas y por ello sujetas a sesgos estadísticos... Son variables que han de tenerse en cuenta a la hora de valorar las anomalías observadas.

Se ha pretendido valorar la influencia del medio ambiente en la distribución geográfica de los taxones de ammonoideos basado en las distintas facies del Calloviense. Estas precisiones han sido ensayadas recientemente por ZIEGLER (1980), que intenta demostrar que muchas especies de ammonoideos están restringidas a regiones determinadas debido a factores ecológicos como la temperatura, profundidad del mar y tipo de alimento.

Un análisis de los datos recogidos en los cinco perfiles estudiados no lleva aún a conclusiones fiables sobre la relación entre los ammonoideos y la facies. Las variaciones porcentuales no son suficientemente significativas. Sí se han observado diferencias pequeñas en algunos grupos y que podrían estar relacionadas con las condiciones medioambientales. Sin embargo, dado el número pequeño de observaciones no pueden considerarse como conclusiones, sino como generalizaciones que posteriormente deben ser contrastadas.

Estas diferencias son las siguientes:

a) En el Calloviense Inferior (zona de Gracilis) los Tullitidae parecen ser más abundantes en las facies margoso-calizas (Aguilón y Belchite), mientras que los Perisphinctidae son más frecuentes en facies calizas (Ricla, Moneva y Ariño).

b) Los Opeleidae tienen una mayor presencia en los niveles margosos y/o de oolitos ferruginosos y son más escasos en los niveles más carbonatados.

CONCLUSION

De los datos anteriormente expuestos e interpretados se deduce una conclusión bioestratigráfica importante: La bioestratigrafía general del Calloviense al sur de Zaragoza parece tener validez independientemente de la facies; incluso la bioestratigrafía sobre base cuantitativa (SEQUEIROS, 1980) se mantiene en los cinco perfiles con muy ligeras variaciones debidas más al azar de muestreo que a la influencia de los factores medioambientales.

La comparación en base a contenido faunístico entre series muy reducidas (Ariño, Moneva...) y menos reducidas (Ricla, Aguilón...) puede seguirse a grandes rasgos sin dificultad. Por ello los resultados que puedan obtenerse a partir de las series de mayor espesor, en orden a establecer una bioestratigrafía más precisa basada en subzonas y horizontes (CARIOU, 1980), pueden considerarse válidos para la región estudiada.

BIBLIOGRAFIA

- BULARD, P. F.: *Sur les facies et l'extension du Jurassique supérieur au Sud de Saragosse (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 263, pp. 220-223 (1966).
- BULARD, P. F.: *Nouvelles données sur les facies de l'Oxfordien dans les nord des Chaînes Ibériques (Espagne)*. C. R. Soc. Géol. France, Paris (7), p. 226 (1968).
- BULARD, P. F.: *La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure nord-est des Chaînes Ibériques*. Cuad. Geol. Ibér., Madrid, vol. 2, pp. 425-438 (1971).
- BULARD, P. F.: *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne)*. Tesis Doct. Univ. Niza, p. 702 (1972).
- BULARD, P. F.; GÓMEZ, J. J.; THIERRY, J.; TINTANT, H., y VIALARD, P.: *La discontinuité entre le Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques*. C. A. Acad. Sc. Paris, t. 278, ser. D, pp. 2107-2110 (1974).
- CARIOU, E.; ELMI, S.; MANGOLD, CH.; THIERRY, J., y TINTANT, H.: *Zones de l'étage Callovien en France*. Bull. Soc. Géol. France, Paris (7), t. XIII, pp. 38-45 (1971).
- CARIOU, E.: *Unités biochronologiques nouvelles dans le Callovien du Sud-Ouest de l'Europe (prov. subtethisienne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 279, ser. D, pp. 381-384 (1974).
- CARIOU, E.: *L'étage Callovien dans le Centre-Ouest de la France*. Thes. Univ. Poitiers, part. I, p. 37, fig. 32 (1980).
- GÓMEZ, J. J.: *Características generales del Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica (Valencia, Castellón, Cuenca)*. Tesis Doct. Dpto. Estratigrafía, Univ. Complutense, 686 pp. (1978).
- MARIN, PH., y TOULOUSE, D.: *Le Jurassique moyen et supérieur du Nord de la province de Teruel (Espagne): un exemple du passage Dogger-Malm dans la région d'Ariño-Oliete*. Estud. Geológ., Madrid, vol. XXVIII, páginas 111-118 (1972).
- MELÉNDEZ, G.: *Estratigrafía del Calloviense y Oxfordiense de Ventas de San Pedro (región de Ariño-Oliete)*. Grupo Español del Mesozoico, Jurás. Cord. Ibér., exc. III (1978).
- MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L., y BROCHWICZ-LEWINSKI, W.: *Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain; part. I. Biostratigraphy and Nature of Gaps*. Bull. Acad. Pol. Sci., Varsovia, vol. XXX, núms. 3-4, pp. 157-172 (1982).
- SEQUEIROS, L.: *Modelos cuantitativos en Bioestratigrafía: aplicación al Dogger de Belchite (Zaragoza)*. Estud. Geol., Madrid, vol. 36, núms. 3-4, pp. 275-279 (1980).
- SEQUEIROS, L.: *El Calloviense de Moneva (Zaragoza): precisiones bioestratigráficas*. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), vol. 80, núm. 1-4, pp. 153-162 (1982 a).
- SEQUEIROS, L.: *Precisiones bioestratigráficas del Calloviense de Belchite (Cordillera Ibérica, Zaragoza)*. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), vol. 80, núms. 1-4, pp. 163-170 (1982 b).
- THIERRY, J.: *Le genre Macrocephalites au Callovien inférieur*. Mem. Geol. Univ. Dijon, núm. 4, 490 pp. (1978).
- ZIEGLER, B.: *Ammonoid Biostratigraphy and Provincialism: Jurassic-Old World*. In: HOUSE & SENIOR, edit.: *The ammonoidea*, pp. 433-457. Acad. Press, London (1980).

Recibido: Abril 1983.

Análisis del boudinage en la Playa del Silencio (Asturias, NO de España)

Por M.^a Asunción RIAZA (*)

RESUMEN

Este trabajo consiste en un estudio de estructuras menores en boudins desarrollados en cuarcitas en una localidad de la costa asturiana. Comienza con un análisis morfológico en el que se distinguen dos tipos fundamentales: boudins romboidales y estructuras en pinch-and-swell y similares. Es de destacar la circunstancia de que unos y otros se asocian a fracturas de cizalla que se desarrollan en una sola dirección y que condicionan la forma asimétrica de las estructuras. Sigue un análisis microestructural al objeto de constatar los efectos que puede producir la heterogeneidad en la distribución de esfuerzos en el interior de boudins. Este estudio da como resultado la comprobación de que existe una deformación más intensa en las áreas de cuello en las estructuras en pinch-and-swell, y en las zonas cercanas a los ángulos agudos de los boudins romboidales, que en las partes centrales de ambos. Las estructuras en pinch-and-swell acusan una deformación más intensa que los boudins romboidales, obedeciendo a un comportamiento más dúctil frente a la deformación. Finalmente, y con la misma finalidad de tratar de mostrar áreas con características de deformación diferentes, se hace un estudio de la orientación cristalográfica preferente de los granos de cuarzo.

ABSTRACT

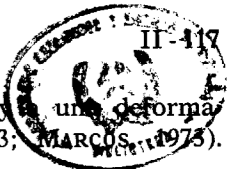
A study on boudin minor structures developed in quartzites has been performed in an Asturian coast locality. It begins with a morphological analysis in which two main types have been distinguished: rhombohedral boudins, and pinch-and-swell structures and others similar. It is to be noted that both of them are associated with shear fractures which develop a single direction, and thus conditioning the asymmetric shape of the structures. A microstructural analysis follows, in order to test the effects that a heterogeneous distribution of stresses inside boudins could eventually produce. This provides evidence of a more intense strain in swell areas of pinch-and-swell structures, and acute angle areas of rhombohedral boudins, against central areas in both of them. Pinch-and-swell structures are more highly strained than rhombohedral boudins, obeying a more ductile answer to deformation. Finally, and trying also to show areas with different strain features, a study on crystallographic preferred orientation of quartz grains has been undertaken.

Los trabajos realizados sobre boudins con métodos fotoelásticos (STRÖMGARD, 1973) y de elemento finito (STEPHANSON y BERNER, 1971; STRÖMGARD, 1973, y SELKMAN, 1978) revelan una distribución heterogénea de esfuerzos en el interior de boudins. Así, estos autores han mostrado que en boudins rectangulares originados mediante una compresión perpendicular a la capa competente, el esfuerzo compresivo principal es máximo en los extremos del boudin y mínimo en la matriz situada entre dos boudins. Por otra parte, el esfuerzo de cizalla alcanza valores má-

ximos en los ángulos del boudin, disminuyendo rápidamente hacia zonas centrales, y alcanzando valores mínimos en áreas no muy alejadas de los extremos.

Es de suponer que esta distribución heterogénea de esfuerzos se vea reflejada en la microestructura de las rocas que constituyen boudins originados por un proceso de deformación en condiciones naturales. Además, cabe esperar también que boudins de distinta morfología den lugar a manifestaciones microestructurales diferentes, por lo cual se han considerado distintos tipos de boudins con el fin de realizar un estudio comparativo. Para comprobar estas predicciones teóricas, en el presente trabajo se han analizado va-

(*) División de Geología del Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.



riaciones de la microfábrica en el interior de boudins.

alta de la zona de la clorita) y una deformación polifásica (ARBOLEYA, 1973; MARCOS, 1973).

CONTEXTO REGIONAL

Todas las muestras se han obtenido en la costa al oeste del Cabo Vidio (NO de Asturias), en la playa del Silencio y sus contiguas al oeste (fig. 1). Desde el punto de vista geológico, esta localidad se sitúa en la parte oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1974) y los materiales que en ella afloran corresponden a la Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior), consistiendo en una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras. Estas rocas han sido afectadas por la Orogénesis Herciniana, que ha dado lugar en el área considerada a un metamorfismo de grado muy bajo (parte

La serie presenta una disposición homoclinal con buzamientos próximos a la vertical. Las peculiares características de la litología, con una alternancia de materiales competentes e incompetentes, hacen que en esta localidad se hayan desarrollado boudins de una manera excepcional.

La dirección de los cuellos de los boudins muestra una disposición variable respecto a la lineación de estiramiento mineral, que se manifiesta con una dirección también constante (fig. 1). Los cuellos de los boudins se doblan en casos, pasando de ocupar posiciones perpendiculares a la lineación de estiramiento, a formar un ángulo bajo con ella. La lineación de estiramiento está asociada a un slate cleavage paralelo o subparalelo a la estratificación.

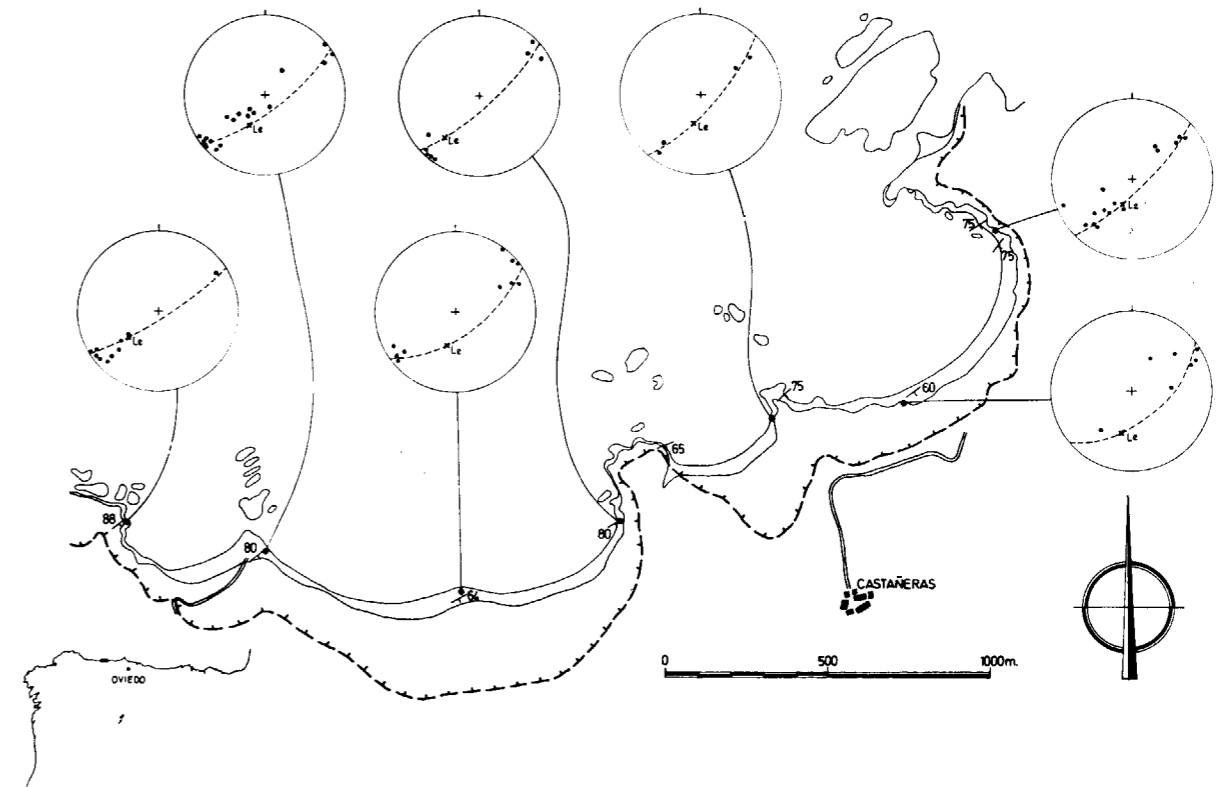


Figura 1.—Esquema de situación geográfica. Posición relativa de cuellos de boudins, estratificación y lineación de estiramiento mineral, en distintos puntos del área estudiada.

GEOMETRIA DE LOS BOUDINS

En el campo se aprecian claramente dos tipos de boudins (fig. 2):

1. Boudins romboidales: Consisten en cuerpos con una sección en paralelogramo, delimitados por fracturas de cizalla oblicuas a la estratificación, a lo largo de las cuales se desplazan los segmentos en los que se ha fraccionado la capa competente.
2. Estructuras en pinch-and-swell y boudins lenticulares: La capa competente se adelgaza en algunos puntos, y si llega a romperse, da lugar a boudins lenticulares.

Todos los boudins están relacionados con fracturas de cizalla (fallas inversas) oblicuas a la estratificación, que se desarrollan en una sola dirección. Las fracturas se manifiestan con claridad en los boudins romboidales, y pueden estar más o menos enmascaradas en las estructuras en pinch-and-swell, en los que siempre se asocian al punto de adelgazamiento de la capa competente.

Estas observaciones de campo sugieren el modelo evolutivo ilustrado en la figura 3, que pone de manifiesto, además, cómo en algunas ocasiones pueden llegar a desarrollarse boudins lenticulares a partir de romboidales. No obstante, conviene destacar que en muchos casos los boudins lenticulares proceden del estiramiento y rotura de las estructuras en pinch-and-swell.

EKSTROM (1975), ha representado gráficamente el espesor de los «swells» frente al de los «pinch», habiendo definido unas líneas que son indicativas del grado de deformación de las rocas. En la figura 4A se encuentran representadas dichas líneas, así como los datos correspondientes a las medidas realizadas en el presente trabajo. Dichos datos se ajustan a la recta con una pendiente comprendida entre 0.5 y 0.8, lo que indica, según el mencionado autor, una deformación relativamente poco intensa. Por otro lado, en la figura 4B se representa un histograma para las relaciones longitud/anchura de las estructuras pinch-and-swell, que proporciona un intervalo modal comprendido entre valores de 2 a 3, valores que se

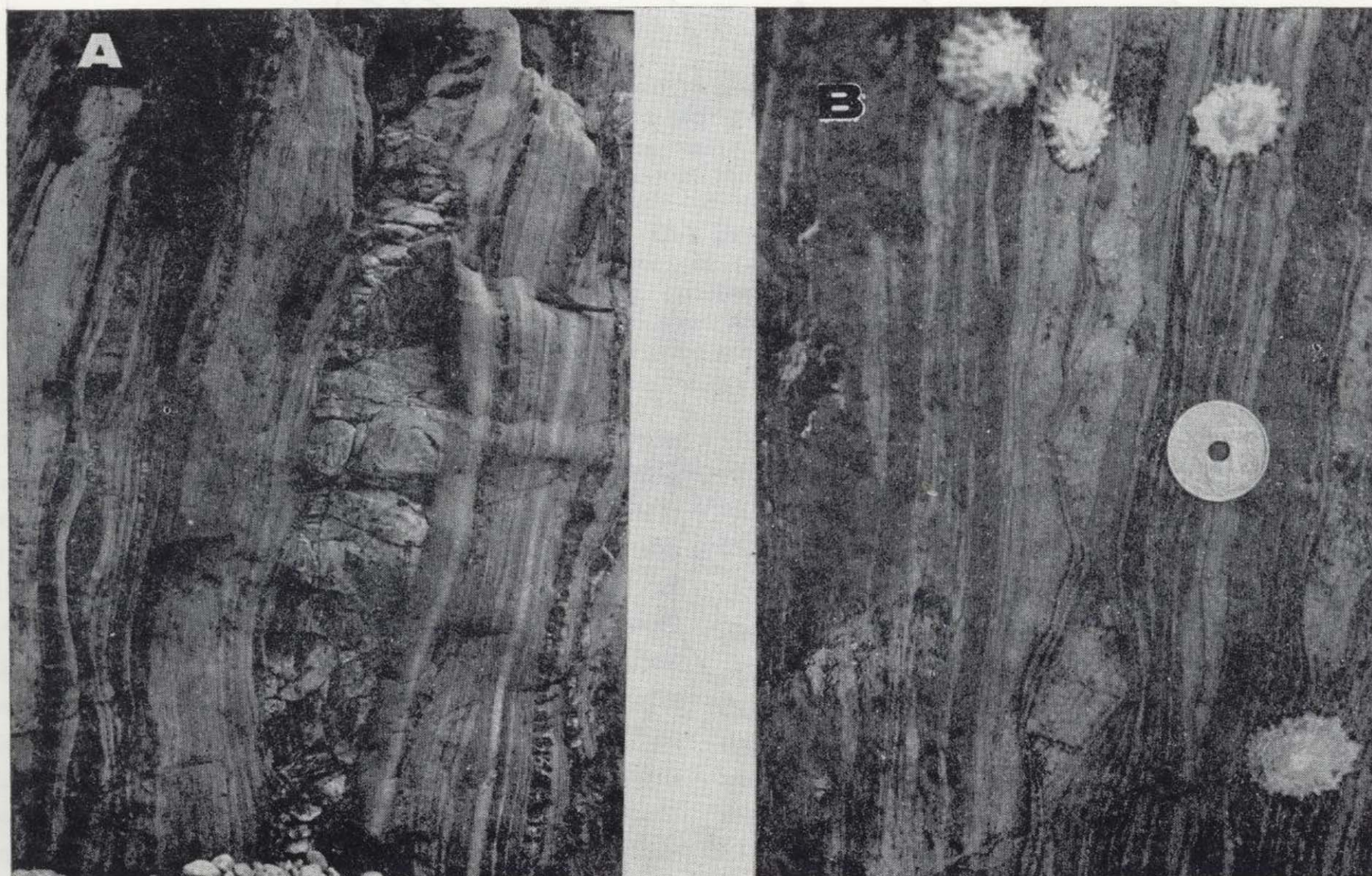


Figura 2.—A: Boudin de tipo pinch-and-swell. B: Boudin romboidal.

GEOMETRIA DE LOS BOUDINS

En el campo se aprecian claramente dos tipos de boudins (fig. 2):

1. Boudins romboidales: Consisten en cuerpos con una sección en paralelogramo, delimitados por fracturas de cizalla oblicuas a la estratificación, a lo largo de las cuales se desplazan los segmentos en los que se ha fraccionado la capa competente.
2. Estructuras en pinch-and-swell y boudins lenticulares: La capa competente se adelgaza en algunos puntos, y si llega a romperse, da lugar a boudins lenticulares.

Todos los boudins están relacionados con fracturas de cizalla (fallas inversas) oblicuas a la estratificación, que se desarrollan en una sola dirección. Las fracturas se manifiestan con claridad en los boudins romboidales, y pueden estar más o menos enmascaradas en las estructuras en pinch-and-swell, en los que siempre se asocian al punto de adelgazamiento de la capa competente.

Estas observaciones de campo sugieren el modelo evolutivo ilustrado en la figura 3, que pone de manifiesto, además, cómo en algunas ocasiones pueden llegar a desarrollarse boudins lenticulares a partir de romboidales. No obstante, conviene destacar que en muchos casos los boudins lenticulares proceden del estiramiento y rotura de las estructuras en pinch-and-swell.

EKSTROM (1975), ha representado gráficamente el espesor de los «swells» frente al de los «pinch», habiendo definido unas líneas que son indicativas del grado de deformación de las rocas. En la figura 4A se encuentran representadas dichas líneas, así como los datos correspondientes a las medidas realizadas en el presente trabajo. Dichos datos se ajustan a la recta con una pendiente comprendida entre 0.5 y 0.8, lo que indica, según el mencionado autor, una deformación relativamente poco intensa. Por otro lado, en la figura 4B se representa un histograma para las relaciones longitud/anchura de las estructuras pinch-and-swell, que proporciona un intervalo modal comprendido entre valores de 2 a 3, valores que se

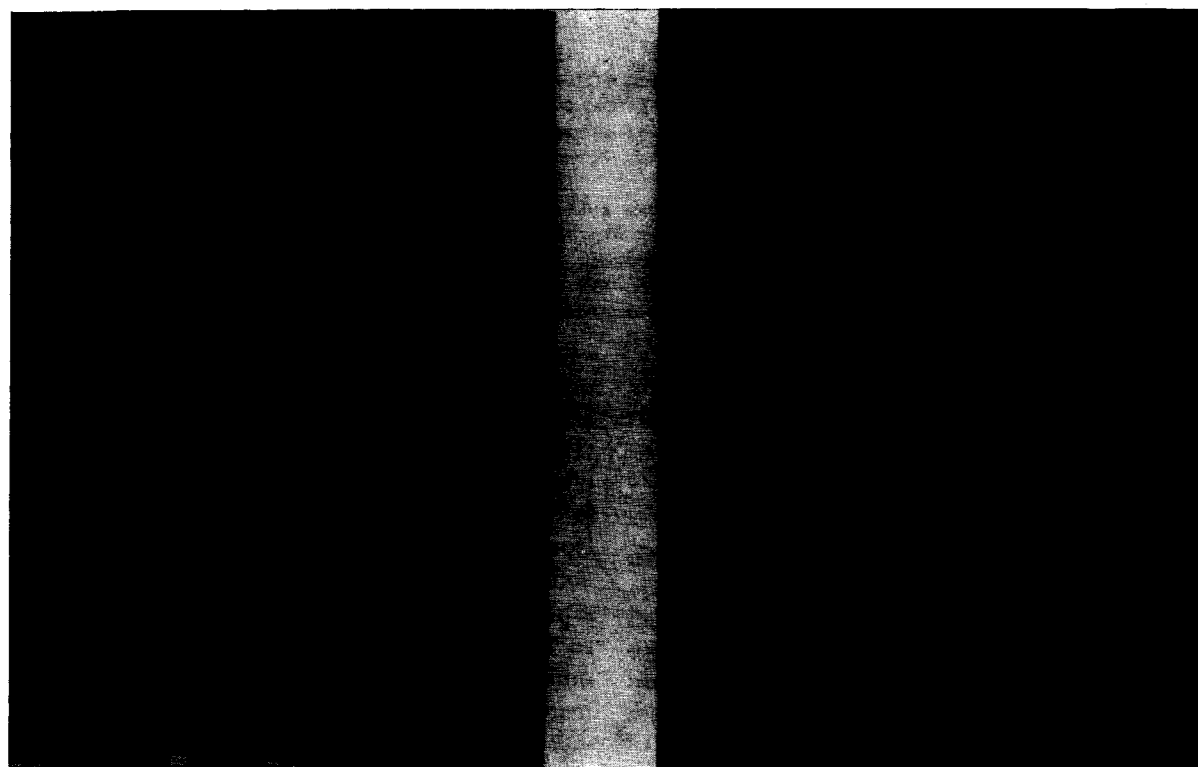


Figura 2.—A: Boudin de tipo pinch-and-swell. B: Boudin romboidal.

ANALISIS MICROESTRUCTURAL

Para el estudio microestructural se han tomado muestras orientadas de boudins de distinta morfología (tipo pinch-and-swell y romboidales), los cuales tienen una longitud en sección de orden decimétrico. Las secciones practicadas son perpendiculares a la dirección de los cuellos de los boudins. En total se han recogido tres ejemplares de boudins romboidales y cuatro de estructuras en pinch-and-swell y lenticulares, sobre los que se han realizado un número global de veinte láminas delgadas.

Microestructuras en cuarcitas en los boudins romboidales

Los materiales que constituyen las capas competentes, en las que se forman boudins romboidales, son cuarcitas de grano fino con porcentajes variables de feldespatos, y accesorios (fundamentalmente moscovita y clorita). El tamaño de grano medio es 0.11 mm.

En todas las muestras analizadas se observa la existencia de dos tipos de granos de cuarzo. Por un lado, unos granos mayores que proceden de la deformación directa de granos detríticos y que han sido denominados, siguiendo la terminología de WILSON (1973), granos viejos, y por otro lado, unos granos de menor tamaño, que proceden de la recristalización de los anteriores, y que denominaremos granos nuevos.

Los granos de cuarzo de mayor tamaño presentan una orientación dimensional preferente, y en ellos es frecuente la extinción ondulante, bandas de deformación —que tienden a situarse paralelas o perpendiculares a la dirección de elongación de los granos—, y bordes de grano suturados (figura 5); se aprecian en algunos casos antiguos bordes de grano detrítico, señalados por líneas de inclusiones que delimitan la zona de crecimiento secundario en continuidad óptica con el grano primitivo. Los granos nuevos son equidimensionales, carecen de signos de deformación, y se disponen en su mayor parte en zonas comprendidas entre los lados cortos de los granos viejos.

Estas características microestructurales pueden asimilarse a las cuarcitas de tipo 3 descritas por GAPAIS (1979), que él denomina «Cuarcitas con porfiroclastos dominantes», refiriéndose al predominio de granos viejos de cuarzo sobre los nuevos.

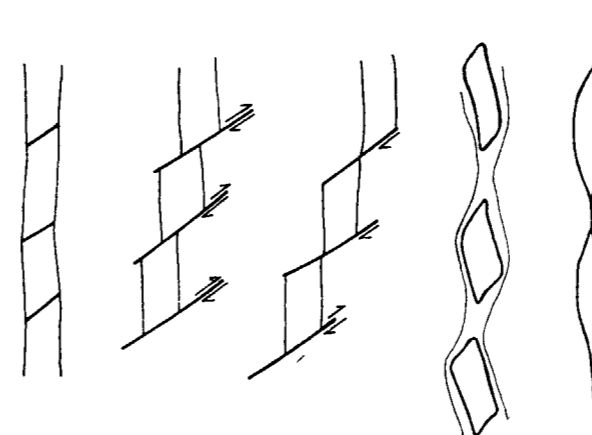


Figura 3.—Evolución de boudins romboidales.

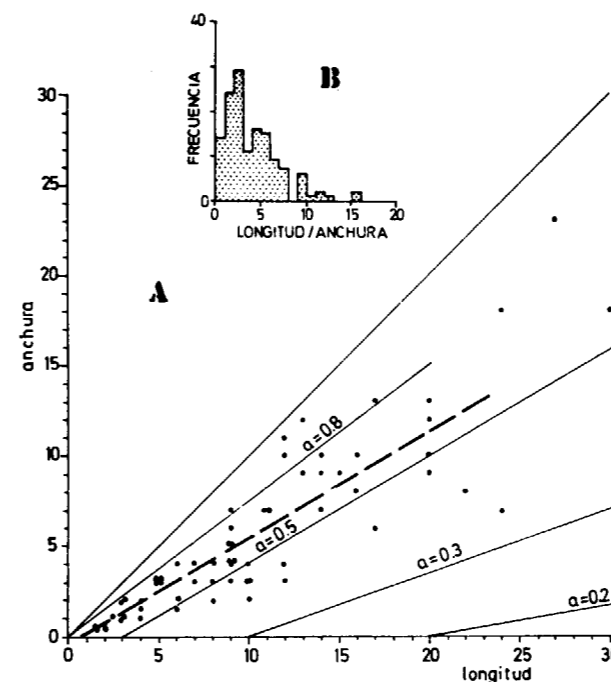


Figura 4.—A: Relación entre longitud y anchura en boudins de tipo pinch-and-swell. B: Histograma de frecuencias de relaciones entre longitud y anchura en boudins de tipo pinch-and-swell.

sitúan dentro del intervalo observado por EKSTRÖM (1975) para este mismo tipo de estructuras, y del obtenido teóricamente por STRÖMGARD (1973), y experimentalmente por GAY Y JAEGER (1975) para otros tipos de boudins.

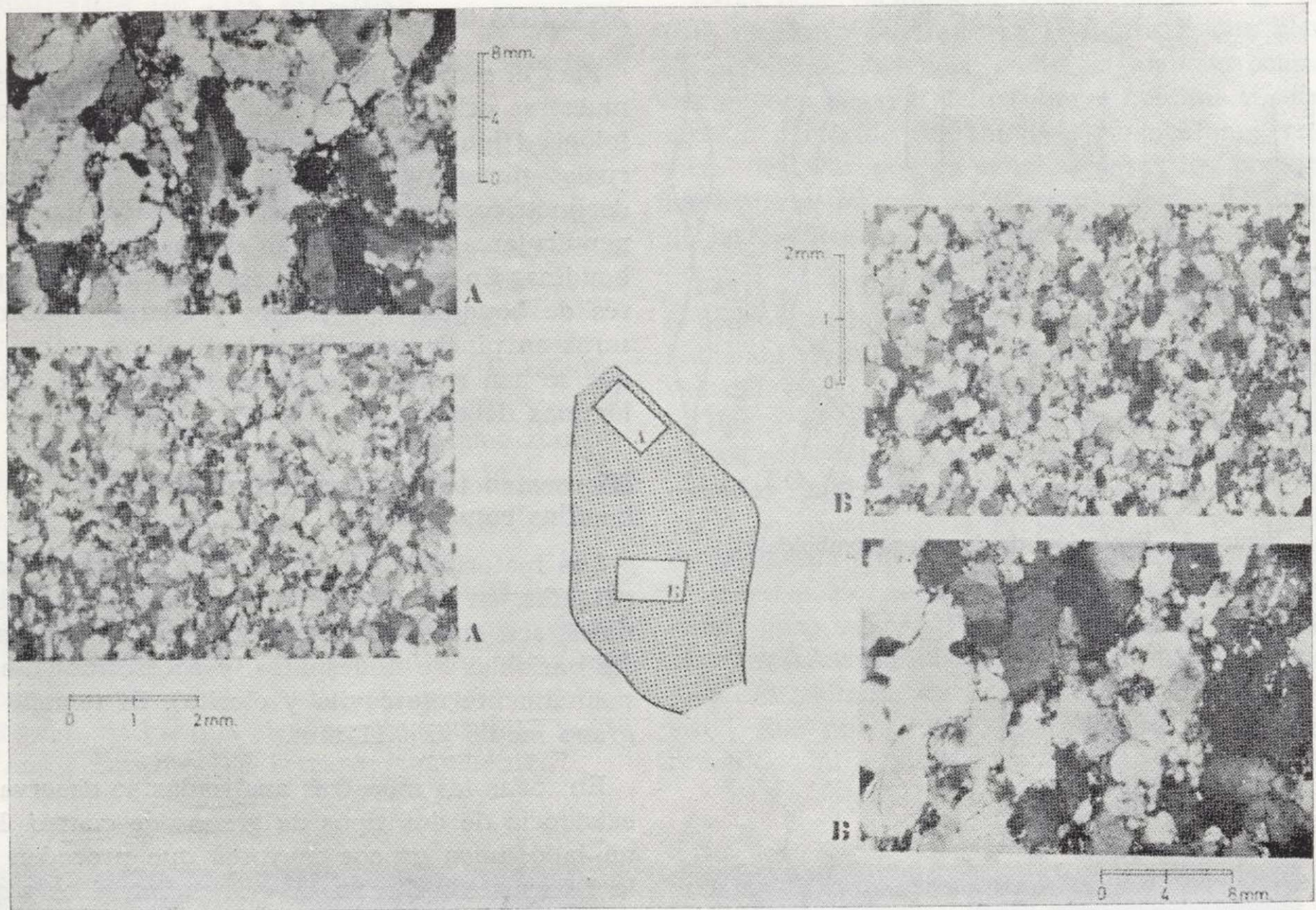


Figura 5.—Microestructuras en boudin romboidal. A: Angulo agudo. B: Parte central.

Puede verse que en las zonas próximas a los ángulos agudos de los boudins romboidales, se da un acentuamiento sutil respecto a las zonas centrales, de características tales como elongación, suturación de bordes entre granos viejos de cuarzo, y porcentaje de filosilicatos, aunque no son verificables en todos los casos (fig. 5). El conteo de puntos de granos viejos de cuarzo, granos nuevos y otros componentes, sólo revela un aumento en el porcentaje de micas y cloritas en las zonas cercanas a los ángulos agudos respecto a las centrales (fig. 6).

Microestructuras en cuarcitas en las estructuras de tipo pinch-and-swell

Al igual que en los boudins romboidales, se distinguen granos nuevos y viejos de cuarzo, con características de deformación parecidas. No obstante, en este caso las cuarcitas experimentan una reducción en el tamaño de grano medio, de 0.07

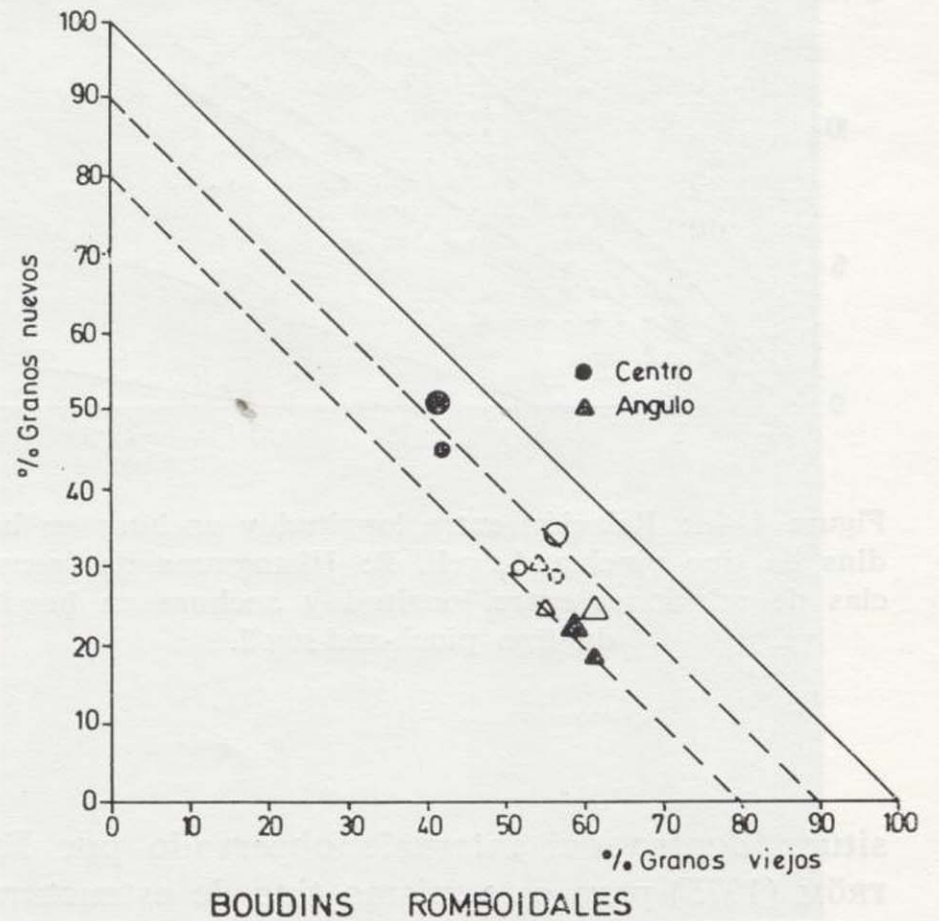


Figura 6.—Relación de porcentajes de granos viejos y nuevos de cuarzo en boudins romboidales.

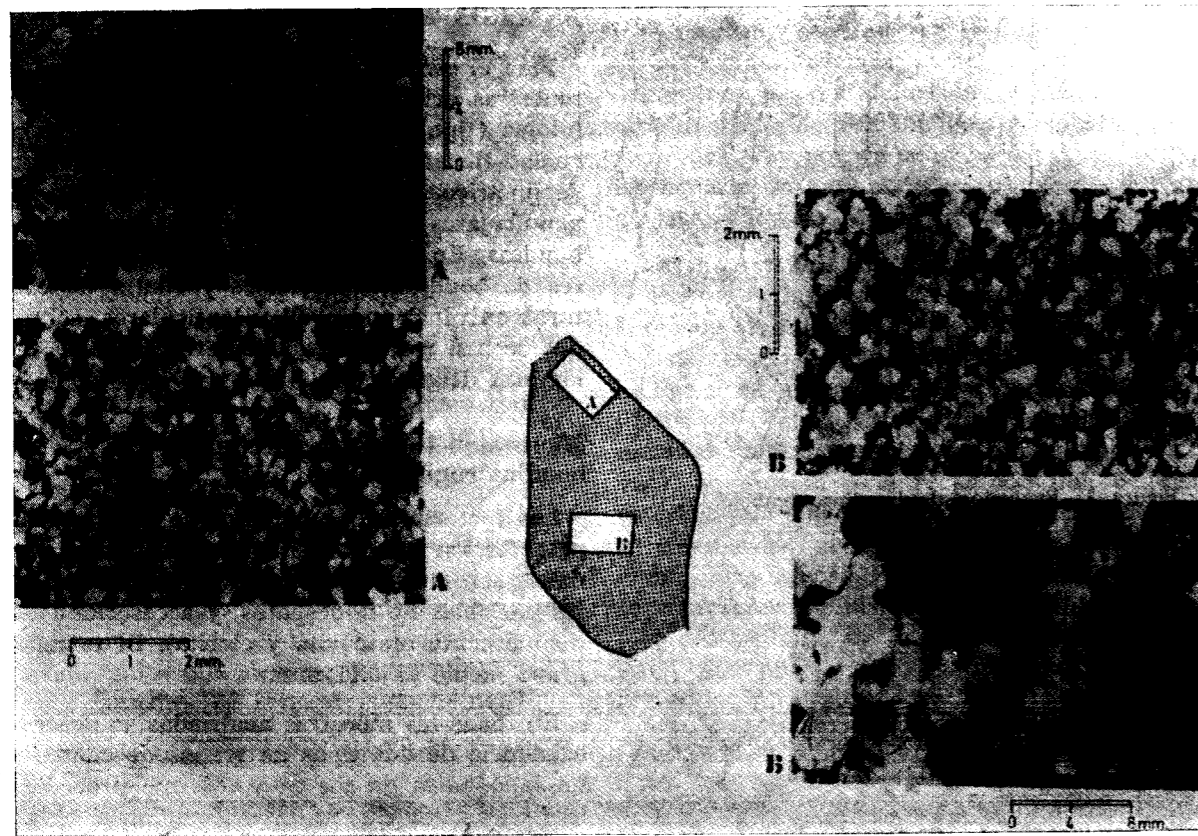


Figura 5.—Microestructuras en boudin romboidal. A: Angulo agudo. B: Parte central.

Puede verse que en las zonas próximas a los ángulos agudos de los boudins romboidales, se da un acentuamiento sutil respecto a las zonas centrales, de características tales como elongación, suturación de bordes entre granos viejos de cuarzo, y porcentaje de filosilicatos, aunque no son verificables en todos los casos (fig. 5). El conteo de puntos de granos viejos de cuarzo, granos nuevos y otros componentes, sólo revela un aumento en el porcentaje de micas y cloritas en las zonas cercanas a los ángulos agudos respecto a las centrales (fig. 6).

Microestructuras en cuarcitas en las estructuras de tipo pinch-and-swell

Al igual que en los boudins romboidales, se distinguen granos nuevos y viejos de cuarzo, con características de deformación parecidas. No obstante, en este caso las cuarcitas experimentan una reducción en el tamaño de grano medio, de 0.07

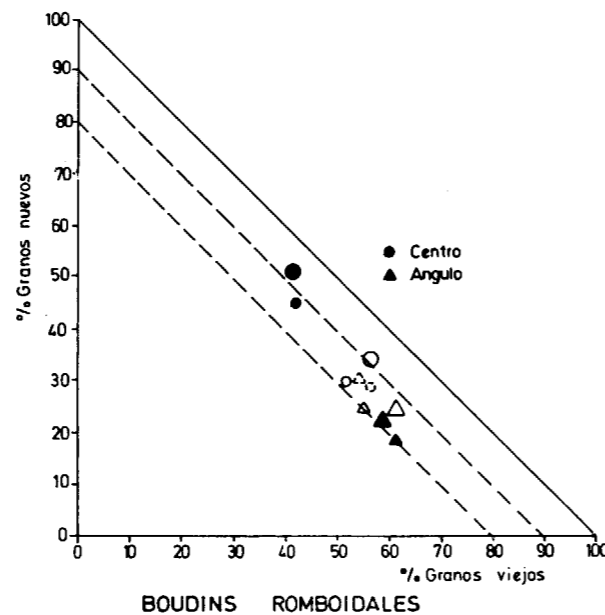


Figura 6.—Relación de porcentajes de granos viejos y nuevos de cuarzo en boudins romboidales.

milímetros. Esta reducción obedece a la gran profusión de granos nuevos de cuarzo, de dimensiones mucho menores que los granos viejos.

Según la descripción de cuarcitas con distintos estadios de deformación de GAPAIS (1979), se encuadrarían en las cuarcitas denominadas «Cuarcitas con neoblastos dominantes». Si nos referimos a la clasificación de WILSON (1973), se incluirán en las «Cuarcitas con granos nuevos y viejos».

Las cuarcitas de estas estructuras muestran una deformación más avanzada que en los boudins romboidales, puesta de manifiesto por la ya mencionada recrystalización mayor, elongación más acusada de los granos viejos de cuarzo, extinción ondulante más intensa, y bandas de deformación más abundantes perpendiculares u oblicuas a la dirección de elongación media (fig. 7).

Existen diferencias microestructurales en distintas zonas de la estructura, aunque no siempre se manifiestan con claridad. Cerca de los cuellos suele intensificarse la elongación, y la frecuencia de estructuras tales como bandas de deformación, extinción ondulante, etc. (fig. 7).

Discusión en torno a las variaciones microestructurales en el interior de boudins, y en distintos tipos morfológicos de boudins

Como ya se ha anticipado, existen diferencias microestructurales entre los cuellos de las estructuras en pinch-and-swell o los ángulos agudos de los boudins romboidales, y las zonas centrales de ambos tipos de estructuras. Esto se pone de manifiesto mediante observación al microscopio óptico, por la existencia en las zonas de cuello o en los ángulos agudos de un mayor porcentaje de granos nuevos de cuarzo, una mayor elongación de los granos viejos, mayor intensidad de suturación entre granos viejos, mayor intensidad y frecuencia de extinción ondulante, y mayor porcentaje de filosilicatos. Las anteriores diferencias son, no obstante, pequeñas, y no siempre cuantificables, siendo más claras en las estructuras en pinch-and-swell. Para analizar estadísticamente estas diferencias, se ha realizado un conteo de granos viejos, granos nuevos y otros componentes, fundamentalmente filosilicatos, realizándose además una medida de la elongación de los granos viejos.

Por lo que respecta a los porcentajes de granos

nuevos y viejos, los resultados en el caso de estructuras en pinch-and-swell se muestran gráficamente en la figura 8. En ella se observa con claridad cómo existe un mayor porcentaje de granos nuevos en las zonas de cuello. Sin embargo, en el caso de los boudins romboidales, esta diferencia no se manifiesta claramente.

En cuanto al porcentaje de filosilicatos, se aprecia que tanto en los cuellos de las estructuras en pinch-and-swell, como en los ángulos agudos de los boudins romboidales, dicho porcentaje es mayor que en las áreas centrales de las mismas estructuras.

Las medidas de elongación no ofrecen resultados que diferencien cuantitativamente unas zonas de otras.

Comparando estructuras en pinch-and-swell con boudins romboidales, e independientemente de la región considerada dentro del boudin, se observa que los primeros presentan siempre un mayor porcentaje de granos nuevos que los segundos, como puede verse en la figura 9. Los boudins romboidales se agrupan en torno a porcentajes de granos viejos de cuarzo de 50 a 70 por 100, y las estructuras en pinch-and-swell, lo hacen en torno al 10 y 30 por 100. En consecuencia, las estructuras en pinch-and-swell presentan una recrystalización sensiblemente mayor que los boudins romboidales.

ORIENTACION PREFERENTE DE EJES c DE CUARZO

La variedad de microestructuras que presentan las cuarcitas estudiadas, y las características ópticas de los granos de cuarzo, que demuestran la deformación a la que han sido sometidos, hace conveniente una exploración de la orientación cristalográfica preferente de los granos de cuarzo. Para ello, se seleccionaron muestras en las que se manifestaran los distintos estadios de deformación que revelan las microestructuras, y se hicieron medidas de la orientación de los ejes c de cuarzo en doce láminas delgadas, que comprendían tanto cuarcitas que desarrollaban boudins de distinta morfología (romboidales y en pinch-and-swell), como cuarcitas en cuyas capas no existían tales estructuras. Sólo han sido objeto de medida los granos viejos, ya que los granos nue-

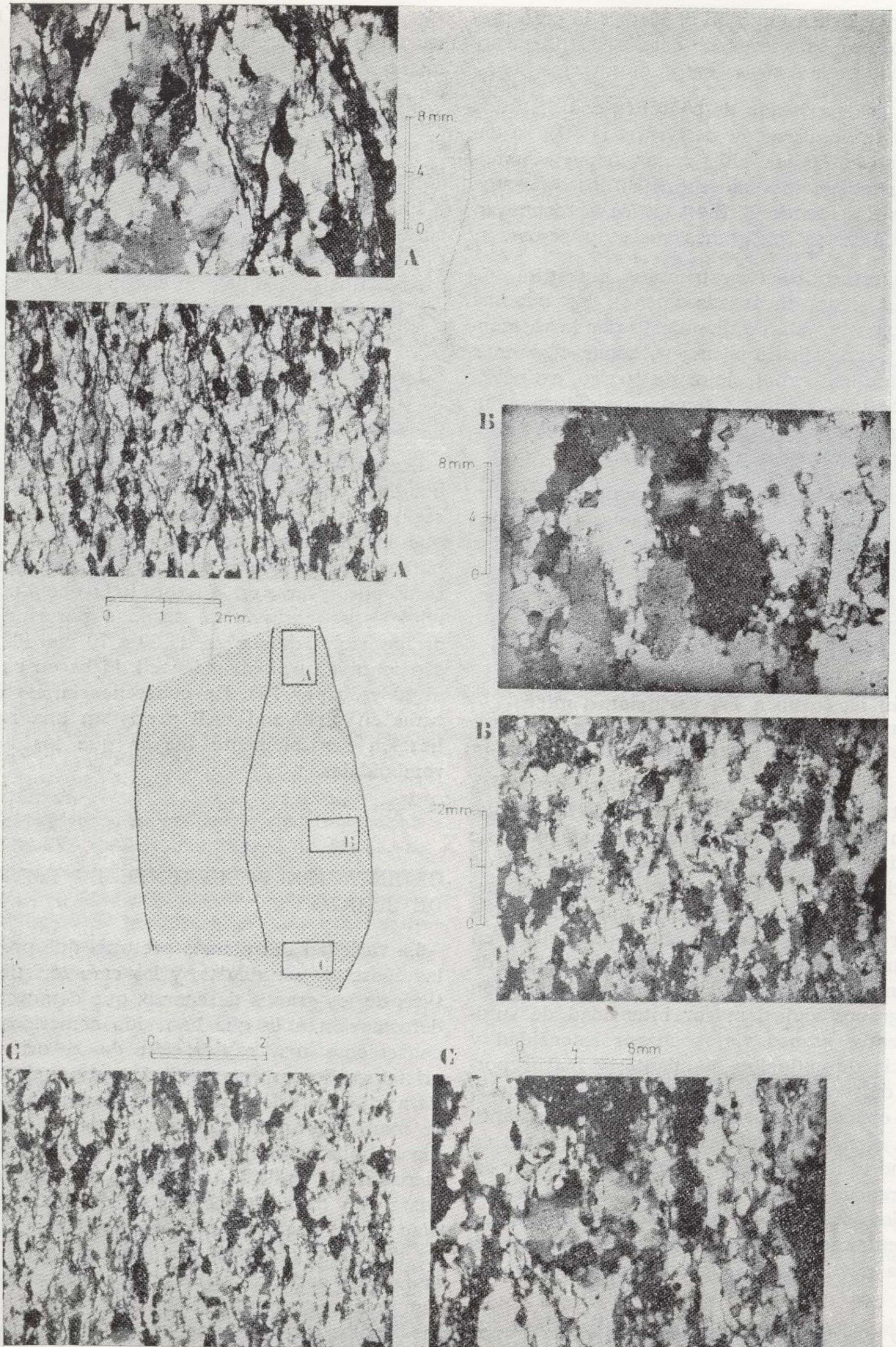


Figura 7.—Microestructuras en estructuras de tipo pinch-and-swell A, C: Cuello. B: Parte central.

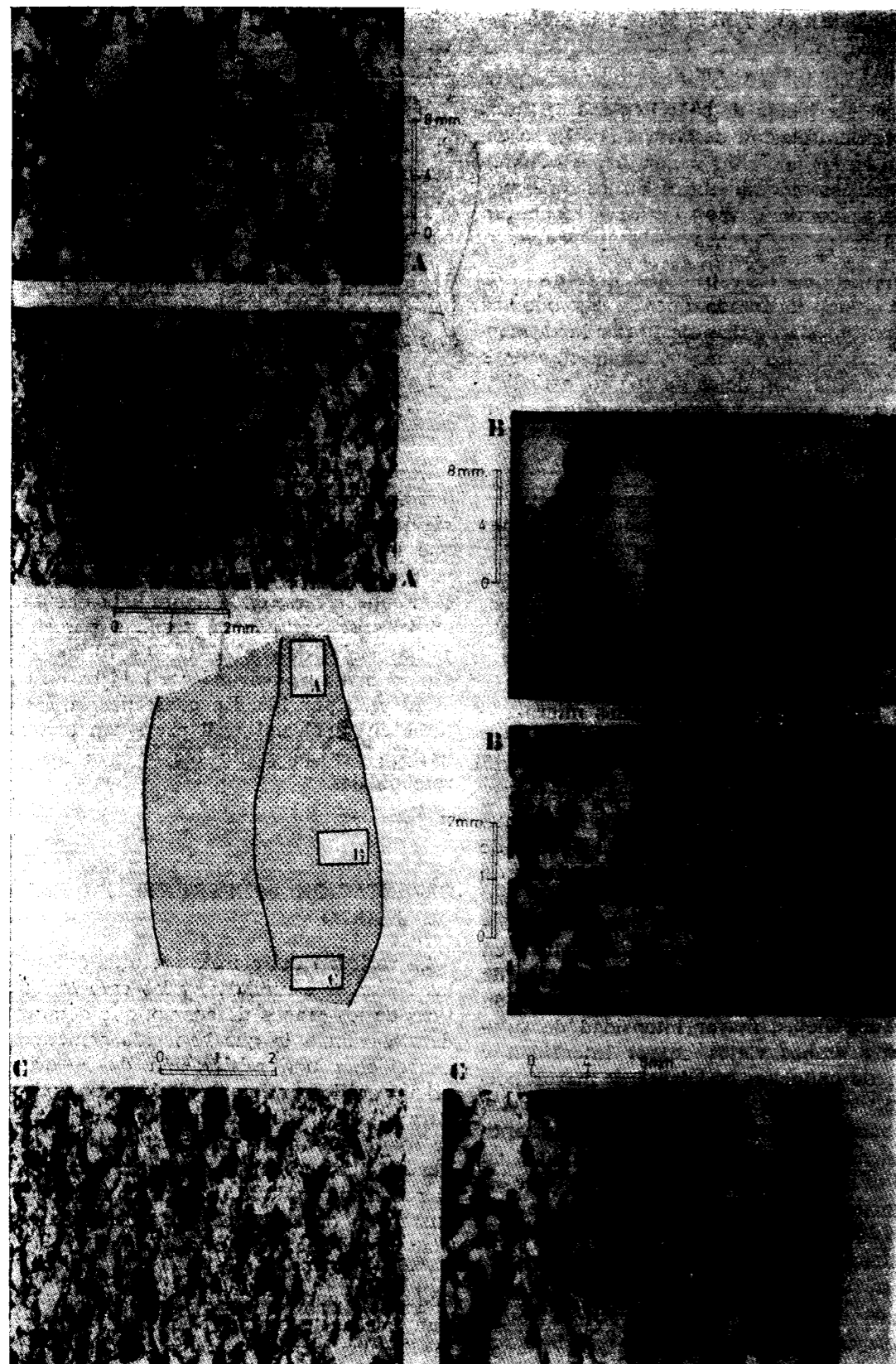


Figura 7.—Microestructuras en estructuras de tipo pinch-and-swell A, C: Cuello. B: Parte central.

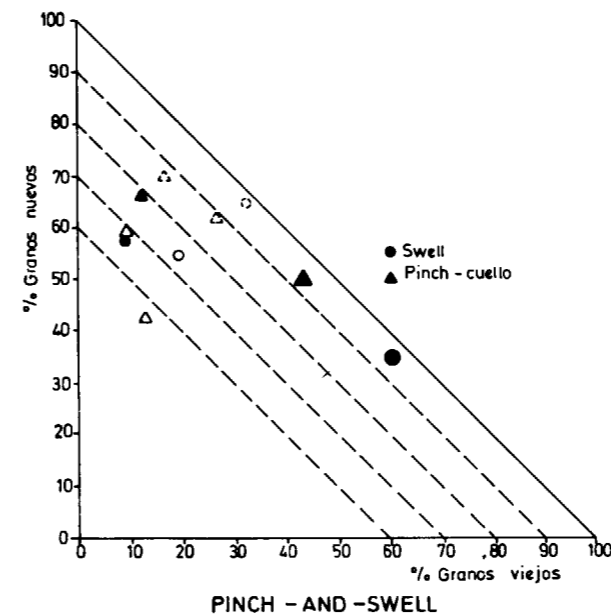


Figura 8.—Relación de porcentajes de granos nuevos y viejos de cuarzo en boudins de tipo pinch-and-swell. Los signos de tamaño y rotulado similar corresponden al mismo boudin.

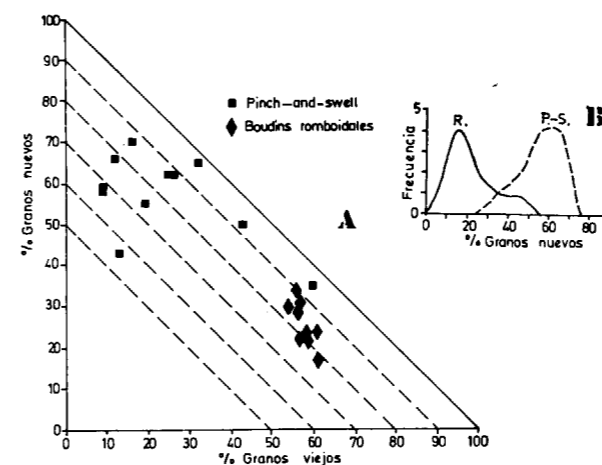


Figura 9.—A: Relación de porcentajes de granos nuevos y viejos de cuarzo en boudins romboidales y de tipo pinch-and-swell. B: Representación de frecuencias de porcentajes de granos nuevos de cuarzo.

tiene en cuenta, son el deslizamiento intracristalino y la rotación (TULLIS et al., 1973). Cada diagrama recoge 210 granos de cuarzo por término medio.

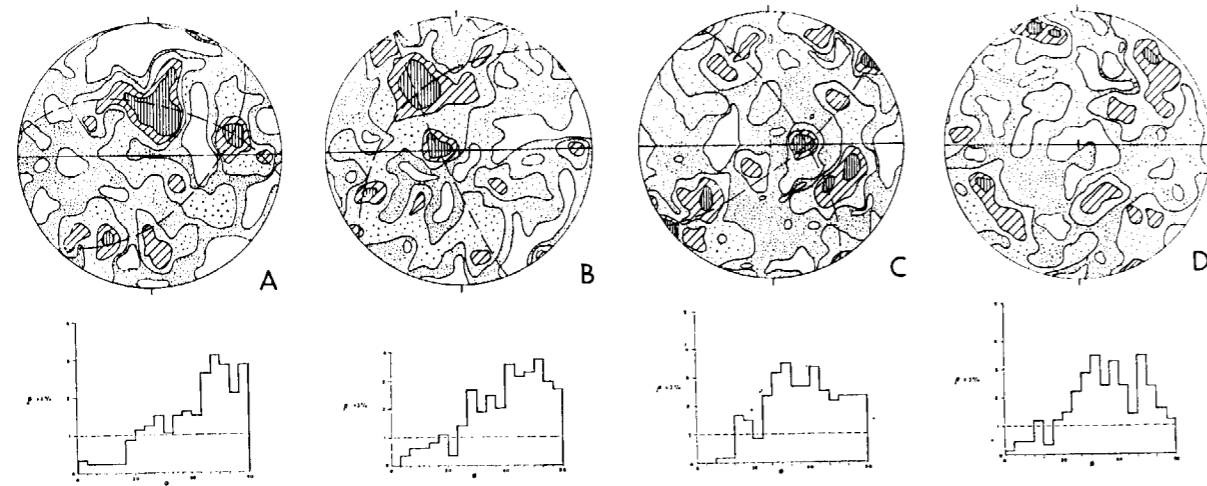
Los ejes *c* del cuarzo se han representado en proyección estereográfica equiárea sobre el hemisferio inferior según métodos convencionales (TURNER y WEISS, 1973). Siguiendo los usos en la mayor parte de las publicaciones sobre este tema, se han tomado como referencias estructurales la esquistosidad y la lineación de estiramiento, y se presentan secciones perpendiculares a la foliación, y que contienen a la lineación de estiramiento.

El modelo de orientación preferente regional en cuarcitas sin boudins y con una lineación de estiramiento bien definida consiste en dos fajas cruzadas (crossed-girdle) oblicuas respecto a la esquistosidad y la lineación de estiramiento, y simétricamente dispuestas respecto a ellas, formando un ángulo alto con ambas. Los máximos más señalados se sitúan a un ángulo cercano a 60° de la lineación de estiramiento, y subperpendiculares a la esquistosidad. La lineación de estiramiento aparece en zonas de concentración mínima de ejes *c* de cuarzo (fig. 10 H).

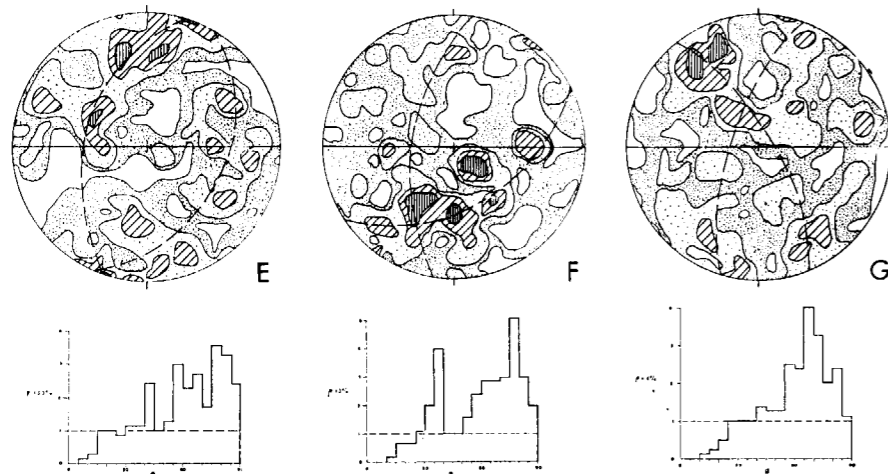
En las muestras tomadas en boudins se dan ciertas dificultades para precisar la posición de la lineación de estiramiento y la esquistosidad. Las láminas delgadas corresponden a partes distintas de los boudins que, a consecuencia del aplastamiento a que han sido sometidos, han experimentado un cambio en la posición de la esquistosidad y lineación de estiramiento regionales. Las secciones en paralelogramo que constituyen los boudins romboidales, y los segmentos con adelgazamientos en los extremos en que consisten las estructuras en pinch-and-swell, han sufrido una rotación desde su posición inicial con una esquistosidad paralela a la estratificación (figs. 2-3) hasta la actualidad. La lineación de estiramiento se adapta a la forma geométrica del boudin, y su posición, por tanto, varía de considerar la parte central de un boudin romboidal, por ejemplo, al ángulo agudo. Por ello, aunque la esquistosidad y la lineación de estiramiento han seguido utilizándose, sólo pueden considerarse como pautas de referencia para aproximar los ejes del elipsoide de deformación.

El hecho de que los cuellos de los boudins adopten posiciones variables respecto a la esquistosi-

vos, por su pequeño tamaño, caen fuera del poder de resolución de la platina universal. Se asume, por tanto, que los mecanismos que actúan en la deformación de los cuarzos cuya orientación se



PINCH - AND - SWELL



BOUDINS ROMBOIDALES

Valores de Areas

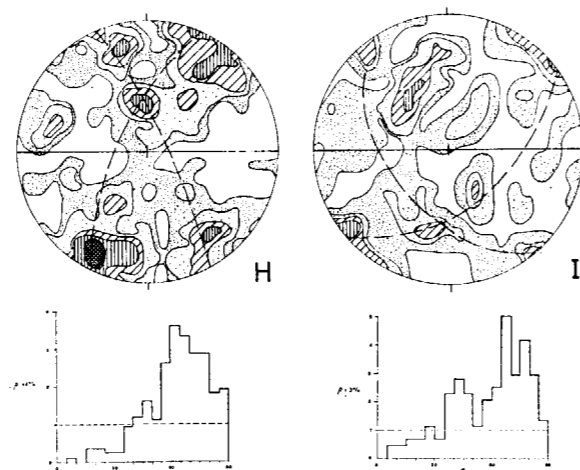
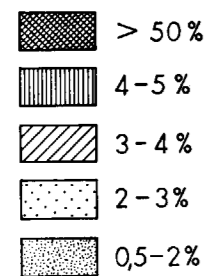


Figura 10

dad y la lineación de estiramiento regionales (figura 1), y que ellos mismos estén doblados en ocasiones, abunda en la consideración de que, para las muestras tomadas en boudins, los elementos de la fábrica solamente deben estimarse como indicativos.

Hecha esta salvedad, los modelos obtenidos en boudins romboidales reproducen el modelo regional en fajas cruzadas, aunque algo oscurecido. En un caso (fig. 10 F) sólo aparece bien definido un plano, y en G es algo difícil seleccionar planos en que haya una mayor concentración.

Ocurre algo parecido con los diagramas obtenidos en estructuras en pinch-and-swell, donde se dibujan dos planos en tres diagramas (fig. 10 A, B, C), pero hay un cuarto (fig. 10 D) que presenta una distribución más irregular. Hay que señalar que en este último caso, la roca tiene una composición menos cuarcítica, y presenta una recristalización más acusada, además de haber sufrido una deformación en la que han intervenido procesos de disolución por presión. La actuación de mecanismos de deformación diferentes podría explicar, en este caso, la mayor desorganización en la orientación de los granos de cuarzo.

En todos los boudins analizados, si bien se aprecia una dispersión en la orientación de los ejes *c* —las concentraciones máximas no superan el 7 por 100 de polos por 1 por 100 de área, y los máximos más frecuentes son del orden del 4 por 100—, se pueden reconocer algunas tendencias comunes que veremos a continuación.

La lineación de estiramiento se sitúa en un punto de concentración mínima de ejes *c*. Suele

haber concentraciones altas a ángulos que oscilan entre 60° y 90° de la lineación de estiramiento (histogramas fig. 10).

En casi todos los casos aparecen dos fajas oblicuas respecto a la esquistosidad y la lineación de estiramiento, de las que una de ellas parece estar más desarrollada. A veces (fig. 10 E, F, B), o bien sólo está definida una faja, o no pueden definirse fácilmente planos en el modelo.

Los modelos de orientación preferente de ejes *c* de cuarzo en fajas cruzadas (crossed-girdle) aparecen con gran frecuencia en cuarcitas deformadas en la naturaleza, en ambientes metamórficos y estructurales muy variados, y su origen es muy discutido (SYLVESTER y CHRISTIE, 1968). En los diagramas obtenidos a partir de cuarcitas que no presentan boudins (fig. 10 H, I), el modelo en fajas cruzadas se desarrolla con más claridad que en las cuarcitas afectadas por boudins. Esto puede atribuirse a que los boudins producen un oscurecimiento en el modelo regional, al reflejar una respuesta distinta de los materiales frente a la deformación. Conviene recordar que al tener en cuenta únicamente los granos viejos de cuarzo, los diagramas reflejan únicamente la orientación relicta más o menos modificada por la deformación. Si se incorporaran las orientaciones ópticas de los granos nuevos, estos modelos se modificarían considerablemente, según los resultados obtenidos por WILSON (1973).

Para realizar un análisis más preciso de los mecanismos de la deformación, se requiere un trabajo más amplio que confirme el modelo regional de orientación preferente propuesto, y

Figura 10.—Diagramas de orientación cristalográfica preferente de ejes *c* de cuarzo en granos viejos.

A, B, C, D: Estructuras en pinch-and-swell.

E, F, G: Boudins romboidales.

H, I: Cuarcitas que no presentan boudins.

Histogramas: Frecuencia de ángulos entre ejes *c* de cuarzo y la lineación de estiramiento.

A: Densidad máxima, 5,71%. N=210. $\rho=4\%$.

B: Densidad máxima, 4,76%. N=210. $\rho=3\%$.

C: Densidad máxima, 4,76%. N=210. $\rho=3\%$.

D: Densidad máxima, 3,33%. N=210. $\rho=3\%$.

E: Densidad máxima, 3,33%. N=210. $\rho=3,5\%$.

F: Densidad máxima, 6,19%. N=210. $\rho=3\%$.

G: Densidad máxima, 3,80%. N=210. $\rho=4\%$.

H: Densidad máxima, 6,6 %. N=210. $\rho=4\%$.

I: Densidad máxima, 6,08%. N=148. $\rho=3\%$.

ρ , porcentaje con distribución uniforme, de ángulo entre eje *c* y lineación de estiramiento.

Intervalos de densidades de ejes *c*: 0,5%, 2%, 3%, 4%, 5%.

completar el análisis cinemático con medidas de la deformación finita, y con la observación directa de dislocaciones, con el objeto de determinar los sistemas de deslizamiento intracristalino que actúan en los granos de cuarzo.

La inexistencia de datos de orientación cristalográfica preferente de granos de cuarzo a escala regional, no sólo en el área estudiada, sino en otras zonas geológicas, hace prematuro esbozar opiniones sobre cualquiera de los campos en los que estos métodos de estudio aportan información.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

En el presente trabajo se han analizado una serie de estructuras en boudins decimétricos desarrollados en una sucesión de cuarcitas, areniscas y pizarras. Estas estructuras son principalmente del tipo pinch-and-swell y boudins romboidales, existiendo también algunos boudins lenticulares.

Los boudins romboidales se originan por deslizamiento de fragmentos de roca a lo largo de un conjunto de fracturas de cizalla paralelas entre sí y oblicuas a la estratificación. Posteriormente, los boudins producidos pueden modificarse por deformación interna y rotación. En algunos casos, este proceso conduce al desarrollo de boudins lenticulares.

En las estructuras en pinch-and-swell, aunque no llegan a separarse fragmentos por representar un comportamiento más dúctil, también aparecen asociadas a su desarrollo fracturas de cizalla con la misma disposición que en el caso de los boudins romboidales.

El análisis microestructural revela que dentro de un mismo boudin, la deformación es más intensa en los cuellos de las estructuras pinch-and-swell o en los ángulos agudos de los boudins romboidales que en las partes centrales de estas estructuras. Estas diferencias son más claras en el caso de las estructuras pinch-and-swell que en el de los boudins romboidales.

Tanto en los cuellos de las estructuras pinch-and-swell como en los ángulos agudos de los boudins romboidales, se observa un mayor porcentaje de filosilicatos que en las zonas centrales de estas estructuras. Esto sugiere una difusión del cuarzo desde sus extremos hacia las partes cen-

trales, con el consiguiente enriquecimiento pasivo de filosilicatos en los extremos. El mecanismo implicado sería la disolución por presión que actuaría en las zonas de alto esfuerzo compresivo (cuellos y ángulos agudos), produciéndose la precipitación en las zonas de bajo esfuerzo (zonas centrales). La anterior afirmación está fundamentada además por la existencia de algunas pruebas de este mecanismo de deformación, sobre todo en estructuras pinch-and-swell (fig. 6 A) y está de acuerdo con el modelo teórico de distribución de esfuerzos deducido por STRÖMGARD (1973) por boudins rectangulares.

Las observaciones y medidas microestructurales muestran que las estructuras en pinch-and-swell presentan una mayor deformación interna que los boudins romboidales, reflejada por un grado de recristalización mucho mayor de los primeros.

El modelo de orientación preferente de los ejes *c* de los granos viejos de cuarzo es un modelo en fajas cruzadas (crossed-girdle) en cuarcitas sin boudins, mientras que en cuarcitas con boudins el modelo se encuentra parcialmente enmascarado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no habría sido posible sin la inestimable ayuda del inspirador y encauzador de los primeros pasos, Dr. A. Marcos. El Dr. A. Pérez-Estaún sugirió y supervisó el estudio microestructural, y fue un consultor constante en esta etapa. Por último, contribuyó a darle la forma actual el Dr. F. Bastida, que se prestó a revisar el texto definitivo.

BIBLIOGRAFIA

- AVE'LALLEMENT Y CARTER, N. L.: *Pressure Dependence of Quartz Deformation Lamellae Orientations*, Am. J. of Sci., vol. 270, pp. 218-235 (1971).
- ARBOLEYA, M. L.: *La estructura hercínica a lo largo del corte de la costa entre el Cabo Vidrias y Ballota (Asturias, NW de España)*. Brev. Geol. Astúrica., XVII, 4, Oviedo (1973).
- BELL, T. H., y ETHERIDGE, M. A.: *The Deformation and Recrystallization of quartz in a mylonite zone, Central Australia*, Tectonophysics 32, pp. 235-267 (1976).

- BHATTACHARYA, D. S., y PASAYAT, S.: *Deformation Texture in Quartz; a Theoretical Approach*, Tectonophysics 5, páginas 303-314 (1968).
- BOUCHEZ, J. L., y PÉCHER, A.: *Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central Himalayen*, Bull. Soc. Geol. France (7), núm. 6, t. XVIII, pp. 1377-1385 (1976).
- BOUCHEZ, J. L.: *Plastic Deformation of Quartzites at Low Temperature in an Area of Natural Strain Gradient (Angers, France)*, Tectonophysics 39, pp. 25-50 (1977).
- BOUCHEZ, J. L.: *Preferred Orientations of Quartz <a> Axes in Some Tectonites; Kinematic Inferences*, Tectonophysics 49, T25-T30 (1978).
- BRUNEL, M.: *Quartz Fabrics in Shear-zone Mylonites: Evidence for Major Imprint Due to Late Strain Increments*, Tectonophysics 64, T33-T44 (1980).
- CARRERAS, J.; ESTRADA, A., y WHITE, S.: *The Effect of Folding on the C-axis Fabrics of a Quartz Mylonite*, Tectonophysics 39, pp. 3-24 (1977).
- CARTER, N. L.; CHRISTIE, J. M., y GRIGGS, D. T.: *Experimental Deformation and Recrystallization of Quartz*, J. of Geol. 72, núm. 6, pp. 687-733 (1963).
- CARTER, N. L., and FRIEDMAN, M.: *Dynamic Analysis of Deformed Quartz and Calcite from the Dry Creek Ridge Anticline, Montana*, Am. J. of Sci., vol. 263, pp. 747-785 (1965).
- CARTER, N. L., y RALEIGH, C. B.: *Principal Stress Directions from Plastic Flow in Crystals*, Geol. Soc. of Am. Bull., vol. 80, pp. 1231-1264 (1969).
- CHRISTIE, J. M.: *The Moine Thrust Zone in the Assynt Region, Northwest Scotland*, Univ. of Calif. Pub. in Geol. Sci., vol. 40, núm. 6, pp. 345-440 (1963).
- CHRISTIE, J. M., y ARDELL, A. J.: *Substructures of Deformation Lamellae in Quartz*, Geology 2 (8), pp. 405-408 (1974).
- CHRISTIE, J. M.; GRIGGS, D. T., y CARTER, N. L.: *Experimental Evidence of Basal Slip in Quartz*, Inst. of Geophys. and Planetary Physics núm. 278, pp. 734-756; J. of Geol. 72 (6), pp. 734-756 (1964).
- COBBOLD, P. R.; COSGROVE, J. W., y SUMMERS, J. M.: *Development of Internal Structures in Deformed Anisotropic Rocks*, Tectonophysics 12, pp. 23-53 (1971).
- DE SITTER, I. U.: *Boudins and Parasitic Folds in Relation to Cleavage and Folding*, Geol. Mij. 20, p. 8 (1958).
- EISBACHER, H.: *Deformation Mechanics of Mylonitic Rocks and Fractures Granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canadá*, Geol. Soc. of Am. Bull., vol. 81, páginas 2009-2664 (1970).
- EKSTROM, T. K.: *Pinch-and-swell Structures from a Swedish Locality*, Geol. Forn. Stok. Forr., 97, pp. 180-187 (1975).
- ELLIOT, D.: *Diffusion flow laws in Metamorphic Rocks*, Geol. Soc. of Am. Bull., vol. 84, pp. 2645-2664 (1973).
- ETCHECOPAR, A.: *A Plane Kinematic Model of Progressive Deformation in a Polycrystalline Aggregate*, Tectonophysics 39, pp. 121-139 (1977).
- GAPAIS, D.: *Deformation progressive d'une quartzite dans une zone plissée (segment hercynien de Bretagne Centrale)*, Bull. Mineral 102, pp. 249-264 (1979).
- GAY, N. C., y JAEGER, J. C.: *Cataclastic Deformation of Geological Materials in Matrices of Differing Composition: I. Pebbles and Conglomerates*, Tectonophysics, 27, páginas 303-322 (1975).
- GAY, N. C., y JAEGER, J. C.: *Cataclastic Deformation of Geological Materials in Matrices of Differing Composition: II. Boudinage*, Tectonophysics 27, 323-331 (1975).
- HARA, I.: *An Ultimate Steady-state Pattern of C-axis Fabric of Quartz in Metamorphic Tectonites*, Geol. Rundschau, vol. 60, pp. 1142-1173 (1971).
- HARA, I., y NISHIMURA, Y.: *Boundary between Subbasal II Fields of Quartz Deformation in Geological Conditions*, Tectonophysics 39, pp. 273-286 (1977).
- HEARD, H. C., y CARTER, N. L.: *Experimentally Induced «Natural» Intragranular Flow in QUARTZ and QUARTZITE*, Am. J. of Sci., vol. 266, pp. 1-42 (1968).
- HOBBS, B. E.: *Microfabric of Tectonites from the Wyan-gala Dam Area, New South Wales, Australia*, Geol. Soc. of Am. Bull., 77, pp. 685-706 (1966).
- HOBBS, B. E.: *Recrystallization of Simple Crystals of Quartz*, Tectonophysics 6, 353-401.
- HOBBS, B. E.; McLAREN, A. C., y PATERSON, M. S.: *Plasticity of Single Crystals of Synthetic Quartz*, In: H. C. Heard, I. Y. Borg, N. L. Carter y C. B. Raleigh (editors), *Flow and Fracture of Rocks*. The Griggs Volume, Am. Geophys. Union, Monograph 16, pp. 29-55 (1972).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L.: *Mapa Técnico de la Península y Baleares*, Inst. Geol. y Min. de Esp., Madrid (1972).
- KAMB, W. B.: *Theory of Preferred Crystal Orientation Developed by Recrystallization under Stress*, J. Geol. 67, páginas 153-170 (1959a).
- LAURENT, P., y ETCHECOPAR, A.: *Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes Occidentales)*, Bull. Soc. Geol. France 1976 (7), t. XVIII, número 6, pp. 1387-1393 (1976).
- LISTER, G. S., y HOBBS, B. E.: *The Influence of Deformation Path on Fabric Development in Quartzites*, In: Hobbs, B. E.; Means, W. D., y Williams, P. F., *An Outline of Structural Geology*, John Wiley & Sons, Inc. (1976).
- LISTER, G. S.: *Discussion: Crossed-girdle C-axis Fabrics in Quartzites Plastically Deformed by Plane Strain and Progressive Simple Shear*, Tectonophysics 39, pp. 51-54 (1977).
- LISTER, G. S., y PRICE, G. P.: *Fabric Development in a Quartz-Feldspar Mylonite*, Tectonophysics 49, 37-38 (1978).

- LISTER, G. S.; PATERSON, M. S., y HOBBS, B. E.: *The simulation of Fabric Development in Plastic Deformation and its Application to Quartzite: the Model*, Tectonophysics, 45, pp. 107-158 (1978).
- LOTZE, F.: *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotek. Fors., 6, 78-92, Berlín (Traducido por J. M. Ríos: *Observaciones respecto a la división de las Variscidas de la Meseta Ibérica*, Pub. Extr. Geol. Esp., t. V, pp. 149-166) (1945).
- MARCOS, A.: *Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del Occidente de Asturias (NO de España)*, Trab. Geol., 6, Oviedo (1973).
- MARCOS, A.: *Memoria de la Hoja de Busto*. Mapa Geol. de España 1:50.000 (1976).
- MARCOS, A., y ARBOLEYA, M. L.: *Evidence of Progressive Deformation in Minor Structures in Western Asturias (NW Spain)*, Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 64, Stuttgart (1975).
- MARJORIBANKS, R. W.: *The Relation between microfabric and Strain in a Progressiveley Deformed Quartzite Sequence from Central Australia*, Tectonophysics 32, páginas 269-293 (1976).
- MITRA, S.: *Deformation at Various Scales in the South Mountain Anticlinorium of the Central Appalachians: Summary*, Geol. Soc. Am. Bull. Part. I, 90, pp. 227-229 (1979).
- MITRA, S.: *Deformation at Various Scales in the South Mountain Anticlinorium of the Central Appalachians*, Geol. Soc. Am. Bull., 79, pp. 545-579 (1979).
- NICOLÁS, A.: *Écoulement des péridotites dans les déformations naturelles et expérimentales*, Bull. Soc. Geol. France (7), XV, núm. 5-6, pp. 587-599 (1973).
- NICOLÁS, A., y POIRIER, J. P.: *Cristalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*, John Wiley and Sons, pp. 200-215, 253-257, 285-297 (1976).
- NICOLÁS, A., y VIALON: *Les mécanismes de déformation ductile dans les roches*, Mém. h. sér. Soc. Geol. France, núm. 10, pp. 127-139 (1980).
- PATERSON, M. S., y WEISS, L. E.: *Folding and Boudinage of Quartz-Rich Layers in Experimentally Deformed Phyllite*, Geol. Soc. of Am. Bull., 79, pp. 795-812 (1968).
- PRICE, N. J.: *Fault and Joint Development in Brittle and Semibrittle Rocks*, Pergamon Press, pp. 144-147 (1966).
- RAMBERG, H.: *Natural and Experimental Boudinage and Pinch-and-swell Structures*, Jour. Geol., 63, pp. 512-526 (1955).
- RAMSAY, J. G.: *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw Hill Book Co. New York (1967).
- RAMSAY, J. G.: *A Geologist Approach to Rock Deformation*. Imperial College of Sci. and Techn. (University of London), Inaugural Lecture (1967).
- RIECKELS, L. M., y BAKER, D. W.: *The origin of the double maximum pattern of Optic Axes in Quartzite Mylonite*, J. of Geol., 85, pp. 1-14 (1977).
- SELKMAN, S.: *Stress and Displacement Analysis of Boudinages by the Finite-element Method*. Tectonophysics, 44, pp. 115-139 (1978).
- STEPHANSON, O., y BERNER, H.: *The Finite-element Method in Tectonic Processes*, Phys. Earth Plan. Int., 4, pp. 301-321 (1971).
- STROMGARD, K. E.: *Stress Distribution during Deformation of Boudinage and Pressure Shadows*. Tectonophysics, 16, pp. 215-248 (1973).
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J. M., y GRIGGS, D. T.: *Microstructures of Preferred Orientations of Experimentally Deformed Quartzites*, Geol. Soc. of Am. Bull., v. 84, pp. 297-314 (1973).
- TULLIS, J.: *Preferred Orientations of Quartz Produced by Slip during Plane Strain*, Tectonophysics, 39, pp. 87-102 (1977).
- SHELLEY, D.: *The Origin of Crossed-girdle Fabrics of Quartz*, Tectonophysics, 11, pp. 61-68 (1971).
- SHELLEY, D.: *Quartz (0001)-axes Preferred Orientation, Bluff, New Zealand: origin elucidated by Grain-size Measurements*, Tectonophysics, 62, pp. 321-337 (1980).
- SHELLEY, D.: *Quartz and Sheet-silicate Preferred Orientations of Low Symmetry, Píkkiruna Schists, New Zealand*, Tectonophysics, 83, pp. 309-327 (1982).
- SYLVESTER, A. G., y CHRISTIE, J. M.: *The Origin of Crossed-girdle Orientations of Optic Axes in Deformed Quartzites*, J. of Geology, vol. 76, pp. 571-580 (1968).
- WHITTEN, T.: *Structural Geology of Folded Rocks*, Rand McNally & Co., Chicago (1966).
- WHITE, S.: *The Role of Dislocation Processes during Tectonic Deformations, with Particular Reference to Quartz*, In: R. G. J. Strens (ed), *The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks*, pp. 75-92 (1974).
- WHITE, S.: *Estimation of Strain Rates from Microstructures*, J. Geol. Soc. Lon., vol. 131, pp. 577-583 (1975).
- WHITE, S.: *The Effects of Polyphase Deformation on the Intracrystalline Defect Structures of Quartz. II. Origin of the Defect Structures*, N. Jb. Mineral Abh., 123, 3, pp. 237-252 (1975).
- WHITE, S.: *Geological Significance of Recovery and Recrystallization Processes in Quartz*, Tectonophysics, 39, pp. 143-170 (1977).
- WILSON, C. J. L.: *The Prograde Microfabric in a Deformed Quartzite Sequence, Mount Isa, Australia*, Tectonophysics, 39, pp. 143-170 (1973).
- WILSON, C. J. L.: *Preferred Orientation in Quartz Ribbon Mylonites*, Geol. Soc. Am. Bull., v. 86, pp. 968-974.
- WILSON, G.: *Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo de campo*. Omega, Barcelona (1968).

Recibido: Octubre 83.



Las mineralizaciones filonianas de barita del área minera de Priero (Salas), Asturias.

Su control mediante la interferencia de dos tipos de metalotectos, uno estructural o tectónico y otro físico-litológico

Por C. J. FERNANDEZ (*)

RESUMEN

El estudio geológico-minero, mineralógico, geoquímico (barita de la mineralización) y las consideraciones metalogénicas, realizado sobre las mineralizaciones de barita del área de Priero (Salas), Asturias, ha permitido caracterizarlas como filonianas (continentales) y relacionadas con el pliegue anticlinal de Salas. Están definidas por la interferencia de dos metalotectos, uno tectónico y otro litológico, debido a que los cuerpos minerales se disponen en las estructuras de acomodación de un pliegue chevron y siempre en materiales litológicos competentes. El modelo metalogénico más apropiado para la interpretación genética de la mineralización es el de la removilización sintectónica.

SUMMARY

The mining-geological, mineralogical and geochemical studies, and the metallogenetic aspects about barite deposits of the Priero area (Asturias), has characterized them as veins ore deposits (continental barite) and related with anticlinal folds of Salas. They are defined by the interference of a tectonic metalotect and a lithological metalotect, because of the ore bodies are localized in accommodation structures of a chevron fold, and always in competent lithological materials. The metallogenetic model more appropriate for genetic interpretation is the syntectonic remobilization.

INTRODUCCION

En el área de Priero (Salas), Asturias, aparecen unas mineralizaciones filonianas de barita, de las cuales el yacimiento de Priero, que tuvo explotación activa hasta 1962, fue la mina de barita más importante de Asturias. Existen, además, y en relación tectónica evidente con el anterior, mineralizaciones de menor magnitud representadas por el indicio de El Viso y el pequeño yacimiento de Folguevoiro, las cuales en su conjunto pueden considerarse dentro de un único grupo caracterizado por la interferencia de dos tipos de metalotectos, uno estructural o tectónico, así definido por las estructuras de acomodación de un pliegue chevron, y otro físico-litológico, definido por la asociación de la mineralización con materiales netamente competentes, cuarcitas y dolomías compactas.

mente competentes, cuarcitas y dolomías compactas.

ESQUEMA GEOLOGICO-REGIONAL

Desde el punto de vista geológico-regional, el área minera se sitúa en el extremo más occidental de la Zona Cantábrica, separada del otro gran dominio al Oeste, la Zona Asturoccidental-Leonesa, por el denominado accidente o cabalgamiento de La Espina (fig. 1), dentro del ámbito general de la Cordillera Cantábrica.

El patrón tectónico que define este área viene marcado por dos tipos de estructuras principales, los cabalgamientos y el pliegue anticlinal de Salas, ambas desarrolladas en la orogénesis hercínica (intra-Westfaliense), cuyo orden cronológico lo constituye primero la formación de escamas o

(*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Geología. Oviedo.

cabalgamientos, los cuales fueron plegados posteriormente, dentro del sistema de pliegues arqueados que deformó a las estructuras anteriores (JULIVERT *et al.*, 1977). Si bien en el área minera y en base a la cartografía geológica de la figura 1 esta relación no llega a observarse de un modo neto, para zonas más al sur, es decir, hacia la región de Belmonte de Miranda, las superficies de cabalgamiento están definitivamente plegadas, y la escama situada en la parte más oriental que hacia el norte parece perderse debido a la superposición del pliegue anticlinal; sin embargo, está bien definida y prolongada hacia el suroeste.

En el área estudio, la dirección promedio, tanto de los cabalgamientos como del pliegue anticlinal, es 40-50° N, es decir, NE-SO.

ESTRUCTURA, COMPOSICION MINERAL Y MORFOLOGIA DE LAS MINERALIZACIONES

Indicio de El Viso

Lo constituye un filón de barita blanca masiva, de potencia entre 10 y 12 cm., con un ligero ensanchamiento hacia su parte superior llegando a los 20 cm., una dirección 170° N e inclinado 65° al oeste, y en el que se ha practicado una pequeña calicata de reconocimiento.

El material encajante del pequeño cuerpo mineral lo forma cuarcita blanca algo grisácea, dura y compacta, que en ocasiones presenta tramos con buena estratificación. Teniendo en cuenta que la dirección a escala regional y a nivel local, como lo muestran algunas medidas de estratificación

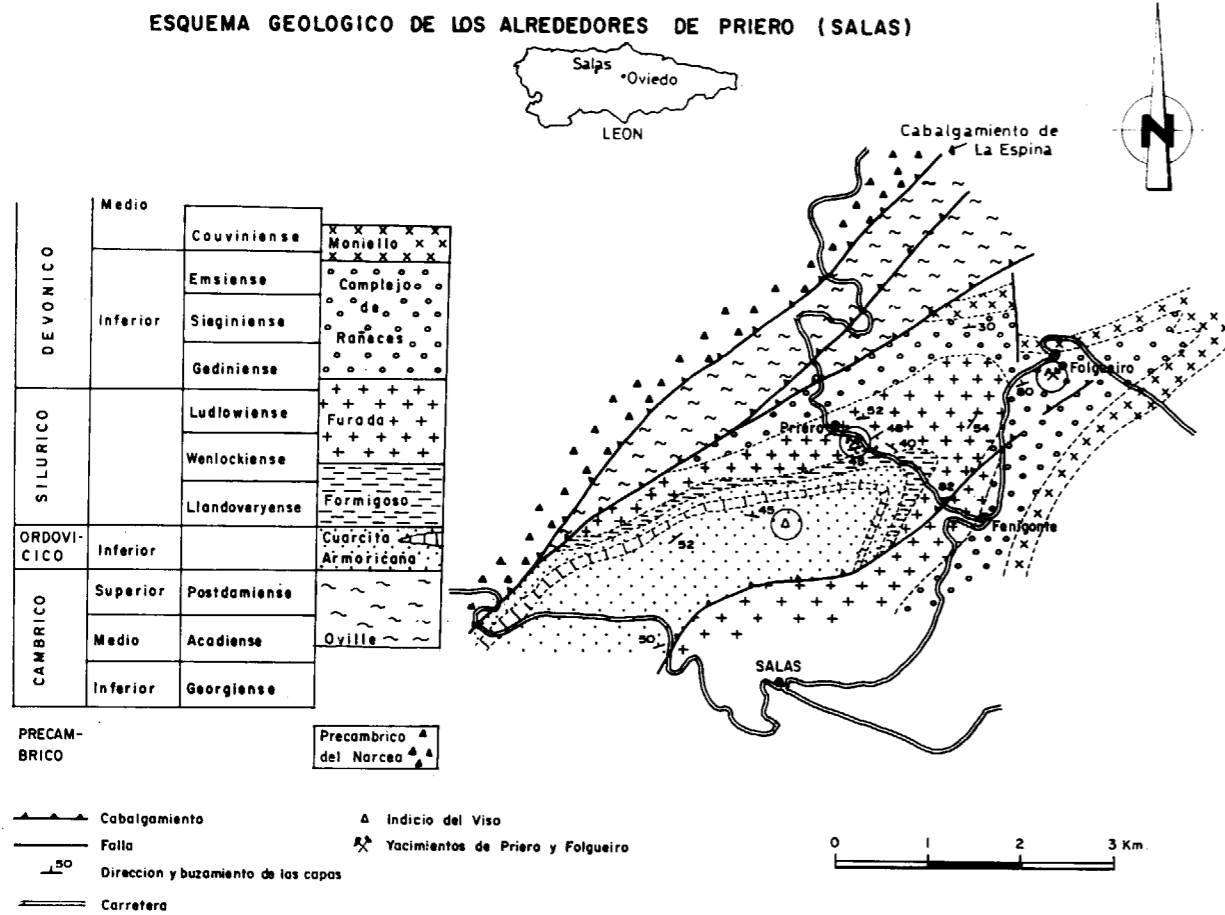


Figura 1.—Base geológica del área minera de Priero.

en las inmediaciones del indicio, en promedio 5-10/45-50, puede considerarse E-O a ENE-OSO, se denota el carácter incongruente que presenta el filón, dirección 170° N, respecto a la roca encajante. Es decir, aproximadamente perpendicular o transversal a la misma, lo cual será objeto de interpretación posterior basada evidentemente en criterios estructurales.

Las relaciones material encajante-mineralización vienen caracterizadas por dos hechos, uno a nivel macroscópico, definido por la presencia de pequeños elementos brechiformes de cuarcita, los cuales, aunque en escasa proporción, se disponen hacia las partes externas del filón (foto a), lo que refuerza la relación mineralización-criterios estructurales definida antes.

El otro, deducido del estudio microscópico, evidencia los contactos netos y bien definidos de la barita sobre el material encajante (foto b), donde los cristales de barita con tendencia listada se adaptan perfectamente a los granos de cuarzo de la cuarcita de caja.

Yacimiento de Priero

Está encuadrado en las concesiones mineras «Arizona» y «San José» (fig. 2), muy próximo a la localidad de Priero, y donde se instaló un lavadero para barita no sólo procedente de este yacimiento, sino también de otros yacimientos de la región asturiana.

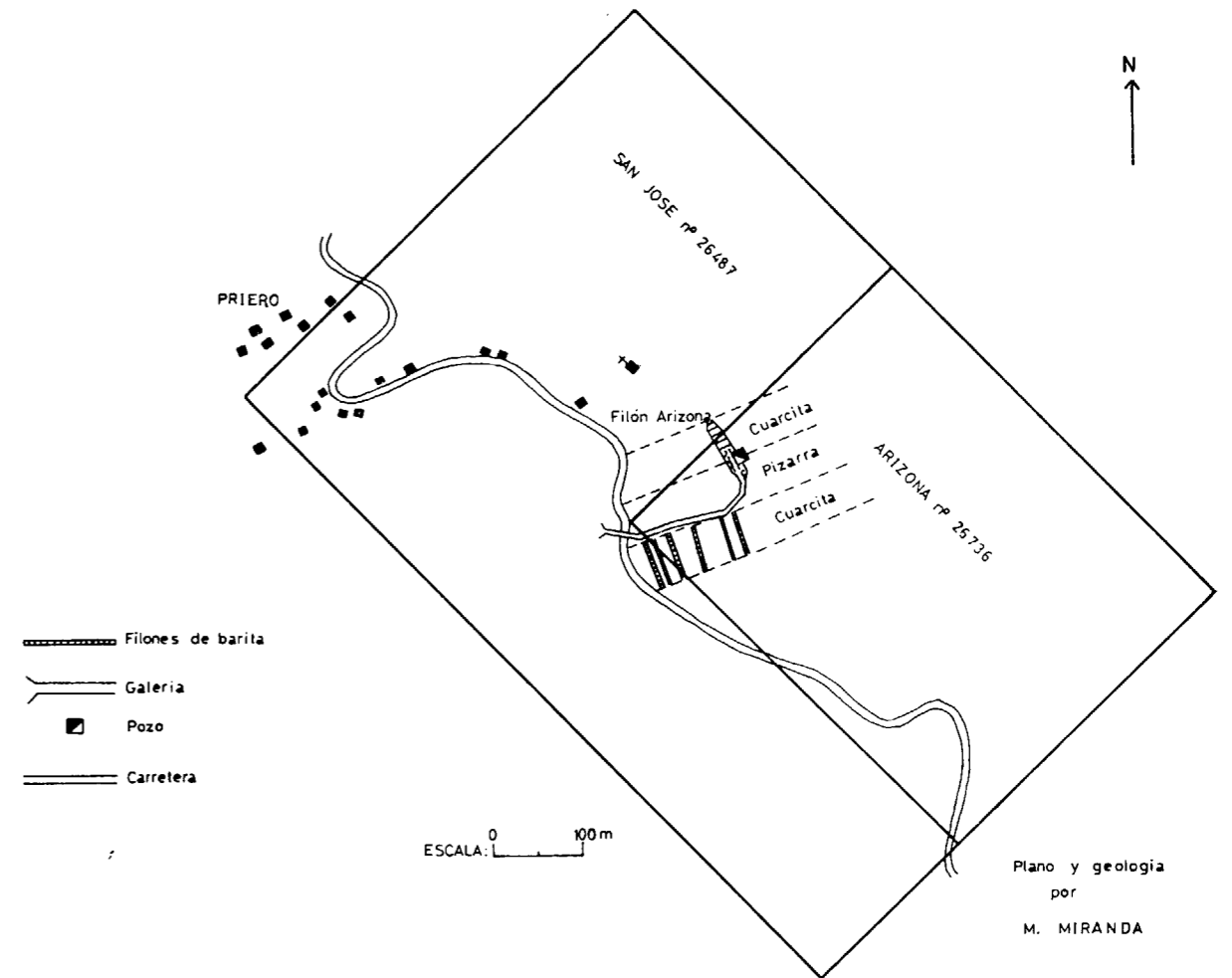


Figura 2.—Plano de las concesiones «Arizona» y «San José», del yacimiento de Priero.

La estructura geológica del yacimiento, tal como se deduce de la cartografía regional (fig. 1), es un pequeño repliegue en cuyo flanco izquierdo se dispone la mineralización. El plano geológico-minero (fig. 3), así como los planos de las labores mineras subterráneas (figs. 2, 4 y 5), detallan aún más no sólo la estructura del yacimiento, sino que, además, permiten afinar sobre el tipo de materiales encajantes relacionados con la mineralización, y, por tanto, caracterizarlos con mayor seguridad desde el punto de vista litoestratigráfico.

Así, según el plano geológico-minero (fig. 3), existe un pliegue anticlinal correlacionable con el pequeño repliegue de la cartografía regional, en cuyo núcleo aparecen pizarras negras pertenecientes a la Formación Formigoso, mientras que los flancos están constituidos por dos niveles de cuar-

cita gris clara, masiva, muy dura, separados por un tramo de pizarras negras parcialmente aflorantes, pero, sin embargo, bien delimitadas en las labores mineras subterráneas (figs. 2, 3 y 4).

Teniendo en cuenta el criterio de separación para las formaciones de Formigoso y Furada (TRUYOLS y JULIVERT, 1976), los cuales señalan que la parte inferior de Furada se diferencia de las Pizarras de Formigoso por las intercalaciones de cuarcita que posee, se puede, pues, adscribir el primer nivel de cuarcita, donde aparecen seis filones de barita y los tramos ya superiores, como correspondientes a la Arenisca de Furada. Es decir, que la mineralización encaja en materiales pertenecientes a la citada formación litoestratigráfica, aunque los tramos señalados en el plano geológico-minero y expresados en la leyenda como

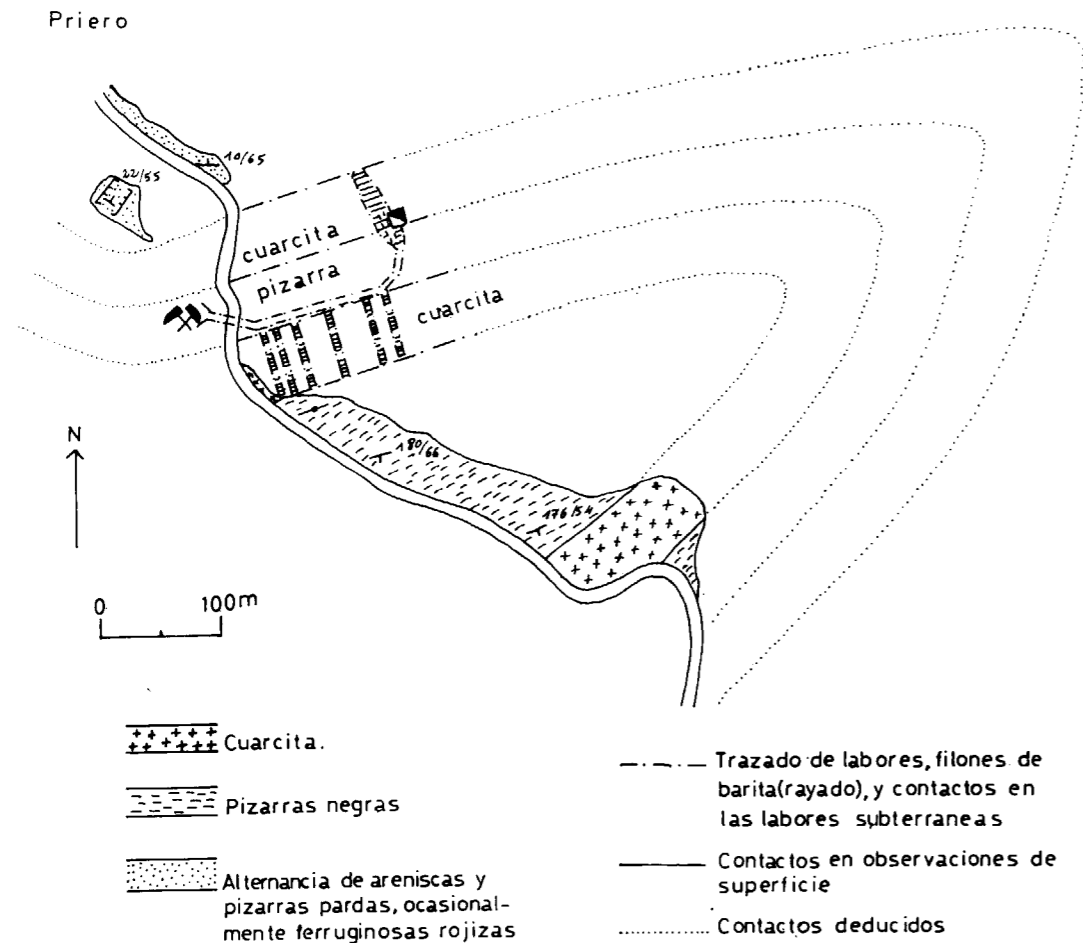


Figura 3.—Plano geológico-minero del yacimiento de Priero.

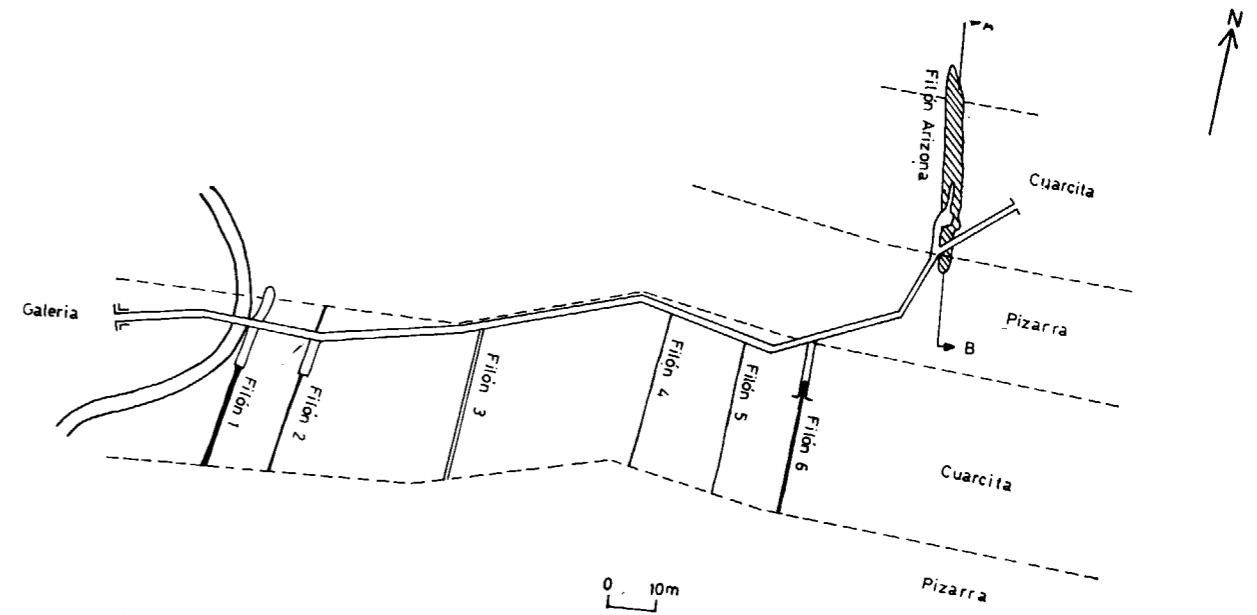


Figura 4.—Plano de labores mostrando la disposición y localización de los cuerpos filonianos de barita.

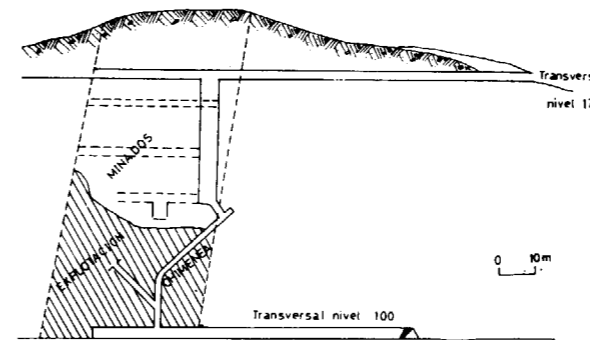


Figura 5.—Plano del filón Arizona.

alternancia de areniscas y pizarras pardas, en ocasiones ferruginosas, sean ya más típicas en cuanto a su naturaleza y color de dicha formación, y por supuesto los niveles más superiores.

La mineralización la forman seis filones de barita en el primer nivel de cuarcita, y otro filón más potente, denominado filón «Arizona», en el segundo nivel de cuarcita. Todos ellos, y en base a la cartografía geológico-minera, aparecen en el flanco izquierdo del pliegue anticlinal, y además,

claramente incongruentes a las cuarcitas encajantes, con una dirección entre 165-170° N.

Las características mineralógicas vienen definidas por la mineralogía simple del yacimiento, así formado por barita blanca, normalmente masiva, aunque esporádicamente tiende a presentarse en agregados tabulares con pequeñísimas proporciones de pirita masiva detectadas en algunas muestras. La ley media del yacimiento es 96 por 100 en SO₄Ba.

Al igual que en el indicio de El Viso, también se identifican texturas brechiformes, en las que las brechas están formadas desde elementos alargados a más o menos equidimensionales dispuestos en la masa mineral de barita de los filones (fotos c y d), las cuales son claramente indicativas de fenómenos tectónicos de fracturación.

El estudio de los materiales de la mineralización reveló la constitución mineralógica del yacimiento formada por la asociación barita-pirita (muy escasa y de carácter localizado en algunas muestras)-cuarzo (muy escaso), y además permitió la observación y definición de las relaciones barita-material propio encajante.

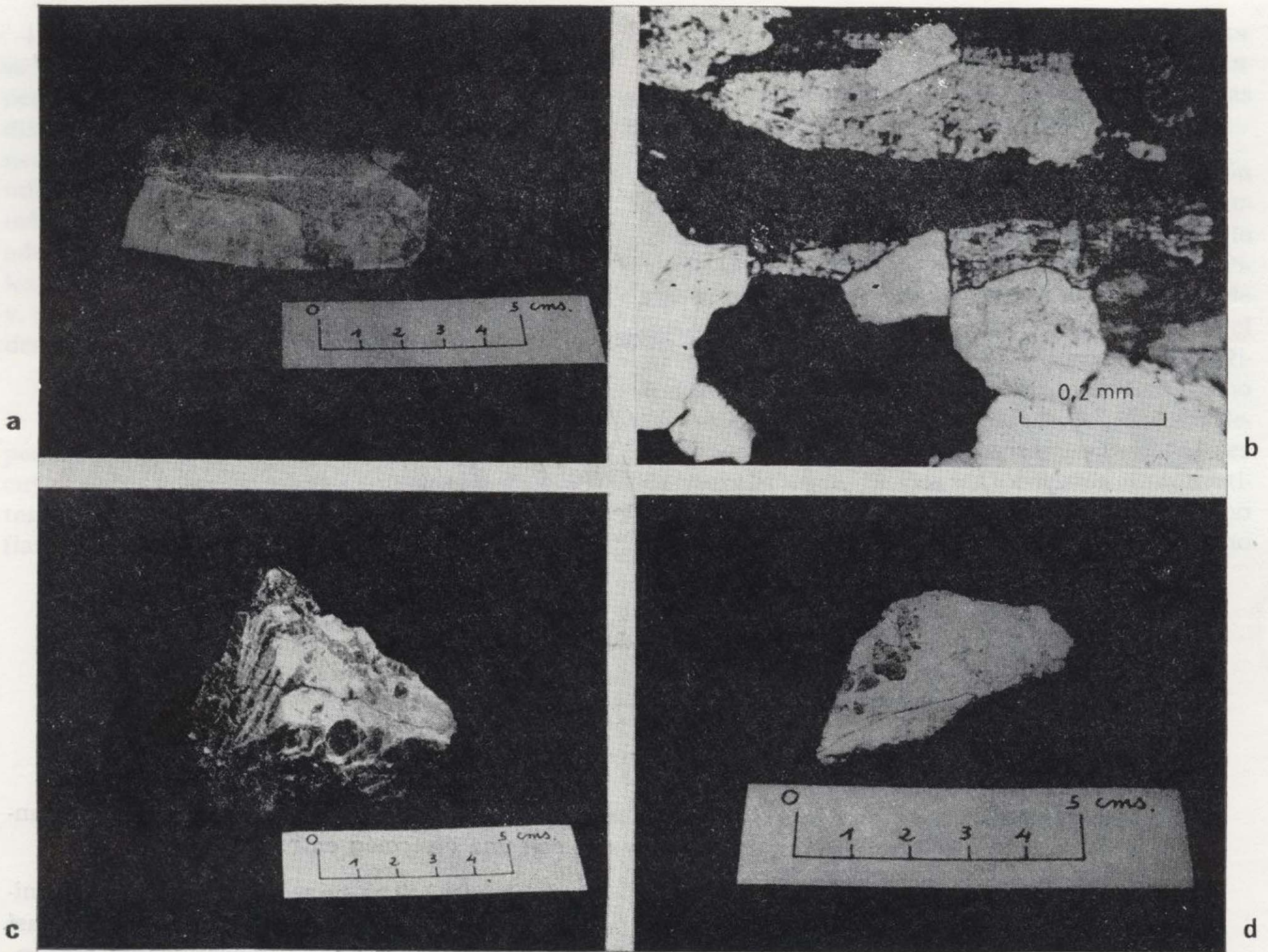


Foto a.—Elemento brechiforme con forma angulosa de cuarcita gris clara (Cuarcita Armoricana) en barita blanca masiva. Indicio de El Viso.

Foto c.—Brechas de cuarcita gris (parte basal de Furada) en barita masiva. Yacimiento de Priero.

Foto b.—Cristales de barita morfológicamente alargados, adaptándose a los granos de cuarzo y con contactos netos sobre ellos.

Foto d.—Elementos brechiformes equidimensionales de cuarcita gris (parte basal de Furada) en barita blanca. Yacimiento de Priero.

La barita se presenta microestructuralmente en agregados granulares de tamaño medio a grande como promedio, pero que ocasionalmente pasan a cristales con tendencia listada debido al desarrollo manifiesto de la exfoliación principal (001) y más subordinada la (210) (foto e). El cuarzo, muy escaso, posterior en la paragénesis mineral respecto a la barita-pirita y sólo identificado a nivel microscópico, aparece como cristales de tamaño pequeño y formas anhedrales dispuesto según contactos netos, tanto en los agregados granulares como listados de barita y a modo de disseminaciones. La pirita, también muy escasa y local, se

presenta según cristales xenomórficos de color blanco amarillento, reflectividad alta y netamente isotropa con luz reflejada, en cristales de tamaño grande a pequeño disseminada y asociada con la barita.

La composición mineral cuantitativa del yacimiento es la siguiente:

	%
Barita	96,7
Opacos (pirita y óxidos de Fe).	1,9
Cuarzo	1,4

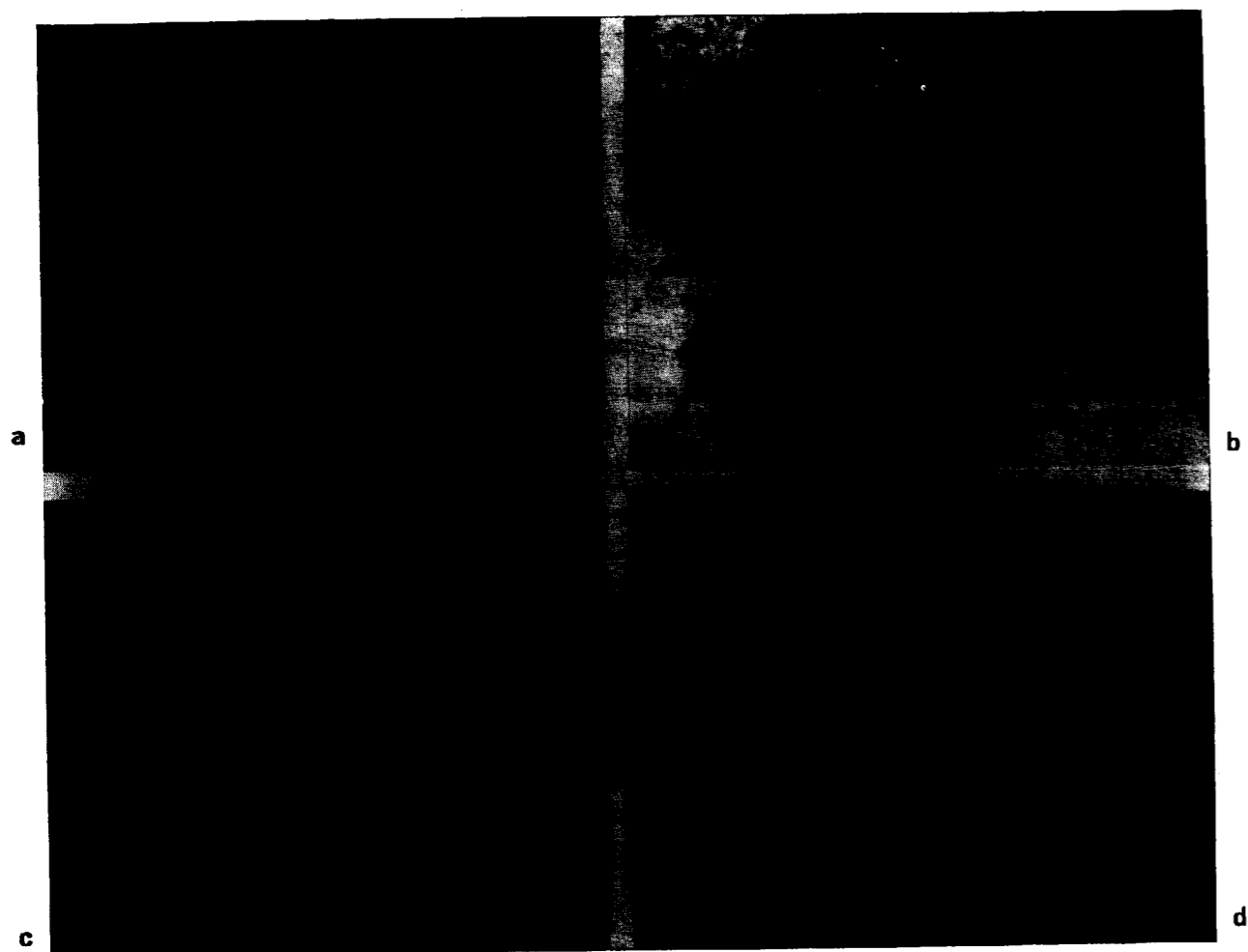


Foto a.—Elemento brechiforme con forma angulosa de cuarcita gris clara (Cuarcita Armoricana) en barita blanca masiva. Indicio de El Viso.

Foto c.—Brechas de cuarcita gris (parte basal de Furada) en barita masiva. Yacimiento de Priero.

Foto b.—Cristales de barita morfológicamente alargados, adaptándose a los granos de cuarzo y con contactos netos sobre ellos.

Foto d.—Elementos brechiformes equidimensionales de cuarcita gris (parte basal de Furada) en barita blanca. Yacimiento de Priero.

La barita se presenta microestructuralmente en agregados granulares de tamaño medio a grande como promedio, pero que ocasionalmente pasan a cristales con tendencia listada debido al desarrollo manifiesto de la exfoliación principal (001) y más subordinada la (210) (foto e). El cuarzo, muy escaso, posterior en la paragénesis mineral respecto a la barita-pirita y sólo identificado a nivel microscópico, aparece como cristales de tamaño pequeño y formas anhedrales dispuesto según contactos netos, tanto en los agregados granulares como listados de barita y a modo de disseminaciones. La pirita, también muy escasa y local, se

presenta según cristales xenomórficos de color blanco amarillento, reflectividad alta y netamente isótropa con luz reflejada, en cristales de tamaño grande a pequeño disseminada y asociada con la barita.

La composición mineral cuantitativa del yacimiento es la siguiente:

	%
Barita	96,7
Opacos (pirita y óxidos de Fe).	1,9
Cuarzo	1,4

Las relaciones de contacto entre la barita de la mineralización-material encajante a escala microscópica son normalmente netos (foto e), y correlacionables por tanto con las observaciones a escala macroscópica, aunque en algunas secciones delgadas se identificaron texturas de impregnación, donde la barita se dispone rellenando espacios abiertos entre los granos de cuarzo de la arenisca cuarzosa encajante (foto f), como así se define petrográficamente la roca de caja. Está constituida por cuarzo detrítico, cemento de cuarzo con minerales pesados, circones y turmalinas abundantes, y rutilos en mucha menor proporción.

Yacimiento de Folguerio

Es un yacimiento de pequeña magnitud, en el que se ha practicado un pozo siguiendo un filón-bolsada verticalizado, pero irregular, de barita, y existiendo además pequeños indicios de distribución irregular en las proximidades del mismo. Es precisamente en estos indicios donde llega a caracterizarse mejor la morfología de la mineralización, la cual se presenta a modo de pequeños filones con ensanchamientos y estrechamientos esporádicos, también en bolsadas o nidos de tamaño reducido rellenando espacios abiertos irregulares (foto g).

La morfología de la mineralización difiere, pues, de las otras dos estudiadas anteriormente, en las que los cuerpos minerales eran filones bien definidos, regulares y continuos.

La naturaleza de los materiales encajantes, si bien de distinto carácter litológico y edad geológica, comparándolos con los de las otras dos mineralizaciones, sin embargo, tienen un punto de correlación puesto que todos ellos son de naturaleza física competente, tratándose para este yacimiento de dolomías grises a grises oscuras compactas.

La mineralogía de la mineralización está constituida por barita blanca, pero con un ligero tono anaranjado muy tenue, normalmente en agregados tabulares y en menor proporción masiva, sin ningún patrón de regularidad entre ambas variedades morfológicas. Ocasionalmente la barita está atravesada por delgadas vetas de calcita transparente entre 0,2 y 0,5 cm. de espesor, dispuestas de un modo irregular y según direcciones diversas.

El estudio microscópico de los materiales de la mineralización ha permitido diagnosticar la presencia de otras dos fases minerales en asociación mineral con la barita, que son pirita y cinabrio, pero en muy escasa proporción y a nivel de trazas. Se disponen en cristales xenomórficos de tamaño muy pequeño disseminados en la barita, la cual presenta una textura tabicada con desarrollo neto de la exfoliación (001) y según cristales listados.

La proporción de los constituyentes minerales es:

	%
Barita	96,3
Calcita	2,1
Pirita	0,7
Cinabrio	0,8

Aunque el proceso de emplazamiento de la mineralización es por relleno de espacios abiertos, como luego se detallará más profundamente, sin embargo, el análisis microscópico permite definir ligeros fenómenos de reemplazamiento de la barita sobre la dolomía encajante, aunque en general poco avanzados o penetrativos (foto h).

Características geoquímicas de la barita

Según GOLDBERG et al. (1968), MILLS et al. (1971), CHURCH y BERNAT (1972), parece existir un criterio geoquímico basado en las proporciones o contenidos de uranio (U) y torio (Th) en las baritas, para la diferenciación entre la barita de tipo continental y la de tipo marino, es decir, entre mineralizaciones de barita filonianas hidrotermales y sedimentarias estratiformes. Aunque las consideraciones teóricas y datos cuantitativos sobre esta caracterización geoquímica se exponen más detalladamente en otro trabajo (FERNÁNDEZ, in litt.), sin embargo se puede considerar que las baritas marinas suelen tener una proporción de uranio superior a 2.0 ppm, como término medio, en relación a las continentales que muestran en promedio una concentración menor.

La proporción de torio es en promedio de 30.0 ppm en las baritas marinas, y en las continentales o filonianas el contenido es inferior generalmente a 1.0 ppm, aunque existe una excepción (MILLS et al., 1971, pp. 1161 y 1162), donde

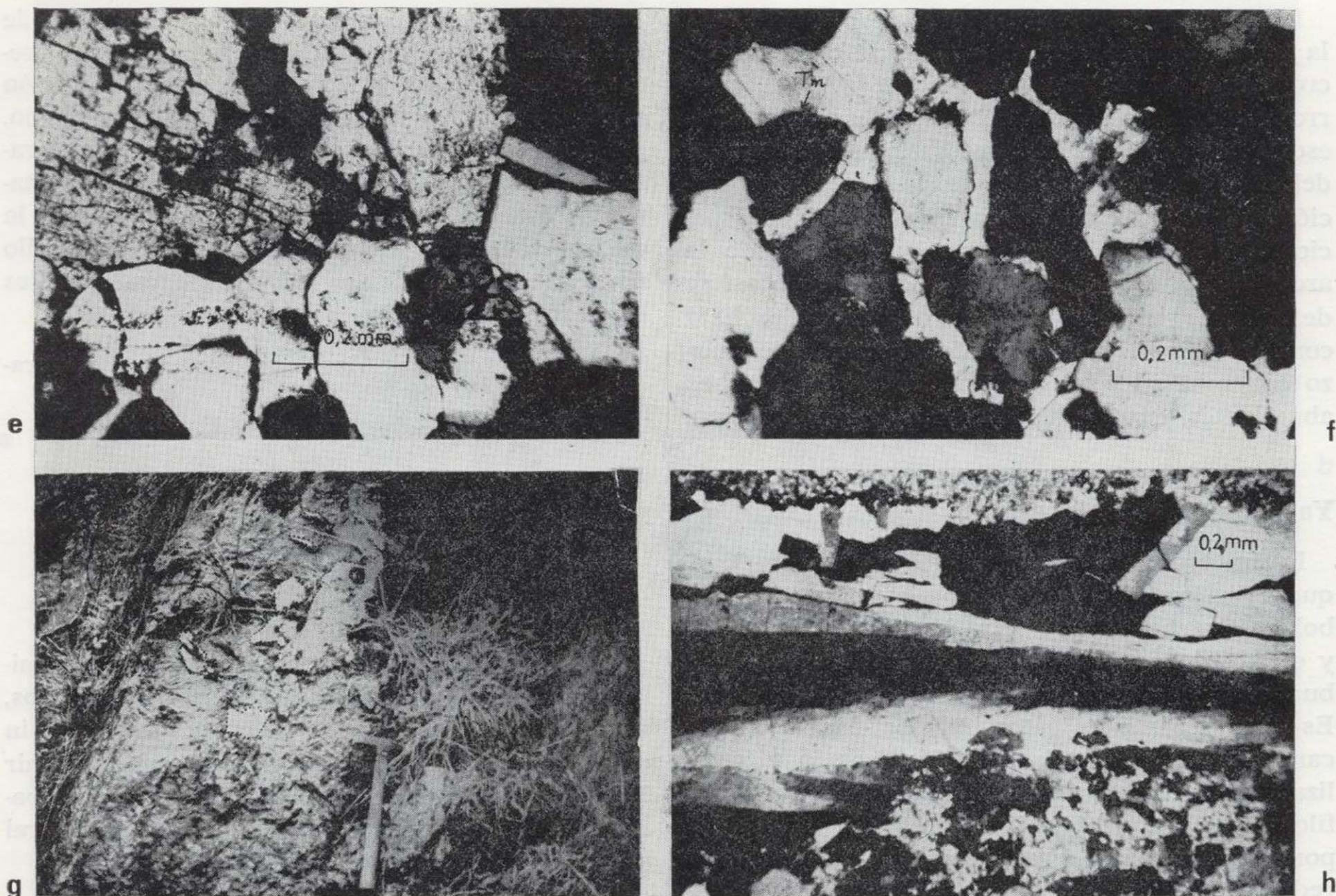


Foto e.—Cristales de barita donde se manifiesta la exfoliación principal (001), en contactos netos sobre los granos de cuarzo de la arenisca cuarzosa encajante.

Foto g.—Pequeñas masas de barita con morfología muy irregular en dolomía gris (Complejo de Rañeces).

Foto f.—Barita con textura de impregnación sobre los granos de cuarzo y una turmalina (Tm) de la arenisca cuarzosa encajante.

Foto h.—Cristales listados de barita en roca encajante de dolomía y con ligeros fenómenos de reemplazamiento sobre ella.

las baritas tanto de los depósitos estratiformes como filonianas poseen una proporción inferior a 1.0 ppm, a no ser la de la mina O'Toole Mt. (barita estratiforme), que dio 5.0 ppm de Th.

Los análisis químicos para U y Th realizados sobre las tres mineralizaciones estudiadas (tabla I), confirman el carácter continental de la barita, es decir, filoniana hidrotermal para el conjunto.

El control tectónico de la mineralización

Las mineralizaciones de barita del área de Priero presentan tres características particulares. Una, en relación con el pliegue anticlinal de Salas,

puesto que el indicio de El Viso y el yacimiento de Priero se disponen en el flanco izquierdo de dicho pliegue, aunque cerca de la zona de charnela, mientras que el pequeño yacimiento de Folguevoiro aparece en la terminación periclinal. La otra característica, es la relación constante mineralización-material encajante competente del tipo cuarcitas, areniscas cuarzosas y dolomías compactas, respectivamente. Y la tercera, viene dada por la morfología de los cuerpos minerales, de tal modo que el filón de El Viso y los de Priero son regulares y bien definidos, tanto en su longitud como potencia, y siempre perpendiculares o transversales a las rocas de caja, mientras que en el yacimiento de Folguevoiro la mineralización es irregular, según filones-bolsada con ensanchamientos

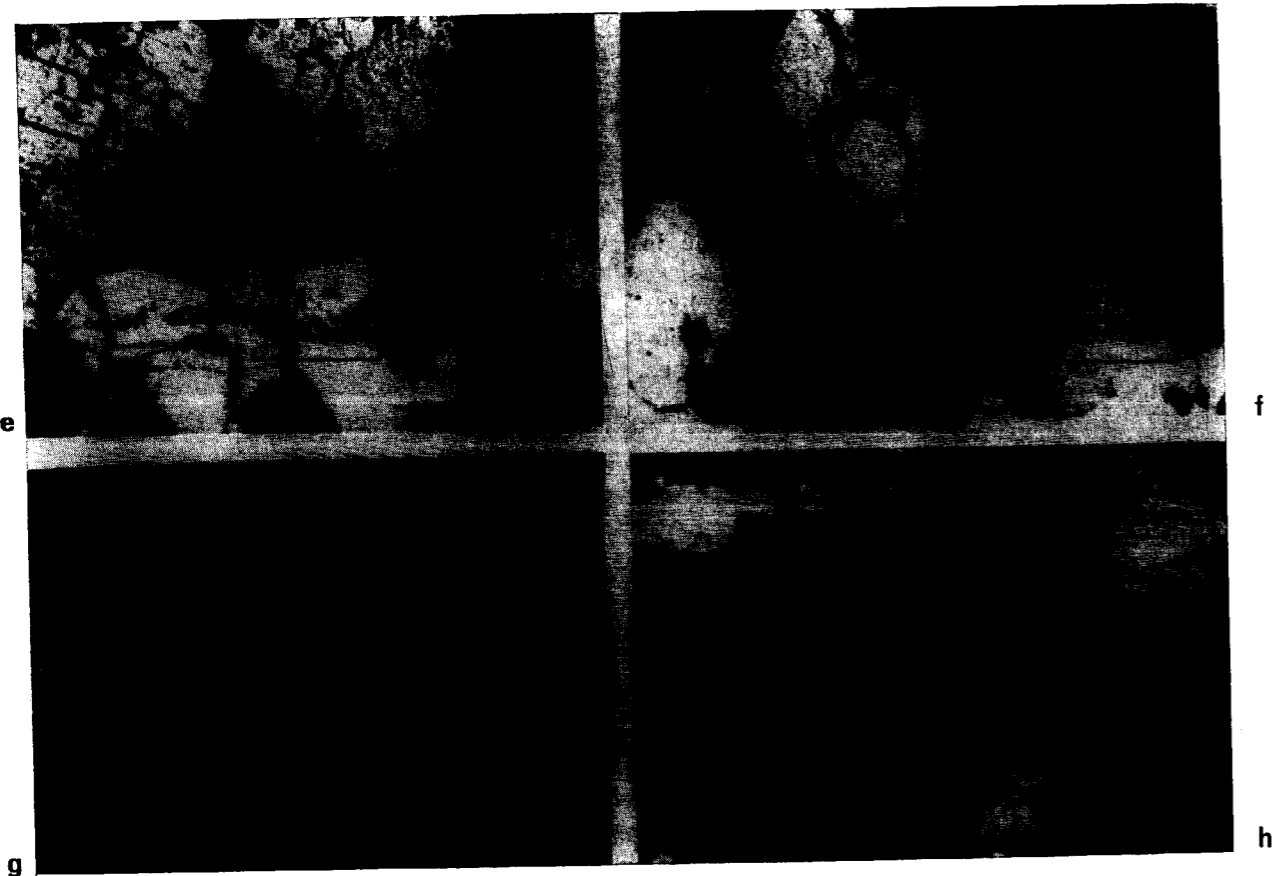


Foto e.—Cristales de barita donde se manifiesta la exfoliación principal (001), en contactos netos sobre los granos de cuarzo de la arenisca cuarzosa encajante.

Foto g.—Pequeñas masas de barita con morfología muy irregular en dolomía gris (Complejo de Rañeces).

Foto f.—Barita con textura de impregnación sobre los granos de cuarzo y una turmalina (Tm) de la arenisca cuarzosa encajante.

Foto h.—Cristales listados de barita en roca encajante de dolomía y con ligeros fenómenos de reemplazamiento sobre ella.

las baritas tanto de los depósitos estratiformes como filonianas poseen una proporción inferior a 1.0 ppm, a no ser la de la mina O'Toole Mt. (barita estratiforme), que dio 5.0 ppm de Th.

Los análisis químicos para U y Th realizados sobre las tres mineralizaciones estudiadas (tabla I), confirman el carácter continental de la barita, es decir, filoniana hidrotermal para el conjunto.

El control tectónico de la mineralización

Las mineralizaciones de barita del área de Priero presentan tres características particulares. Una, en relación con el pliegue anticlinal de Salas,

puesto que el indicio de El Viso y el yacimiento de Priero se disponen en el flanco izquierdo de dicho pliegue, aunque cerca de la zona de charnela, mientras que el pequeño yacimiento de Folgueiro aparece en la terminación periclinal. La otra característica, es la relación constante mineralización-material encajante competente del tipo cuarcitas, areniscas cuarzosas y dolomías compactas, respectivamente. Y la tercera, viene dada por la morfología de los cuerpos minerales, de tal modo que el filón de El Viso y los de Priero son regulares y bien definidos, tanto en su longitud como potencia, y siempre perpendiculares o transversales a las rocas de caja, mientras que en el yacimiento de Folgueiro la mineralización es irregular, según filones-bolsada con ensanchamientos

TABLA I
Resultado de los análisis geoquímicos de Uranio (U) y Torio (Th) en muestras de barita de las mineralizaciones El Viso (Vis), Priero (PR) y Folgueiro (Fol)

Referencia	Material	U (ppm)	Th (ppm)
Vis-1-1	Barita blanca masiva. Muestra de barita con elementos brechiformes de cuarcita blanca a blanco-grisácea	< 1.0	< 3.0
Vis-1-2	Barita blanca masiva	< 1.0	< 3.0
Vis-1-3	Barita blanca masiva	< 1.0	< 3.0
PR-14	Barita blanca masiva. Muestra de barita con elementos brechiformes de cuarcita gris	< 1.0	< 3.0
PR-15	Barita blanca masiva, ligeramente teñida en pequeñas grietas y fisuras por óxidos de Fe	< 1.0	< 3.0
PR-A	Barita blanca masiva	< 1.0	< 3.0
Fol-1-1	Barita blanca masiva con un leve tono anaranjado	< 1.0	< 3.0
Fol-1-2	Barita blanca en agregados tabulares algo anaranjada	< 1.0	< 3.0
Fol-1-3	Barita blanca con un leve tono anaranjado o rosado y con tendencia a presentarse en agregados morfológicamente tabulares	< 1.0	< 3.0

y estrechamientos esporádicos así como nidos y bolsadas pequeñas con disposición incongruente y discontinua.

El conjunto de las tres características señaladas va a estar en relación con la morfología, tipo y desarrollo del pliegue.

El área minera está constituida por unos materiales agrupados en las formaciones Cuarcita Armoricana, Formigoso, Furada, Rañeces, y así expresadas desde el núcleo del anticlinal hacia las zonas periclinales, los cuales constituyen una secuencia de materiales que a grosso modo se delimitan en la figura 6. Son:

- Competente: *Cuarcita gris clara* (mineralizado) (Formación Cuarcita Armoricana).
- Incompetente: Tramo de pizarras micáceas de color oscuro (parte alta de la Formación Cuarcita Armoricana).
- Competente: Cuarcita gris clara (Formación Cuarcita Armoricana).
- Incompetente: Pizarras negras (Formación Formigoso).
- Competente: *Primer nivel de cuarcita* (mineralizado) (Formación Arenisca de Furada).

- Incompetente: Tramo de pizarras negras (Formación Arenisca de Furada).
- Competente: *Segundo nivel de cuarcita* (mineralizado) (Formación Arenisca de Furada).
- Incompetentes-competentes: Alternancia de pizarras y areniscas a veces ferruginosas (Formación Arenisca de Furada).

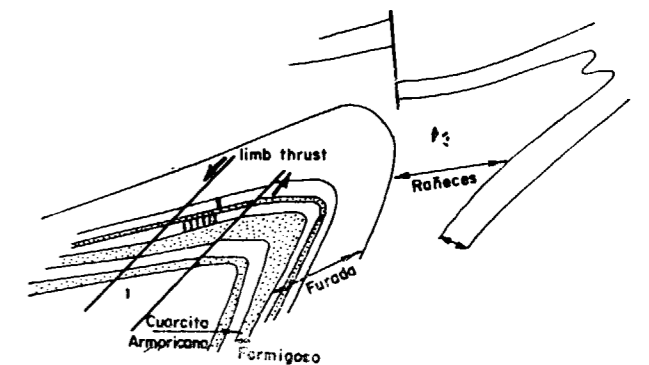


Figura 6.—Esquema de las formaciones del área minera de Priero denotando los niveles incompetentes (punteado) más definidos, y los competentes, así como las zonas de cizalla en los flancos («limb thrust»), y los filones de El Viso, de Priero y Folgueiro.

- Competentes-incompetentes: Margas, calizas, *dolomías* (mineralizado), pizarras (Formación Complejo de Rañeces).

Este conjunto de materiales y la estructura anticlinal del área definen un pliegue chevron con flancos rectos y charnela redonda desarrollado en una secuencia alternante de materiales competentes e incompetentes con alto contraste de ductilidades (RAMSAY, 1974). Durante el desarrollo de este tipo de pliegues, debido al acortamiento que experimentan las capas al plegarse, se forman las estructuras de acomodación que deben formarse como resultado del diferente espesor y competencia de las capas plegadas. Entre las diversas estructuras de acomodación de RAMSAY (1974), la que mejor se ajusta a la interpretación de las mineralizaciones encajadas en rocas competentes para el área de Priero, corresponden a las «zonas de cizalla en los flancos («limb thrust»), tal como se expone en la figura 6, y comparable al modelo de RAMSAY (1974, fig. 8b) ofrecido en la figura 7.

Las zonas de cizalla producen grietas de tensión en materiales competentes *perpendiculares* a los mismos, en escalón y sucesivamente en capas distintas (in echelon tension gashes), donde se ubi-

can, tal como se observa en la figura 6, el filón de El Viso y los filones de Priero. Además, la evidencia de procesos de fracturación se muestra por la presencia de brechas tectónicas asociadas con la mineralización de barita tanto en el filón de El Viso como en los de Priero.

Asimismo, relacionado con el desarrollo del pliegue chevron anticlinal, se encuadra el pequeño yacimiento de Folgueiro, situado hacia la terminación periclinal del mismo. Puesto que hacia estas zonas más externas de los pliegues chevron se desarrollan fisuras, grietas *irregulares* originadas por tensión (RAMSAY, 1974; fig. 22), y en este trabajo foto i, la correlación de la morfología de los pequeños cuerpos minerales de Folgueiro con su ubicación en estas grietas irregulares en la parte periclinal del pliegue es evidente. Las fisuras de extensión creadas en esta zona de charnela y con morfología netamente irregular características de ellas (RAMSAY, 1974), son ocupadas por la mineralización de barita, que como ya se vio en el

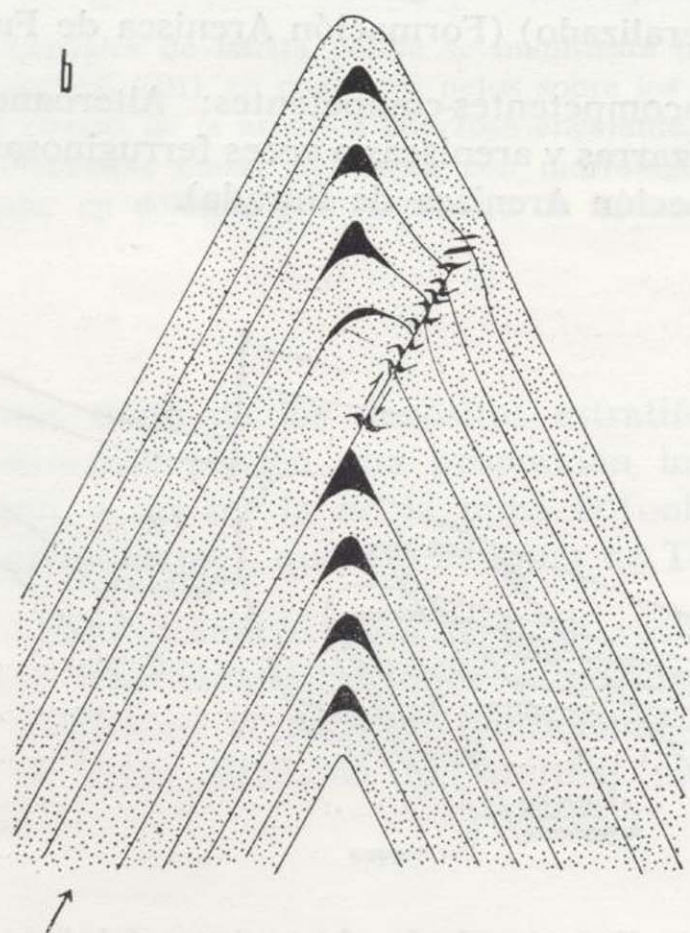


Figura 7.—Corresponde a la figura 8 b (RAMSAY, 1974), donde se muestra el «limb thrust» y la disposición de las fisuras de extensión en escalón asociadas y desarrolladas en lechos competentes.



Foto i.—Fisuras de extensión con morfología irregular, desarrolladas en lechos competentes en la zona de charnela del pliegue y rellenas de cuarzo. Corresponde a la figura 22 (RAMSAY, 1974).

— Competentes-incompetentes: Margas, calizas, dolomías (mineralizado), pizarras (Formación Complejo de Rañeces).

Este conjunto de materiales y la estructura anticlinal del área definen un pliegue chevron con flancos rectos y charnela redonda desarrollado en una secuencia alternante de materiales competentes e incompetentes con alto contraste de ductilidades (RAMSAY, 1974). Durante el desarrollo de este tipo de pliegues, debido al acortamiento que experimentan las capas al plegarse, se forman las estructuras de acomodación que deben formarse como resultado del diferente espesor y competencia de las capas plegadas. Entre las diversas estructuras de acomodación de RAMSAY (1974), la que mejor se ajusta a la interpretación de las mineralizaciones encajadas en rocas competentes para el área de Priero, corresponden a las «zonas de cizalla en los flancos («limb thrust»), tal como se expone en la figura 6, y comparable al modelo de RAMSAY (1974, fig. 8b) ofrecido en la figura 7.

Las zonas de cizalla producen grietas de tensión en materiales competentes *perpendiculares* a los mismos, en escalón y sucesivamente en capas distintas (in echelon tension gashes), donde se ubi-

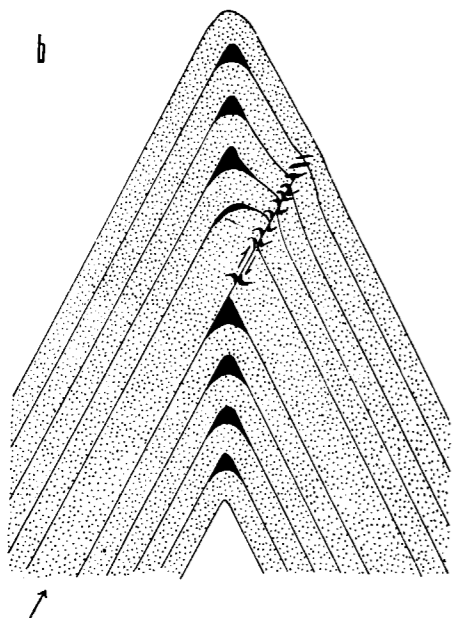


Figura 7.—Corresponde a la figura 8 b (RAMSAY, 1974), donde se muestra el «limb thrust» y la disposición de las fisuras de extensión en escalón asociadas y desarrolladas en lechos competentes.

can, tal como se observa en la figura 6, el filón de El Viso y los filones de Priero. Además, la evidencia de procesos de fracturación se muestra por la presencia de brechas tectónicas asociadas con la mineralización de barita tanto en el filón de El Viso como en los de Priero.

Asimismo, relacionado con el desarrollo del pliegue chevron anticlinal, se encuadra el pequeño yacimiento de Folgueiro, situado hacia la terminación periclinal del mismo. Puesto que hacia estas zonas más externas de los pliegues chevron se desarrollan fisuras, grietas *irregulares* originadas por tensión (RAMSAY, 1974; fig. 22), y en este trabajo foto i, la correlación de la morfología de los pequeños cuerpos minerales de Folgueiro con su ubicación en estas grietas irregulares en la parte periclinal del pliegue es evidente. Las fisuras de extensión creadas en esta zona de charnela y con morfología netamente irregular características de ellas (RAMSAY, 1974), son ocupadas por la mineralización de barita, que como ya se vio en el

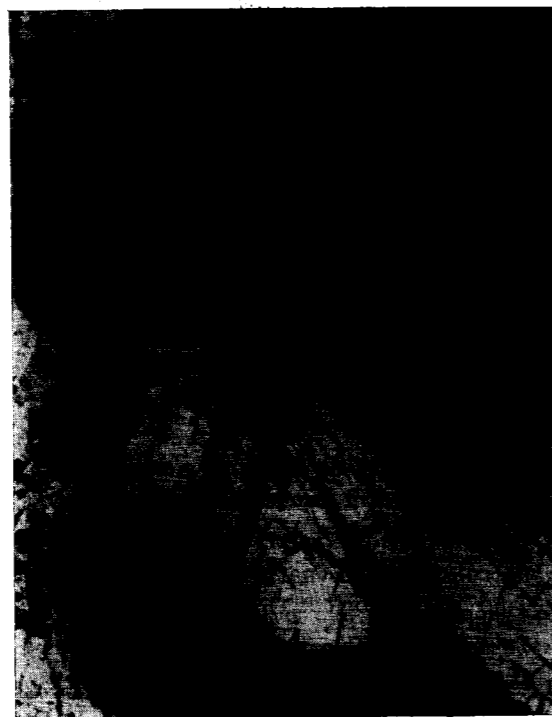


Foto i.—Fisuras de extensión con morfología irregular, desarrolladas en lechos competentes en la zona de charnela del pliegue y rellenas de cuarzo. Corresponde a la figura 22 (RAMSAY, 1974).

estudio del yacimiento de Folgueiro, se caracterizaba por su aspecto irregular desde filones-bolsada a nidos y bolsadas de trazado incongruente en materiales competentes de dolomías.

CONSIDERACIONES METALOGENETICAS

El explicar la metalogenia de estas mineralizaciones presenta unos problemas de fondo que vamos a tratar a continuación. Si se establece una relación genética entre los yacimientos estudiados con rocas ígneas intrusivas más próximas al área, esto resulta difícil de interpretar porque en primer lugar distan 4 a 6 km. aproximadamente del área minera, y en segundo lugar estas intrusiones ígneas son consideradas tardihercínicas (CAPDEVILLA, en JULIVERT et al., 1977).

Dado que las estructuras de acomodación mineralizadas y asociadas con el desarrollo del pliegue anticlinal chevron de Salas se formaron durante la orogénesis hercínica, este modelo metalogénico no tiene una base sólida y congruente.

Puesto que las mineralizaciones son filonianas, poseen una disposición incongruente respecto al material encajante, tienen un carácter claramente epigenético y además relacionadas con estructuras tectónicas hercínicas, el modelo genético forzosamente tendrá que buscarse en la actividad tectónica, por lo menos como factor más importante en el proceso de formación de los yacimientos. Los fluidos mineralizantes tendrán lógicamente su procedencia en aguas y soluciones de tipo connato, intersticial o formacionales, que en el momento de la actividad tectónica son activadas y expulsadas de los materiales rocosos que las contienen, tomando un sentido ascendente y migrando hacia zonas de menor presión y temperatura.

Pero, además, existe un segundo problema de fondo, que con los datos actuales no se puede llegar a definir de un modo claro y exacto, y es la procedencia del Ba. Solamente se hacen unas consideraciones al respecto y en particular sobre la posible potencialidad de concentración del elemento Ba, en niveles litológicos característicos, como son las pizarras negras (black shale), que forman la parte alta de la Formación Cuarcita Armoricana, la Formación Formigoso y el nivel intermedio entre los dos tramos de cuarcita mineralizados de la base de la Formación Furada. Se-

gún los datos de KRAUSKOPF (1955), VINE y TOURTELOT (1969), VINE y TOURTELOT (1970), MERCER (1976), las pizarras negras contienen elementos menores en concentraciones que pueden llegar a unas 100 veces más sobre su contenido promedio en la corteza terrestre, y por lo que se refiere al Ba, este tiende a estar asociado principalmente con la fracción detrítica.

Suponiendo que el Ba sea lixiviado de las pizarras negras, en principio explicaría los filones de Priero y la mineralización de Folgueiro, teniendo en cuenta el sentido ascensional de los fluidos, pero no el indicio de El Viso, el cual se localiza en el núcleo del anticlinal y por debajo de los niveles de las pizarras negras tanto de Formigoso como de Furada, según la estructura tectónica del área minera. Por consiguiente, alguna proporción de Ba en los fluidos tectónicamente activados procedería de la Cuarcita Armoricana. Aunque no existen estudios concretos sobre la petrografía y geoquímica de esta formación en el área minera, sin embargo, GIETELINK (1978, fig. 5 en p. 69, y pp. 68 y 72) encuentra localmente y en pequeña proporción barita cementando los granos de cuarzo en la Cuarcita de Barrios o Cuarcita Armoricana del área de Luna (León).

Con esto se pretende denotar la presencia del elemento Ba también en la formación litoestratigráfica Cuarcita Armoricana a nivel regional, así como posiblemente en los niveles de pizarras negras de Formigoso y Furada, el cual llega a removilizarse en el sistema $BaSO_4-NaCl-H_2O$, donde la presencia de $MgCl_2$ y $CaCl_2$ aumenta la solubilidad de la barita (BLOUNT, 1977), y también como complejos de sulfato (HANOR, 1966). Esta removilización ocurriría durante el clímax deformacional en la orogénesis hercínica, migrando desde las partes internas del anticlinal, con la deposición de barita en los espacios abiertos creados por las fisuras de extensión en las zonas de cizalla del flanco izquierdo del pliegue, y ascendiendo hacia zonas más superiores de la charnela, con la deposición en las fisuras de tensión irregulares en la parte superior y periclinal del pliegue, debido a disminuciones de presión y particularmente de temperatura, puesto que estos dos factores influyen en caídas bruscas de su solubilidad en los fluidos minerales, con la deposición mineral subsiguiente (BLOUNT, 1977).

Esto configura un modelo metalogénico basa-

do en la tectónica, tanto en lo que se refiere a su influencia en la activación de fluidos mineralizantes como su papel en controlar la mineralización en estructuras originadas por la deformación estructural, y sin ninguna relación evidente con actividad ígnea.

CONCLUSIONES

El explicar aquellos yacimientos no relacionados directamente con fenómenos magmáticos, magmático-hidrotermales, exhalativo-sedimentarios, sinsedimentarios, plantea los problemas tanto del origen o foco primario de los elementos metálicos, el transporte de los mismos, y los factores que controlan la deposición mineral. Tal es el caso de las mineralizaciones estudiadas en este trabajo, las cuales presentan una morfología filoniana, dispuestas incongruentemente respecto a los materiales encajantes y en distintos niveles litoestratigráficos.

Teniendo en cuenta que aparecen en un área estructuralmente compleja deformada durante la orogénesis herciniana (intra-Westfaliense), y en relación estrecha con el pliegue anticlinal de Salas, puesto que las mineralizaciones se ubican en las estructuras de acomodación de dicho pliegue, desarrolladas siempre en materiales litológicos competentes, entonces, el criterio o factor metalogénico en su sentido más amplio es lógicamente el tectónico o estructural. Por consiguiente, la tectónica será la que movilice los elementos metálicos, en este caso el Ba, en fluidos acuosos que, por no proceder directamente de un foco magmático evidente, tendrá su origen en los propios materiales rocosos.

Debido a que las formaciones del área tienen un carácter marino, los fluidos acuosos atrapados pueden llegar a contener potencial y principalmente iones Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , solventes efectivos del Ba y de la barita, que tenderán a fluir hacia zonas de menor presión y temperatura, como en los espacios abiertos de las fisuras de extensión creadas durante la formación del pliegue, con la subsiguiente deposición mineral de barita en los mismos, debido precisamente a caídas bruscas de presión y temperatura.

Este modelo metalogénico es el que mejor explica las mineralizaciones del área minera, en

el cual la procedencia del Ba o barita «primaria» permanece algo más difícil de interpretar, aunque potencialmente puede proceder de los niveles de pizarras negras, de la Cuarcita Armoricana, o incluso de niveles litoestratigráficos inferiores que no afloran debido al propio mecanismo de la tectónica de cabalgamientos, como pudiera ser la Formación Láncara (Cámbrico Inferior-Medio) inmediatamente por debajo de la Formación Oville en la columna estratigráfica. La Formación Láncara, debido a que posee una facies tidal-flat carbonatada y condiciones evaporíticas, es de hecho un reservorio potencial de elementos de metales base, de Ba, y de fluidos acuosos con alta salinidad (FERNÁNDEZ, 1982).

AGRADECIMIENTOS

El autor reconoce la ayuda de D. Daniel Velasco, D. Horacio Cuartas y, en particular, de D. M. Miranda, Facultativos de Minas, por los datos prestados para la elaboración del trabajo. Asimismo, agradece a D. Javier Montes, Geólogo de E.N.U.S.A., las facilidades para la realización de los análisis químicos.

BIBLIOGRAFIA

- BLOUNT, C. W.: *Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300° C and 1400 bars*. American Mineralogist, vol. 62, pp. 942-957 (1977).
- CHURCH, T. M., y BERNAT, M.: *Thourium and uranium in marine barite*. Earth and Planetary Science Letters, 14, pp. 139-144 (1972).
- FERNÁNDEZ, C. J.: *Mineralogía y metalogénia de los indicios y yacimientos de barita en el zócalo Precámbrico-Paleozoico de Asturias*. Tesis Doctoral (no publicada), 647 pp., Universidad de Oviedo (1982).
- FERNÁNDEZ, C. J.: *Los yacimientos strato-bound de barita en la Formación Cándana o Herrería, Cámbrico Inferior, Asturias, NW de España. Valoración y crítica de los modelos metalogénicos aplicables a la interpretación genética de las mineralizaciones* (en prensa).
- GIETELINK, G.: *Diagenetic and metamorphic evolution of Cambro-Ordovician siliciclastic sediments in northwestern Spain*. Geologie en Mijbouw, vol. 57 (1), pp. 65-76 (1978).
- GOLDBERG, E. D.; SOMAYAJULU, B. L. K.; GALLOWAY, J.; KAPLAN, I. R., y FAURE, G.: *Differences between barites of marine and continental origins*. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, pp. 287-289 (1968).

- HANOR, J. S.: *The origin of barite*. Tesis Univ. de Harvard (no publicada), 257 pp. (1966).
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y PULGAR, J. A.: *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja n.º 27 (Tineo)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid (1977).
- KRAUSKOPF, K. B.: *Sedimentary deposits of rare metals*. Econ. Geol., 50th Anniv., vol., 411-463 (1955).
- MERCER, W.: *Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks-A review of the recent literature*. Cap. 1, pp. 1-27. En «Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits», vol. 2. (Geochemical studies), Elsevier (1976).
- MILLS, J. W.; CARLSON, C. J.; FEWKES, R. H.; HANDLEN, L. W.; JAYPRAKASH, G. P.; JOHNS, M. A.; MORGANTI, J. M.; NEITZEL, T. W.; REAM, L. R.; SANDFORD, S. S., y TODD, S. G.: *Bedded barite deposits of Stevens County, Washington*. Econ. Geol., vol. 66, núm. 8, pp. 1157-1163 (1971).
- RAMSAY, J. G.: *Development of chevron folds*. Geological Society of America Bulletin, vol. 85, núm. II, pp. 1741-1754 (1974).
- TRUYOLS, J., y JULIVERT, M.: *La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica)*. Trabajos de Geología, núm. 8, pp. 5-30, Oviedo (1976).
- VINE, J. D., y TOURTELOT, E. B.: *Geochemical investigations of some black shales and associated rocks*. U. S. Geol. Surv. Bull., 1314 A, 43 pp. (1969).
- VINE, J. D., y TOURTELOT, E. B.: *Geochemistry of black shale deposits-a summary*. Econ. Geol., vol. 65, pp. 253-272 (1970).

Recibido: Julio 83.

Estudio de inclusiones fluidas en el yacimiento de Fluorita de «Oseja» (León), en particular inclusiones del sistema $H_2O - SH_2 - CO_2$ - azufre elemental. Datos microtermométricos y de microsonda Raman.

Por J. LOREDO (*), N. GUILHAUMOU (**), J. C. TOURAY (***) y J. GARCIA IGLESIAS (*)

RESUMEN

La microsonda molecular láser (MOLE) utilizada complementariamente a la microtermometría, presenta nuevas posibilidades de análisis puntual, no destructivo, de las inclusiones fluidas en los minerales.

Después de pasar revisión a las generalidades de la Microespectrometría Raman y su aplicación a la caracterización de las inclusiones fluidas, se estudian las inclusiones del yacimiento de Fluorita de «Oseja» (León), en particular un tipo singular de inclusiones del sistema $H_2O-SH_2-CO_2$ -Azufre elemental.

RESUME

La microsonde moléculaire à laser (MOLE) utilisée complémentirement à la microthermométrie, apporte des possibilités nouvelles d'analyse ponctuelle non-destructive des inclusions fluides dans les minéraux.

Après une révision des généralités de la microspectrométrie Raman et son application à la caractérisation des inclusions fluides dans les minéraux, on étudie les inclusions du gisement de Fluorine d'Oseja (León), en particulier un type singulier d'inclusions secondaires du système $H_2O-SH_2-CO_2$ -Soufre élémentaire.

1. MICROESPECTROMETRIA RAMAN

1.1. Generalidades

La «microespectrometría Raman», recientemente puesta a punto por DELHAYE y DHAMELINCOURT (1975) en el «Laboratorio de Espectroquímica Infrarroja y Raman» de la Universidad de Lille (Francia) y paralelamente en el N. B. S. (USA) por ROSASCO (1975), es una técnica de análisis puntual y no destructiva, particularmente bien adaptada para el estudio de las inclusiones fluidas: permite la localización precisa y el análisis de los diferentes componentes de las mismas.

1.2. Efecto Raman

La difusión Raman se manifiesta por el hecho de que la energía de una radiación de frecuencia

(*) Departamento de Metalogenia. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Oviedo.

(**) Laboratoire de Géologie. Ecole Normale Supérieure. Paris.

(***) Département des Sciences de la Terre. Université d'Orléans.

dada, puede ser difundida por los edificios poli-atómicos a frecuencias diferentes, frecuencias que son características de los enlaces moleculares presentes.

Aunque el principio era ya conocido anteriormente, este método de análisis de las moléculas ha sido desarrollado después de la aparición de las fuentes láser. Los espectros obtenidos permiten la identificación de las especies químicas, sea cual sea el estado de la materia.

La utilización cuantitativa del efecto Raman se basa sobre una relación general derivada de la de PLACZEK (PLACZEK, 1934), que evalúa, para una fuente Raman, el flujo difundido por unidad de tiempo y de ángulo sólido

$$d\Phi_{\nu} \sim \sigma_{\nu} \cdot dN(\nu) \cdot I_{\nu_0} \quad [1]$$

siendo:

σ_{ν} = Sección eficaz de la molécula considerada.

$dN(\nu)$ = Número de moléculas.

I_{ν_0} = Intensidad reflejada por la muestra (potencia del haz por unidad de superficie).

Se puede, entonces, llegar a obtener la concentración en volumen —de una especie—, por la medida de la altura (o de la superficie) del pico correspondiente en el espectro obtenido y posterior aplicación de la relación [1]. Esta expresión se simplifica si se determinan las relaciones molares en lugar de las cantidades absolutas. Teniendo en cuenta que la respuesta espectral del instrumento es constante para la gama de frecuencias consideradas, basta con conocer las secciones eficaces relativas de las especies examinadas, por lo que siendo:

H_A y H_B = Altura (o superficie) de los picos relativos a las especies A y B, para las frecuencias σ_A y σ_B .

N_A y N_B = Número de moléculas de las especies A y B, en el volumen considerado.

σ_A y σ_B = Secciones eficaces relativas, de las superficies A y B. Se tiene entonces que:

$$\frac{H_A}{H_B} = \frac{N_A \cdot \sigma_A}{N_B \cdot \sigma_B} \quad [2]$$

$$\frac{N_A}{N_B} = \frac{H_A}{H_B} \cdot \frac{\sigma_B}{\sigma_A} \quad [3]$$

1.3. La microsonda molecular láser

Se trata de un microscopio óptico asociado a una fuente láser, con un sistema de detección monocanal y multicanal, y un filtro óptico de red holográfica cóncava (DHAMELINCOURT, 1979). La focalización del haz láser y la recepción de la emisión Raman, se hacen a través de la óptica del microscopio, en el cual está situada la muestra. Esta no necesita ningún tipo de preparación especial, salvo la necesaria para una buena observación.

El aparato puede funcionar como «microscopio químico» (fig. 1a) o como «microespectrómetro» (figura 1b). En lo que se refiere al presente trabajo, ha sido utilizado como microespectrómetro, siendo la radiación excitatriz un rayo láser de argón ionizado, de longitud de onda 514 nm, y potencia variable entre 20 mw y 1,4 w según la cantidad de materia analizada; las velocidades de barrido varían entre 5 cm^{-1} y 100 cm^{-1} por minuto, habiendo efectuado el barrido subiendo hacia la excitatriz con una reproductibilidad de medida de 1 cm^{-1} . Los eventuales desvíos de frecuencia observados sobre los espectros, son debi-

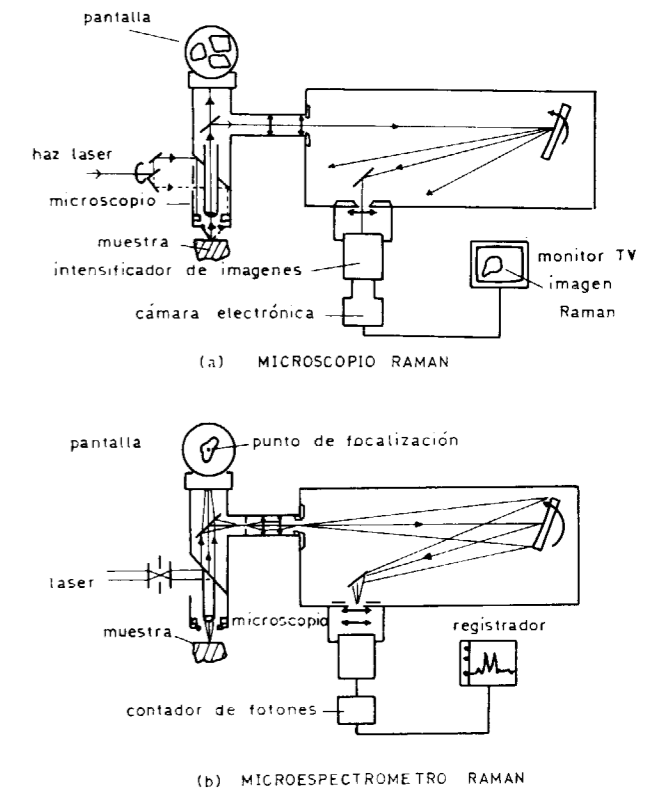


Figura 1.—Esquema de la microsonda Raman, para las dos formas de funcionamiento (DHAMELINCOURT, 1979).

dos a la presión interna de las inclusiones (DHAMELINCOURT y otros, 1979).

El diámetro del rayo láser en el punto de focalización, es próximo a 1 micra. Se ha trabajado a fuertes aumentos, con objetivos: $\times 50$ (UMK 50 Wild), $\times 100$ y $\times 160$.

2. APLICACION AL ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

2.1. Dominios de aplicación

La microsonda molecular permite la detección de cantidades muy pequeñas de gas disuelto, como CH_4 , N_2 , CO_2 y SH_2 , así como la detección de iones poliatómicos tales como: $SO_4^{=}$, NO_3^- , UO^{++} , $CO_3^{=}$, HCO_3^- presentes en la solución.

El análisis de los hidrocarburos líquidos presenta a veces dificultades por el hecho de su fluorescencia, que puede enmascarar casi completa-

mente el efecto Raman; esta fluorescencia puede disminuir con el tiempo de iluminación o cambiando la radiación excitatriz (láser rojo). Puede igualmente haber carbonización de la materia orgánica, que se destruye por recalentamiento en el punto de impacto del láser; este recalentamiento depende de la capacidad de absorción del cuerpo analizado (GUILHAUMOU, 1982).

La mayor parte de los sólidos, con la excepción de las sales iónicas tales como NaCl o KCl, pueden ser identificadas sin ambigüedad hasta un tamaño de 1 micra.

2.2. Caracterización de los compuestos analizados

Los diferentes constituyentes de una mezcla se pueden caracterizar por la posición de las señales en los espectros obtenidos, siendo posible el cálculo de las fracciones molares con la ayuda de la relación [3]. El error relativo es del orden del 10 por 100 para cantidades analizadas del orden de algunos picogramos.

Para vapor, gases y líquidos, las secciones eficaces relativas y las frecuencias que se pueden utilizar son las siguientes (FENNER y OTROS, 1973; ROSASCO y SIMMONS, 1974; LAPP y PENNEY, 1977; SCHRÖTTER y KLÖKNER, 1979):

Vapor

H₂O: Banda larga entre 3.400 cm⁻¹ y 3.600 cm⁻¹ (3.652 cm⁻¹).

Gases

CO₂: Rayos principales a 1.388 cm⁻¹ y 1.286 cm⁻¹. σ=1,5.

CH₄: Rayo principal a 2.914 cm⁻¹ y en el caso de una emisión muy intensa rayos secundarios a 3.015 cm⁻¹, 3.066 cm⁻¹, 2.850 cm⁻¹ y 2.885 cm⁻¹. σ=7.

C₂H₆: Rayo principal a 2.954 cm⁻¹. σ=13.

C₃H₈: Rayo principal a 2.899 cm⁻¹. σ=18.

N₂: Rayo principal a 2.331 cm⁻¹. σ=1.

SO₂: Rayo principal a 1.151 cm⁻¹. σ=5,4.

SH₂: Rayo principal a 2.611 cm⁻¹. σ=6,4.

CO: Rayo principal a 2.145 cm⁻¹. σ=1.

Líquidos y soluciones

H₂O: Banda larga entre 1.600 cm⁻¹ y 1.700 cm⁻¹ (1.640 cm⁻¹).

SO₄: Rayo principal a 981 cm⁻¹.
SH⁻: Rayo principal a 2.574 cm⁻¹.

Para los hidrocarburos líquidos, los enlaces C-H presentan vibraciones en la región 1.440 cm⁻¹ a 1.470 cm⁻¹ y 3.000 cm⁻¹ a 3.200 cm⁻¹.

Estas secciones eficaces son válidas para una radiación excitatriz de 5.745 cm⁻¹ (láser verde).

3. ESTUDIO PARTICULAR DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS DEL YACIMIENTO DE FLUORITA DE «OSEJA» (LEON)

3.1. Situación geográfica y ámbito geológico del yacimiento

Se trata de un yacimiento relativamente próximo —unos 4 Km.— al gran accidente tectónico «Falla Cantábrica». La mineralización se localiza al este de dicha fractura, a unos 3 Km. del pequeño pueblo de Pío, en las proximidades de Oseja de Sajambre.

Según GARCÍA IGLESIAS (1972), la mineralización está constituida por un filón arrosariado (fig. 2) en la zona de contacto entre la «Caliza de Montaña» (masiva y rígida) y las pizarras del Namuriense (poco competentes), donde tenemos un contacto mecanizado en el que se forma el depósito de Fluorita. La mineralización se asienta sobre las calizas, afectadas por un fenómeno de «metasomatismo» y en relación con dolomitizaciones.

El techo de la mineralización epigenética está formado por las pizarras carboníferas, contra las que aquella se detiene bruscamente; el muro, con un contacto muy irregular, lo forma la «Caliza de Montaña» en la que la Fluorita puede penetrar bastante por sustitución.

Dentro del filón, la Fluorita rellena los huecos de la fractura de cizallamiento y sustituye a los carbonatos. Anteriormente a la deposición de Fluorita se produce un fenómeno de dolomitización en la caliza de muro (dolomitización intensa e irregular), así como una recristalización de carbonatos y una silicificación poco intensa.

La Fluorita se presenta esencialmente masiva, en forma de bolsadas de tamaño variable, relleno los grandes huecos, y también sustituyendo

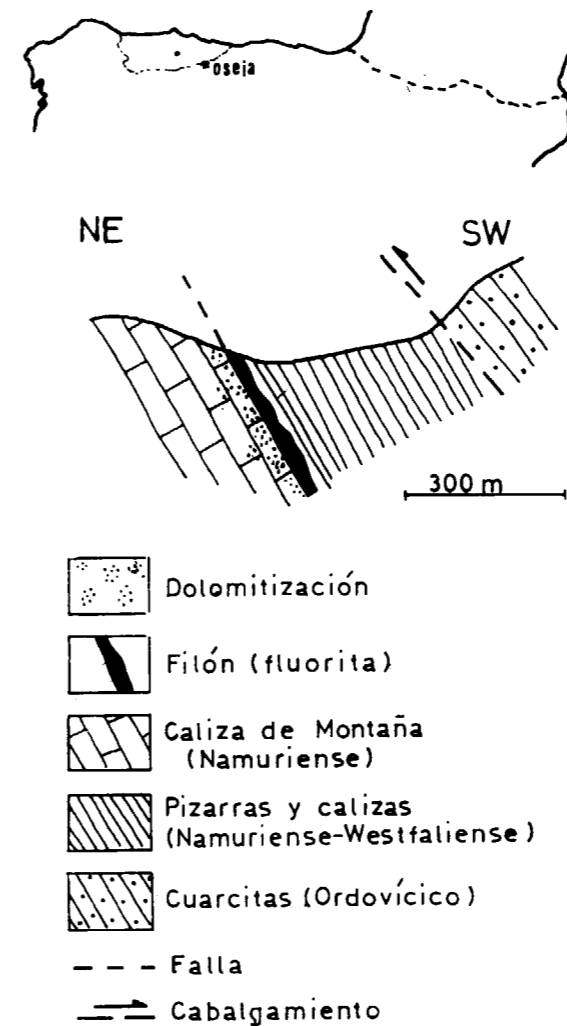


Figura 2.—Corte geológico de Oseja (GARCÍA IGLESIAS, 1972).

a la caliza de muro, en asociación con Dolomita y sílice, dando una mineralización más difusa.

La paragénesis que presenta la mineralización es:

Dolomita-Cuarzo-Fluorita-Calcita.

En algunas zonas se observa abundante Pirita, más tardía que la Fluorita. También se han observado indicios aislados de Blenda acaramelada, igualmente tardía.

3.2. Características que presentan las inclusiones fluidas

Los cristales de Fluorita de este yacimiento pre-

sentan inclusiones fluidas primarias, bifásicas a temperatura ambiente, formadas por una solución acuosa y una burbuja de vapor, en donde la fase vapor representa una fracción muy pequeña del volumen total de la inclusión (del orden de 1 por 100). Es observable la presencia, bastante importante, de inclusiones monofásicas, también primarias.

La mayoría de las inclusiones primarias han sufrido un fenómeno de decrepitación, siendo necesario efectuar las medidas microtermométricas sobre inclusiones de muy pequeño tamaño (inferiores a 10 micras) para asegurarse de que no han perdido estanqueidad. Los resultados obtenidos indican temperaturas de homogenización del orden de 105-110° C como valores más representativos (fig. 3), y temperaturas de fusión comprendidas entre -3 y -8° C (fig. 4), correspondiéndoles una salinidad expresada en equivalente de NaCl de 7 a 8 por 100 (LOREDO, 1981).

Las muestras estudiadas presentan abundantes sistemas de inclusiones secundarias, probablemente relacionadas con fases tectónicas, estando constituido uno de estos sistemas por un tipo singular

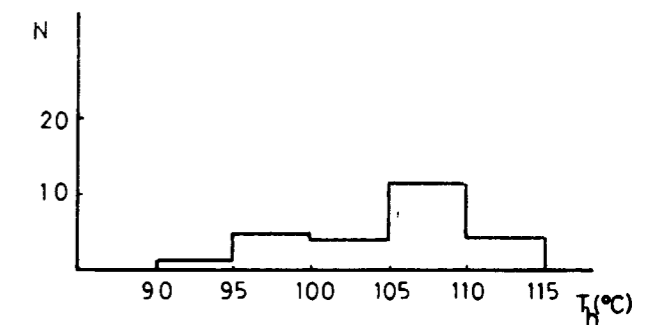


Figura 3.—Histograma de temperatura de homogenización.

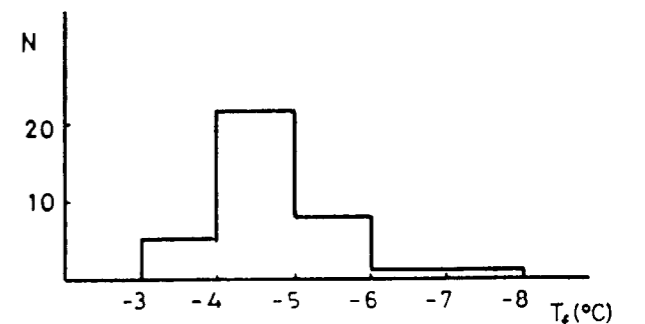


Figura 4.—Histograma de temperatura de fusión.

de inclusiones que se presentan a temperatura ambiente como cuatrfásicas (formadas por dos fases líquidas inmiscibles, una fase vapor y una cuarta fase sólida esférica y de pequeño tamaño que no siempre existe) o trifásicas.

3.3. Análisis de la familia singular de inclusiones secundarias mediante la microsonda molecular láser

Durante la refrigeración de las inclusiones tiene lugar la formación de un sólido que alcanza su fusión, durante el posterior calentamiento, a temperaturas comprendidas entre +26 y +28° C.

El análisis de este sólido con la microsonda Raman, ha permitido constatar que se trata del clatrato $SH_2 \cdot 5,75 H_2O$ (fig. 5).

La temperatura de fusión de este sólido (entre +26 y +28° C) es muy próxima a la temperatura teórica de fusión del clatrato $SH_2 \cdot 5,75 H_2O$ (+29,5° C) (PASCAL, 1956), lo que constituye una prueba suplementaria para la confirmación del mismo como clatrato.

El análisis del pequeño cuerpo esférico (fig. 6), presente en gran número de inclusiones, ha permitido su identificación como Azufre elemental (S_8).

El análisis de la fase vapor y de la fase líquida inmiscible, muestra que están compuestas de CO_2 y SH_2 en proporciones variables. El análisis cuantitativo de las mezclas CO_2-SH_2 viene indicado en el cuadro I.

CUADRO I

T_{hp} (fase líquida)	% CO_2	% SH_2
26° C	67	33
45° C	23	71
50° C (*)	3,1	96,9

Composición de las mezclas CO_2-SH_2 en relación con la temperatura de homogeneización parcial.

(*) Temperatura dudosa.

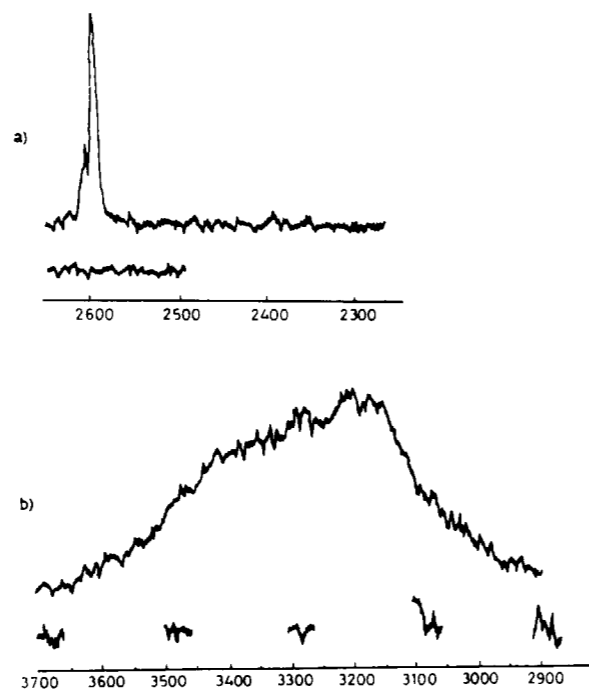


Figura 5.—Espectro Raman del clatrato $SH_2 \cdot 5,75 H_2O$. a) Región del SH_2 (valor teórico 2.611 cm^{-1}). b) Región del agua.

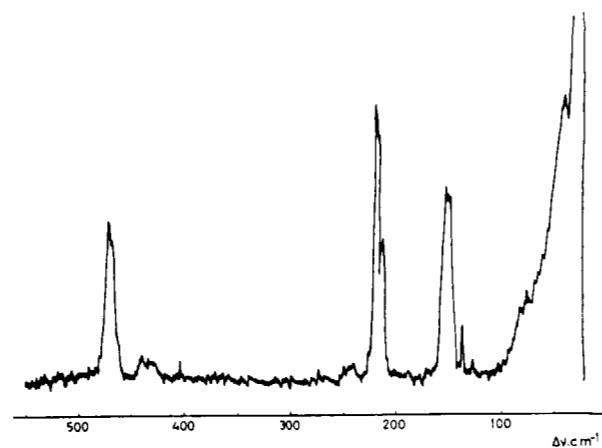


Figura 6.—Espectro Raman de un glóbulo de azufre.

En los análisis efectuados no ha sido detectada la presencia de CH_4 ni de N_2 , como muestra el espectro Raman de la figura 7.

en la fase líquida. Este hecho explica probablemente el que en gran número de casos la presencia de este compuesto pase desapercibida, cuando se utilizan simplemente las temperaturas de homogeneización para su caracterización.

3.5. Comparación con otros yacimientos de fluorita

Inclusiones del mismo tipo a las encontradas en este yacimiento, ya habían sido anteriormente observadas en la Fluorita de «Sierra de Lújar» (Granada) y estudiadas por BENY y otros (1981, 1982).

La diferencia fundamental en cuanto a este tipo de inclusiones en el yacimiento de «Sierra de Lújar» y el de «Oseja», es que mientras en las muestras de este último no ha sido observado en ninguna de las inclusiones la presencia de clatrato $CO_2 \cdot 5,75 H_2O$, éste es frecuente en las inclusiones de «Sierra de Lújar», menos rica en SH_2 y de mayor salinidad.

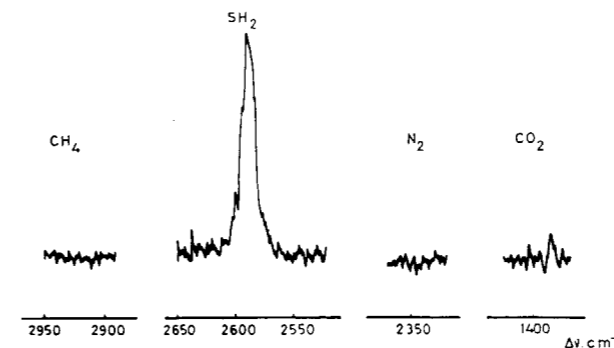


Figura 7.—Espectro Raman de una inclusión formada por 96,9% de SH_2 y 3,1% de CO_2 .

3.4. Interpretación de los resultados

Los resultados obtenidos conducen a establecer una relación entre temperatura de homogeneización parcial y porcentaje de SH_2 (fig. 8), teniendo lugar un aumento de la temperatura de homogeneización parcial a medida que el porcentaje de SH_2 es más elevado: es normal, ya que la temperatura crítica del SH_2 es 100,2° C y la temperatura crítica del CO_2 es 31,1° C.

Se observa que la homogeneización parcial no se efectúa por encima de la temperatura crítica del CO_2 puro (31,1° C), más que a partir de una proporción de aproximadamente 33 por 100 de SH_2

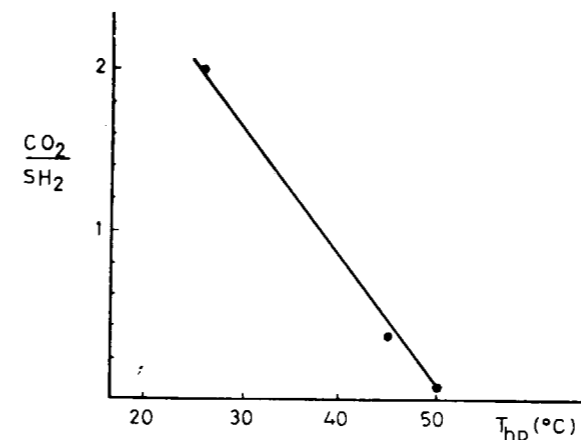


Figura 8.—Correlación entre la proporción CO_2/SH_2 y la temperatura de homogeneización parcial.

CONCLUSIONES

Presencia de sulfuros, de carácter tardío, dentro de la paragénesis. El azufre elemental en las inclusiones fluidas, podría provenir de estos mismos sulfuros durante etapas de oxidación.

Carácter secundario de las inclusiones, probablemente ligadas a etapas de tectonización importante.

Solamente los análisis por Microsonda Raman, permiten detectar la presencia de cantidad relativamente importante de SH_2 en algunas inclusiones en que la temperatura de homogeneización parcial es inferior a la temperatura crítica del CO_2 .

En este tipo de inclusiones con H_2O y alguna otra fase no miscible, el suponer que ésta se halla formada por CO_2 puro puede llevar a errores importantes de interpretación, también en términos de temperatura y presión de formación.

Este fenómeno es también conocido en la actualidad para otros tipos de mezclas gaseosas, tales como CO_2-CH_4 (SWANENBERG, 1980) y CO_2-N_2 (GUILHAUMOU y otros, 1981).

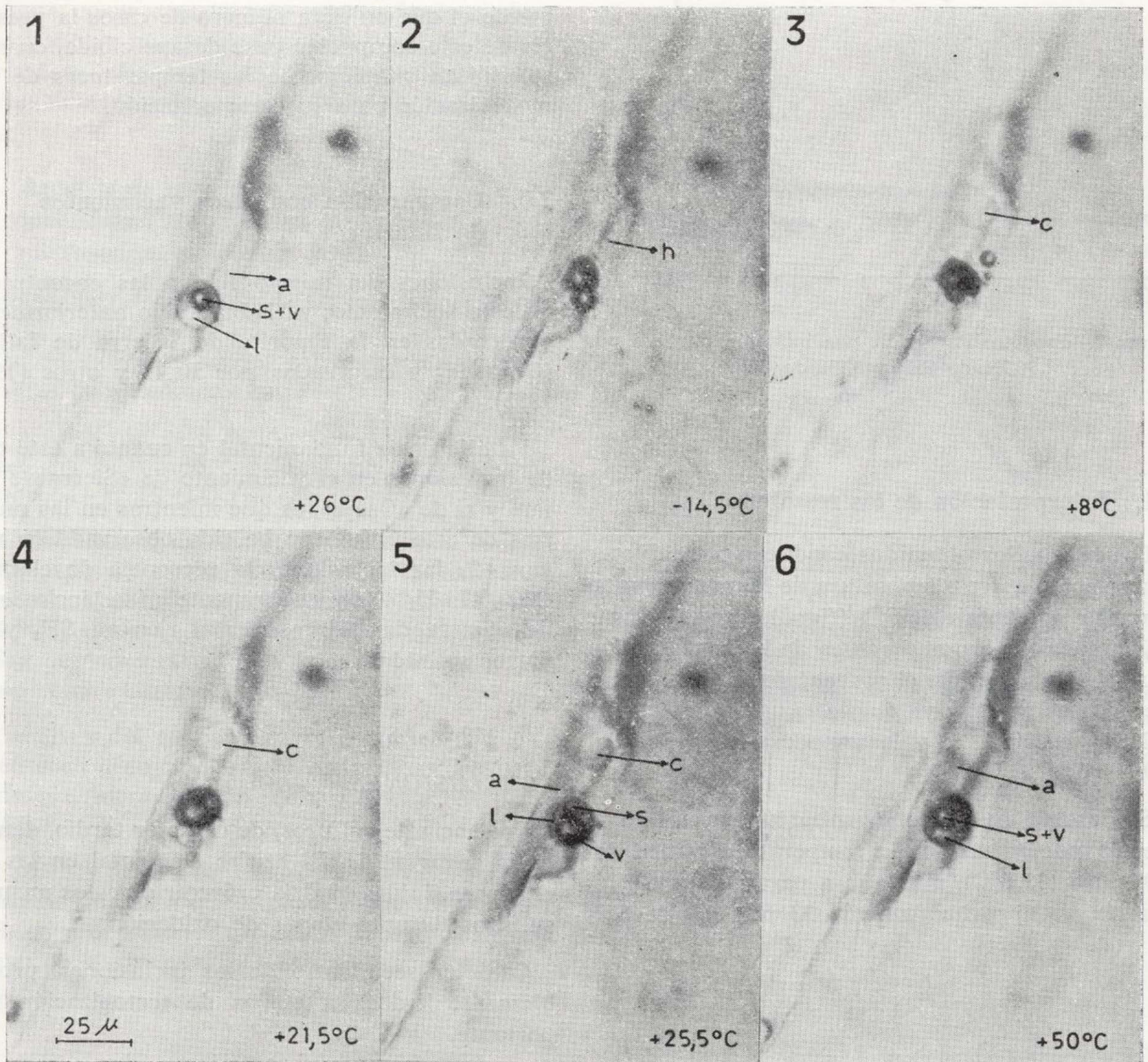


Figura 9.—Comportamiento microcrioscópico de una inclusión secundaria perteneciente al sistema $H_2O-SH_2-CO_2$ -Azufre elemental. Corresponde a una muestra de Fluorita de «Oseja».

- a: Solución acuosa.
- c: Clatrato $SH_2 \cdot 5,75H_2O$.
- h: Hielo.
- l: Fase líquida (SH_2 fundamentalmente).
- v: Fase vapor (SH_2 fundamentalmente).
- s: Azufre elemental (S_8) (en forma de «gel»).

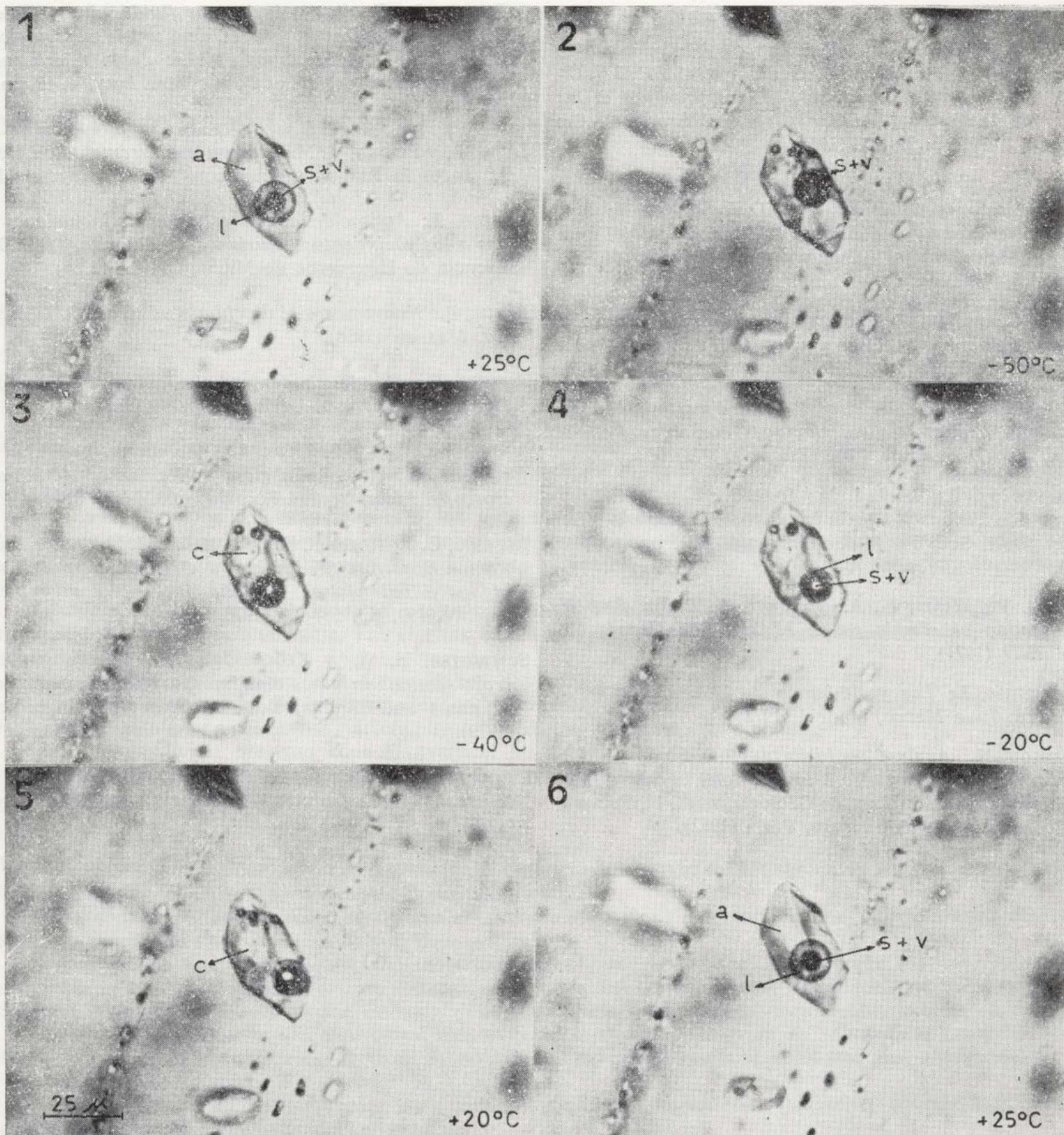


Figura 10.—Comportamiento microcrioscópico de una inclusión fluida secundaria del sistema $H_2O-SH_2-CO_2$ -Azufre elemental (Oseja).

- a: Solución acuosa.
- l: Fase líquida (SH_2-CO_2).
- s: Azufre elemental (S_8) (en forma de «gel»).
- v: Fase vapor (SH_2-CO_2).
- c: Clatrato ($SH_2 \cdot 5,75H_2O$).

BIBLIOGRAFIA

- BENY, C.; GUILHAUMOU, N., y TOURAY, J. C.: *Mise en évidence par microthermométrie et analyse à la microsonde Raman (Mole) de fluides inclus du système $H_2O-NaCl-CO_2-H_2S$ et Soufre élémentaire dans les fluorines et les quartz de la Sierra de Lujar (Grenade, Espagne)*. Cr. Acad. Sci., 292, pp. 797-800 (1981).
- BENY, C.; GUILHAUMOU, N., y TOURAY, J. C.: *Native-sulphur-bearing fluid inclusions in the $CO_2-H_2S-H_2O-S$ system—Microthermometry and Raman Microprobe (Mole) analysis— thermochemical interpretations*. Chem. Geol., 37, pp. 113-127 (1982).
- DELHAYE, M., y DHAMELINCOURT, P.: *Raman microprobe and microscopie with laser excitation*. J. Raman Spectroscopy, 3, p. 33 (1975).
- DHAMELINCOURT, P.: *Etude et réalisation d'une microsonde moléculaire à effet Raman. Quelques domaines d'application*. Tesis Doct. Univ. Lille (France) (1979).
- DHAMELINCOURT, P.; BENY, J. M.; DUBESSY, J., y POTY, B.: *Analyse d'inclusions fluides à la microsonde Mole à effet Raman*. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristal., 102, pp. 600-610 (1979).
- FENNER, W. R.; WYATT, H. A., y PORTO, S. P. S.: *Raman cross section of simple gases*. J. Opt. Soc. Amer., 63, I, pp. 73-77 (1973).
- GARCÍA IGLESIAS, J.: *Los yacimientos de Fluorita de Asturias*. Fund. Juan March, Madrid (1972).
- GUILHAUMOU, N.: *Analyse poctuelle des inclusions fluides par microsonde moléculaire à laser (Mole) et microthermométrie*. Travaux du Lab. de Géologie, núm. 14, Presses de l'Ecole Normale Supérieure, Paris (1982).
- GUILHAUMOU, N.; DHAMELINCOURT, P.; TOURAY, J. C., y TOURET, J.: *Etude des inclusions fluides du système N_2-CO_2 des dolomites et quartz de Tunisie septentrionale. Données de la microcryoscopie et de la microsonde à effet Raman*. Geochim. et Cosmochim. Acta, V, 45, pp. 657-673 (1981).
- LAPP, M., y PENNEY, C. M.: *Raman measurements on flames*. Advances in Raman spectroscopy, vol. 3, Heyden (1977).
- LOREDO, J.: *Aplicación de los estudios de inclusiones fluidas a los yacimientos asturianos de Fluorita*. Tesis Doct., Escuela de Ingenieros de Minas, Oviedo (1981).
- PASCAL, P.: *Nouveau traité de chimie minérale*. XIII, fasc. I, Ed. Masson (1956).
- PLACZEK, G.: *Handbuch der radiologie*. Vol. 6 (2), pp. 209-375, E. Marx, Akad. Verlags-Leipzig (1934).
- ROSASCO, G. J., y SIMMONS, J. M.: *Investigation of gas content of inclusions in glass by Raman scattering spectroscopy*. Amer. Ceram. Soc. Bull., 53, 9, pp. 626-630 (1974).
- ROSASCO, G. J.; ROEDDER, E., y SIMMONS, J. M.: *Laser excited Raman Spectroscopy for non destructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals*. Science, 190, pp. 557-560 (1975).
- SCHRÖTTER, H. W., y KLÖKNER, H. W.: *Raman scattering cross sections in gases and liquids*. Raman spectroscopy of gases and liquids, Edit. A. Weber, Springer-Verlag (1979).
- SWANENBERG, H. E. C.: *Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from S. W. Norway*. Tesis Doct. Utrecht (1980).

Recibido: Julio 83.



ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Estudio de la mineralización y rocas encajantes en la mina Lomero-Poyatos (Huelva) (*)

Por Casilda RUIZ GARCIA (**)

RESUMEN

El yacimiento Lomero-Poyatos está situado al norte de la provincia de Huelva, en la zona septentrional de la Faja Pirítica. Estratigráficamente está dentro del Complejo Volcánico Sedimentario.

Es una mineralización estratomorfa volcánogénica de sulfuros masivos. Se localiza en el flanco norte del anticlinal Lomero-Poyatos de eje E-O.

De muro a techo los materiales son los siguientes: Vulcanismo inferior, representado por tobas y lavas de composición dacítica y cineritas. Serie de transición, en cuya base se localiza la mineralización y sobre la que se encuentran tobas cineríticas gruesas, cineritas y pizarras tuffíticas. Vulcanismo superior, formado principalmente por tobas cineríticas.

Tanto a muro como a techo de la mineralización hay abundancia de minerales filicos (clorita y moscovita) de disposición bandeada alternante. Las cloritas tienen una composición comprendida entre pycnoclorita, ripidolita, clinocloro y sheridanita.

La mineralización masiva está formada por dos lentejones.

La paragénesis de la mineralización es de pirita esencialmente y en proporciones muy inferiores de tennantita, galena, esfalerita, calcopirita, arsenopirita, hematites, baritina, oro y electrum.

El yacimiento no presenta zonación vertical ni lateral bien definidas.

El carácter de la mineralización es más distal que proximal.

ABSTRACT

The deposit of Lomero-Poyatos is located in the province of Huelva, at the northern part of the Pyrite Belt. Stratigraphically it is in the Volcanic-Sedimentary-Complex.

The orebody is volcanogenic stratiform of massive sulphides. It occurs in the North branch of the anticline of Lomero-Poyatos which axis is E-W.

From footwall to hanging-wall, the materials are: Lower volcanism: tuffs, lavas (dacites), and fine ash tuffs. The «Serie de Transición» are coarsed ash tuffs, ash tuffs and tuffitic shales. At the bottom of the «Serie de Transición» is located the orebody. The upper volcanism consists mainly of ash tuffs.

There is an abundance of chlorite and moscovite with rhythmic layering as footwall as hanging-wall. The chlorites have a composition ranging from pycnoclorite, to clinocllore and ripidolite and sheridanite.

The massive sulphides are formed by two lenses.

The paragenesis is, mainly pyrite, and tennantite, galena, sphalerite, chalcopyrite, arsenopyrite, hematites, barite, gold and electrum in minor proportions.

The deposit is neither well-defined vertically nor lateral zonation.

The character of mineralization is more distal than proximal.

SITUACION

El yacimiento Lomero-Poyatos está al norte de la provincia de Huelva, en el cuadrante NE de la Hoja topográfica a escala 1:50.000 número 937 (El Cerro de Andévalo), dentro de los términos municipales de El Cerro de Andévalo y Cortegana (fig. 1).

(*) Este trabajo forma parte del «Estudio Geológico Minero del yacimiento Lomero-Poyatos», realizado por Américo Santos Bonaño y Casilda Ruiz García para el IGME. Corresponde a la parte del estudio de rocas y mineralización, ampliados en parte.

(**) Instituto Geológico y Minero de España

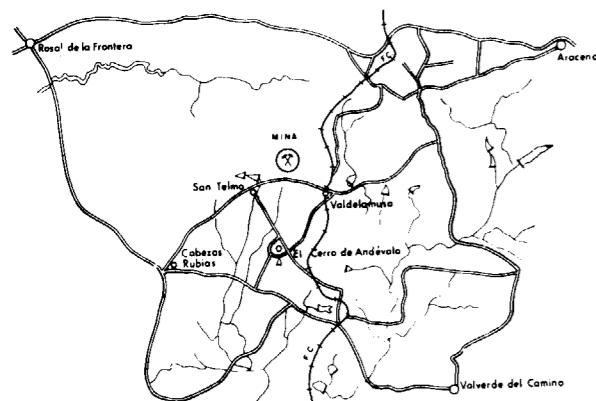


Figura 1.—Plano de situación.

Según la clasificación tradicional del macizo Hespérico (LOTZE, 1945) corresponde al dominio septentrional de la zona sudportuguesa, y concretamente a la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa formada por materiales devónico-carboníferos.

ENCUADRE GEOLOGICO

El yacimiento Lomero-Poyatos, estratigráficamente está dentro del Complejo Volcánico Sedimentario (C.V.S.) (fig. 2), donde se presentan las mineralizaciones de sulfuros complejos de la Faja Pirítica. Este depósito está situado en la zona septentrional de dicha Faja Pirítica.

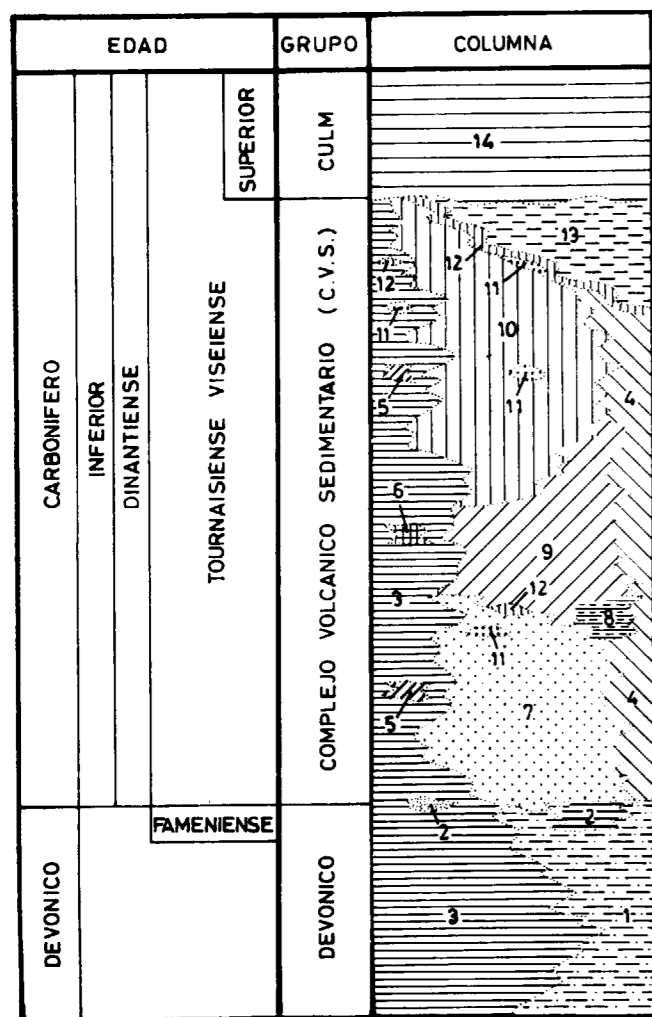


Figura 2.—Esquema litoestratigráfico de la zona Sudportuguesa.

- LITOLOGIA**
- 14 Pizarras y grauvacas con Posidonomyas, Goniatites y Archaeocalamites.
 - 13 Lavas, aglomerados, brechas, tobas y tufitas ácidas e intermedias (a veces básicas) (V₃).
 - 12 Pizarras y tufitas violetas «Pizarras moradas».
 - 11 Jaspes.
 - 10 Tobas finas, tufitas y pizarras. Lavas, aglomerados, brechas y tobas de composición ácida y localmente intermedias, con jaspes y lentejones calcáreos (V₂).
 - 9 Lavas, tobas, brechas y aglomerados de composición básica. Localmente tobas verde-violetas o abigarradas (Vb).
 - 8 Pizarras, cuarcitas y areniscas con nódulos finos y niveles de óxidos de hierro y manganeso.
 - 7 Brechas, aglomerados, tobas y tufitas de composición ácida, ácida-intermedia y localmente básicas (V₁).
 - 6 Lentejones de lavas y tobas básicas.
 - 5 Lavas, tobas y tufitas ácidas e intermedias.
 - 4 Pizarras, tobas y tufitas con lentejones de jaspes.
 - 3 Pizarras, cuarcitas, cuarzovacas y grauvacas con interestratificaciones locales de volcanitas, pizarras moradas y jaspes. Nódulos esporádicos de hierro y manganeso.
 - 2 Pizarras con nódulos y lentejones calcáreos.
 - 1 Pizarras y cuarcitas.

Los materiales están afectados por la Orogenia Hercínica.

El yacimiento se localiza en el anticlinal Lomero-Poyatos, de eje E-O, correspondiente a la primera fase de plegamiento, que es coincidente con la segunda.

La tercera fase de plegamiento es aproximadamente normal a las anteriores.

Dentro del anticlinal, se sitúa en el flanco norte, con buzamiento entre 20° y 50° al N.

ESTUDIO DE LAS ROCAS ENCAJANTES

En la mina Lomero-Poyatos se ha establecido la serie litoestratigráfica correspondiente a la figura 3.

Las denominaciones de los diferentes tramos se han dado en parte por su aspecto mesoscópico, aunque no corresponda exactamente a su clasificación propiamente dicha, como se va a ver.

Asimismo, una sola denominación puede englobar varios tipos de rocas.

De muro a techo aparecen las siguientes rocas:

VOLCANISMO INFERIOR O INICIAL

Tobas y lavas inferiores

Tobas

Presentan color gris verdoso. Corresponden a tobas cristalinas de composición dacítica. La textura es porfidoclástica esquistosa, marcada tanto por la disposición de la matriz como de los porfidoclastos. La matriz es microcristalina de composición dacítica, en algunos puntos con cuarzo y sericita; se reconoce su procedencia a partir de vidrio desvitrificado y en algunos niveles es cinerítica.

Los porfidoclastos no sobrepasan los 2 mm. de diámetro medio como máximo, excepcionalmente pueden llegar a él; se pueden encuadrar, por tanto, dentro de las tobas cineríticas gruesas

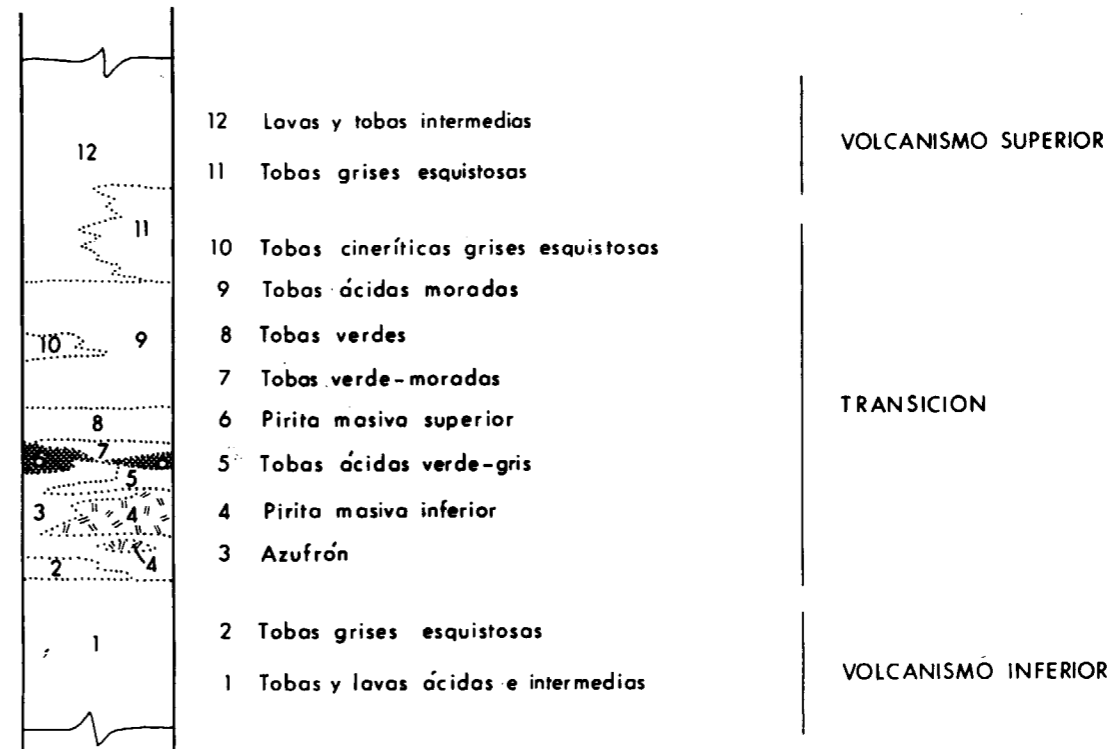


Figura 3.—Esquema litoestratigráfico de la Mina

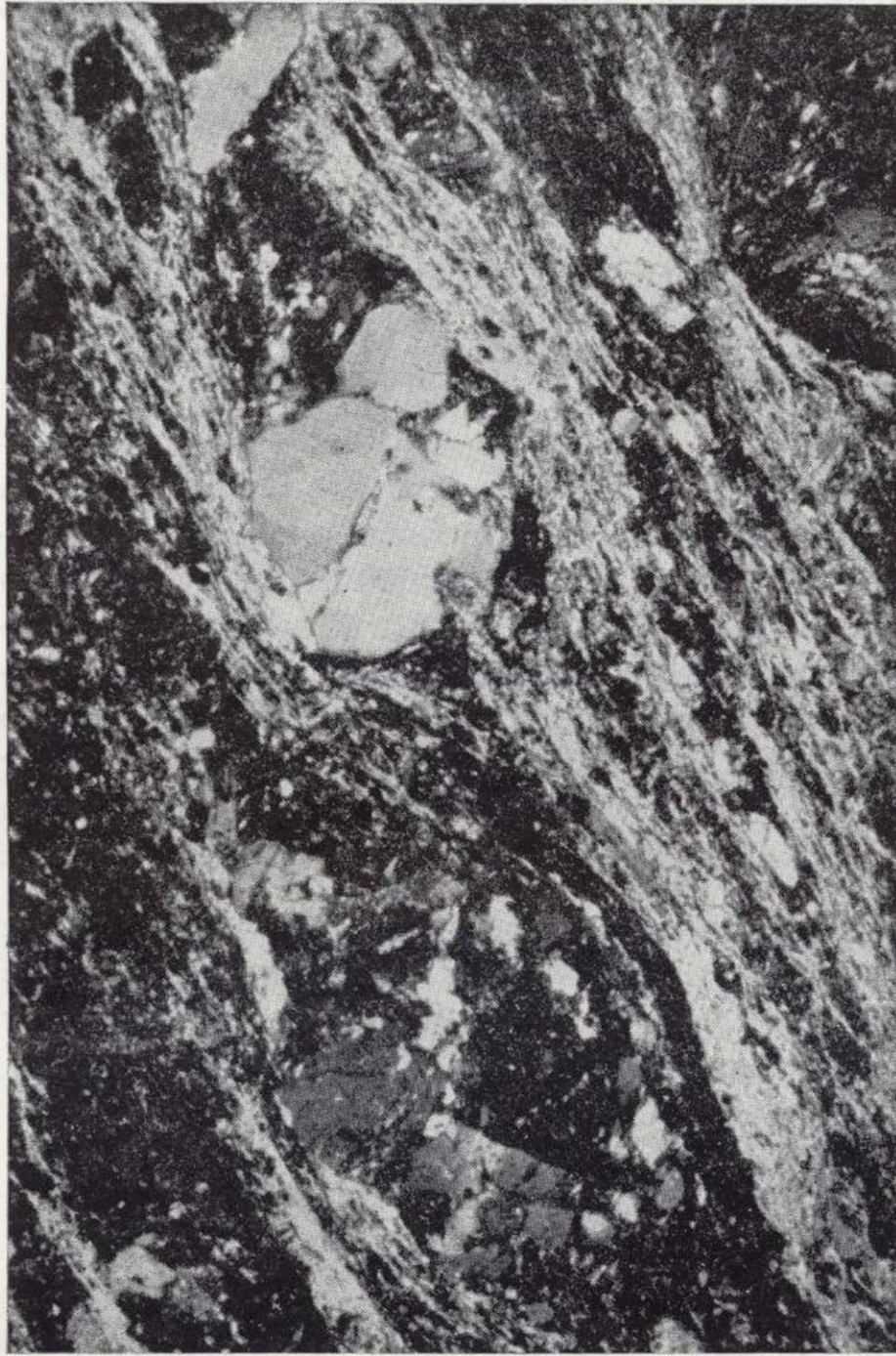


Foto 1.—Porfidoclastos de plagioclasa y cuarzo en tobas cineríticas inferiores (luz transmitida, ×36, N X).

(I. U. G. S., 1981), a lo que nosotros preferimos denominar simplifícadamente tobas.

Los fenoclastos son de plagioclasa y cuarzo, más abundantes los primeros y de mayor tamaño los segundos. Los fenoclastos de plagioclasa son idiomorfos, maclados y preferentemente frescos, aunque los hay parcialmente transformados a epidota y puntualmente a prehnita. Los fenoclastos de cuarzo a veces tienen golfos de corrosión. Tanto los fenoclastos de cuarzo como los de plagioclasa muestran tectonización con doblamiento de maclas de plagioclasa, láminas de Böehm en el cuarzo, extinción ondulante, fracturas (con frecuencia rellenas de calcita o clorita), etcétera (foto 1).

Estas rocas presentan niveles sericíticos según el bandeado y otros de cuarzo microcristalino.

Es frecuente que estos niveles alternen con otros ricos en clorita. Esta disposición rítmica no parece que sea de origen metamórfico.

Los minerales accesorios son: sulfuros, esfena, apatito, circón y rutilo por este orden. Puntualmente mineral de epidota, calcita y materia orgánica.

Los sulfuros, finamente diseminados, normalmente se distribuyen con una cierta orientación según el bandeado, más acusada en los niveles fílicos, aunque no de una forma continua, sino más bien rítmica y polarizada. Corresponden a piritita y, en cantidad, más accesoria todavía, a calcopiritita, esfalerita, galena, cobre gris y arsenopiritita. Los cristales de piritita varían desde 0,015 milímetros a 0,3 mm. de diámetro, son idiomorfos con caras generalmente no simétricas res-



Foto 2.—Fenocristales de plagioclasa y cuarzo en lava dacítica inferior (luz transmitida, ×36, N X).



Foto 1.—Porfidoclastos de plagioclase y cuarzo en tobas cineríticas inferiores (luz transmitida, $\times 36$, N X).

(I. U. G. S., 1981), a lo que nosotros preferimos denominar simplídicamente tobas.

Los fenoclastos son de plagioclase y cuarzo, más abundantes los primeros y de mayor tamaño los segundos. Los fenoclastos de plagioclase son idiomorfos, maclados y preferentemente frescos, aunque los hay parcialmente transformados a epidota y puntualmente a prehnita. Los fenoclastos de cuarzo a veces tienen golfos de corrosión. Tanto los fenoclastos de cuarzo como los de plagioclase muestran tectonización con doblamiento de maclas de plagioclase, láminas de Böhm en el cuarzo, extinción ondulante, fracturas (con frecuencia rellenas de calcita o clorita), etcétera (foto 1).

Estas rocas presentan niveles sericíticos según el bandeado y otros de cuarzo microcristalino.

Es frecuente que estos niveles alternen con otros ricos en clorita. Esta disposición rítmica no parece que sea de origen metamórfico.

Los minerales accesorios son: sulfuros, esfena, apatito, circón y rutilo por este orden. Puntualmente mineral de epidota, calcita y materia orgánica.

Los sulfuros, finamente diseminados, normalmente se distribuyen con una cierta orientación según el bandeado, más acusada en los niveles fílicos, aunque no de una forma continua, sino más bien rítmica y polarizada. Corresponden a piritita y, en cantidad, más accesoria todavía, a calcopiritita, esfalerita, galena, cobre gris y arsenopiritita. Los cristales de piritita varían desde 0,015 milímetros a 0,3 mm. de diámetro, son idiomorfos con caras generalmente no simétricas res-

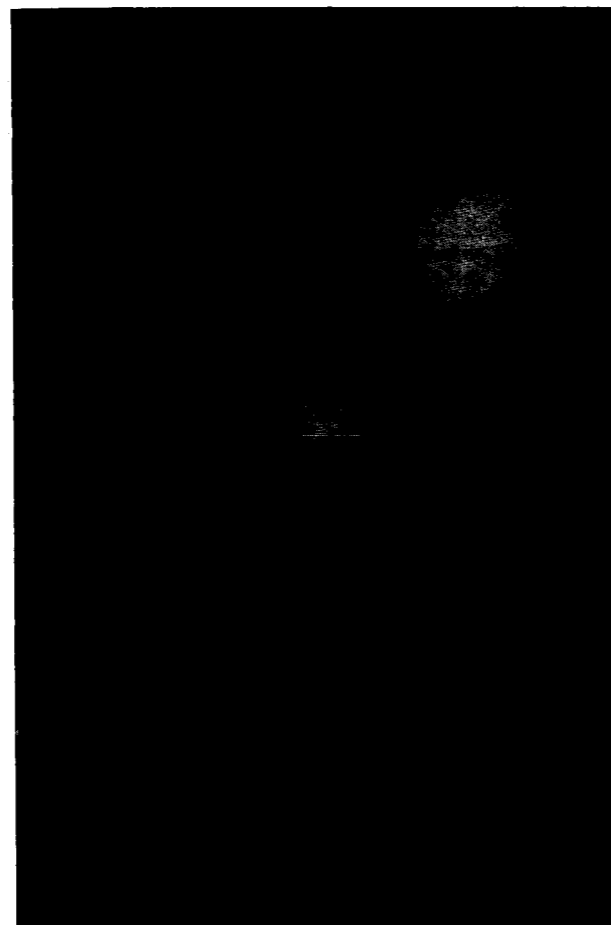


Foto 2.—Fenocristales de plagioclase y cuarzo en lava dácítica inferior (luz transmitida, $\times 36$, N X).

pecto a la esquistosidad; muestran colas de presión asimétricas de cuarzo plumoso, cuyo eje de fibra es paralelo a la esquistosidad. Parece deducirse, pues, que la piritita sería pre-tectónica; la cola, silíceo sintectónica.

Lavas

Son rocas de color gris. Corresponden a dacitas. Tienen textura porfidica con matriz microcristalina.

Los fenocristales son abundantes, foto 2; corresponden a plagioclase, cuarzo y ferromagnético cloritizado. Los fenocristales de plagioclase An 38, a veces albitizada, en proporción mucho menor que los de cuarzo, son euédricos prácticamente inalterados, salvo de forma incipiente a sericita y saurita y en algún punto a mineral de epidota, prehnita o carbonato que pone de manifiesto el zonado.

La matriz es microcristalina de plagioclase y cuarzo.

Minerales accesorios son: esfena, opacos, circón y apatito por este orden de abundancia.

Estas lavas presentan una cloritización manifiesta en algunas zonas y silicificación puntual poco desarrollada.

Tobas esquistosas inferiores

Tienen color gris y son concordantes con las inmediatamente inferiores.

Son rocas ácidas que corresponden a cineritas tobáceas cristalinas, basándonos para esta denominación en que gran parte de los porfidoclastos tienen sus tamaños inferiores a 1/16 mm., por lo que las clasificamos como tobas cineríticas finas (I. U. G. S., 1981), a lo que hemos denominado simplídicamente cinerita; pero como una pequeña parte de los porfidoclastos sobrepasan los 1/16 mm., la clasificación completa quedaría como cinerita tobácea, teniendo en cuenta lo ya acordado de denominar toba a las tobas cineríticas gruesas.

Presentan textura esquistosa y están compuestas principalmente por sericita, cuarzo, clorita y sulfuros. Los minerales fílicos que marcan la esquistosidad se disponen de forma rítmica alter-

nante, siendo la sericita mucho más abundante que la clorita; también hay algunos niveles intercalados de cuarzo microcristalino.

Los porfidoclastos son de cuarzo, muchos de ellos claramente de origen volcánico; respecto a su tamaño nos remitimos a lo ya dicho para la clasificación; los de mayor diámetro suelen presentar sombras de presión.

Minerales accesorios son circón y apatito; calcita según zonas.

Los sulfuros aparecen en cristales idiomorfos diseminados, con diámetro medio de 0,075 mm. Son más abundantes que en las tobas inferiores. Se localizan en niveles discontinuos paralelos a la esquistosidad. Estos niveles alternan con los niveles fílicos de una forma rítmica. Su distribución es polarizada, aumentando progresivamente hacia el techo, lo que excluirá un origen metamórfico.

Los cristales de sulfuros, al igual que ocurría en las tobas inferiores, presentan frecuentemente colas de presión de cuarzo plumoso con eje de fibra paralelo a la esquistosidad, con la diferencia de que en estas rocas al ser los cristales de sulfuros más abundantes se enlazan las colas de presión de unos cristales con las de otros.

La potencia media de estas tobas esquistosas es de 5 m.

SERIE DE TRANSICION

Azufrón

Se denomina así a las zonas de piritita diseminada en las tobas, así como a los lechos de piritita masiva intercalados en dichas tobas que no alcanzan a las leyes mínimas explotables.

La piritita diseminada aparece en cineritas tobáceas ácidas. Estas cineritas tienen disposición bandada, incluyendo niveles alternantes de piritita idiomorfa con frecuentes colas de presión, asociada a lechos cloríticos con cuarzo, en los que la clorita aparece en láminas bien desarrolladas (foto 3).

Las láminas de clorita son de color verde muy pálido, casi incoloro, en la posición de mayor absorción y claramente incolora en la posición de

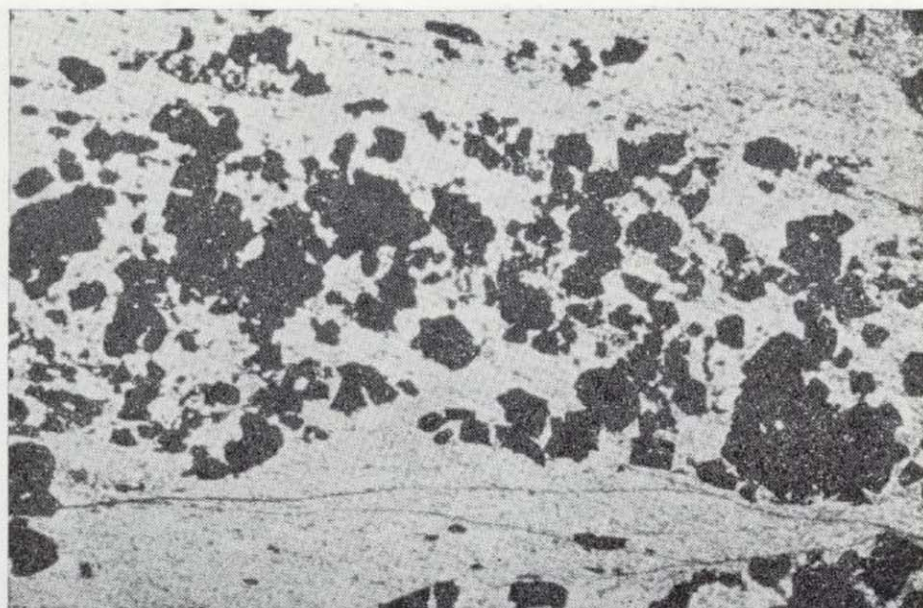


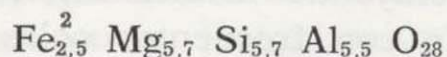
Foto 3.—Niveles de pirita diseminada en azufrón.
(Luz transmitida, ×36, N II).

menor absorción. Se han realizado tres análisis de la misma en una microsonda electrónica ARL SEMQ con 15 Kv. y 25 nA. (*), cuyos resultados son:

FeO	14,341	14,851	14,605
MnO	0,364	0,361	0,395
Cr ₂ O ₃	0,060	0,106	0,019
SiO ₂	28,438	28,498	28,555
Al ₂ O ₃	23,434	24,231	24,160
ZnO	0,139	0,054	0,048
NiO	0,026	0,105	0,036
TiO ₂	0,052	0,059	0,027
CaO	0,071	0,039	0,034
K ₂ O	0,255	0,076	0,056
Na ₂ O	0,041	0,025	0,006
MgO	19,121	19,619	19,413
Total	86,344	88,025	87,413

En estos análisis no se contabiliza el agua.

A partir de la media de estos análisis se ha calculado la fórmula sobre la base de 28 oxígenos equivalentes, no considerando el H₂O⁺, según DEER, HOWIE y ZUSSMAN (1962). La fórmula resultante es:



que proyectada en el diagrama de HEY (fig. 4) se sitúa en el punto 1, que corresponde a una com-

(*) Análisis realizados en el Laboratorio de Microsonda de la Facultad de Ciencias Físicas de Lausana (Suiza) por el Dr. Fernández González, del IGME.

posición entre pycnoclorita, ripidolita, clinocloro y sheridanita.

Estas cineritas tienen una pasta microcristalina de sericita, cuarzo y clorita sobre la que se disponen finos fenoclastos de origen volcánico con frecuentes sombras de presión. Minerales accesorios son apatito, circón, rutilo y prehnita.

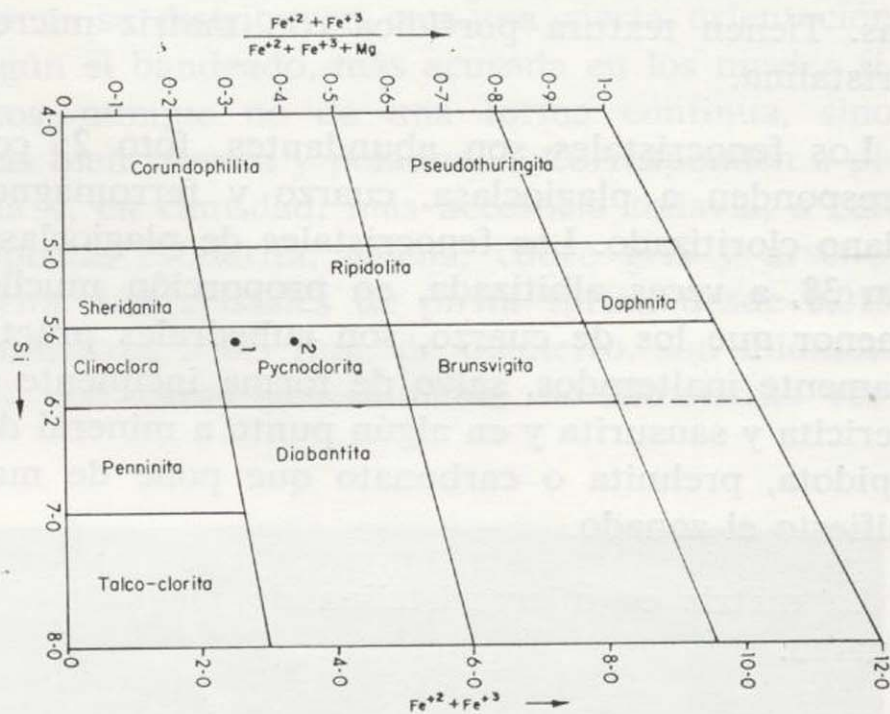


Figura 4.—Diagrama de Hey.

1. Composición media de las cloritas en azufrón.
2. Composición media de las cloritas en rocas sin sulfuros.

La pirita, al igual que ocurría en las tobas inmediatas inferiores, muestra abundantes colas de presión de cuarzo que aquí, al aumentar la proporción de pirita, todavía acusan más el proceso de unión de las colas de unos cristales de pirita con los adyacentes.

Cuando la pirita no está en tan estrecha relación con rocas piroclásticas, aparece en niveles sericíticos cuarzosos con abundante cuarzo plumoso en colas de presión de la pirita.

Minerales metálicos asociados a la pirita, pero en proporción muy accesorio y posteriores a ella, son arsenopirita, cobre gris, galena y calcopirita por este orden de deposición. La potencia media de azufrón es de 50 m.

Pirita masiva inferior

Se presenta en lechos de 10 m. de potencia y longitud superior a 100 m. (ver estudio de la mineralización).

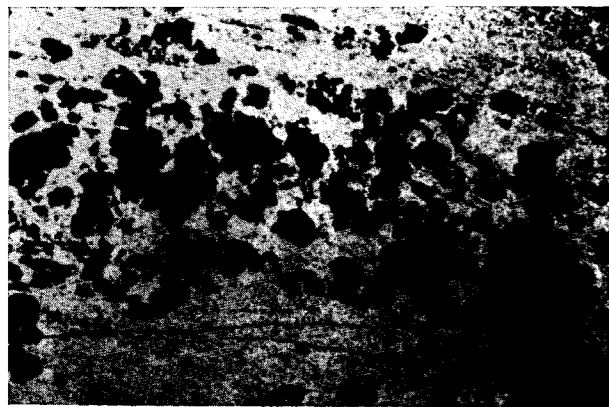


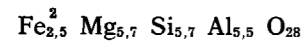
Foto 3.—Niveles de pirita diseminada en azufre. (Luz transmitida, ×36, N II).

menor absorción. Se han realizado tres análisis de la misma en una microsonda electrónica ARL SEMQ con 15 Kv. y 25 nA. (*), cuyos resultados son:

FeO	14,341	14,851	14,605
MnO	0,364	0,361	0,395
Cr ₂ O ₃	0,060	0,106	0,019
SiO ₂	28,438	28,498	28,555
Al ₂ O ₃	23,434	24,231	24,160
ZnO	0,139	0,054	0,048
NiO	0,026	0,105	0,036
TiO ₂	0,052	0,059	0,027
CaO	0,071	0,039	0,034
K ₂ O	0,255	0,076	0,056
Na ₂ O	0,041	0,025	0,006
MgO	19,121	19,619	19,413
Total	86,344	88,025	87,413

En estos análisis no se contabiliza el agua.

A partir de la media de estos análisis se ha calculado la fórmula sobre la base de 28 oxígenos equivalentes, no considerando el H₂O⁺, según DEER, HOWIE y ZUSSMAN (1962). La fórmula resultante es:



que proyectada en el diagrama de HEY (fig. 4) se sitúa en el punto 1, que corresponde a una com-

(*) Análisis realizados en el Laboratorio de Microsonda de la Facultad de Ciencias Físicas de Lausana (Suiza) por el Dr. Fernández González, del IGME.

posición entre pycnoclorita, ripidolita, clinocloro y sheridanita.

Estas cineritas tienen una pasta microcristalina de sericita, cuarzo y clorita sobre la que se disponen finos fenoclastos de origen volcánico con frecuentes sombras de presión. Minerales accesorios son apatito, circón, rutilo y prehnita.

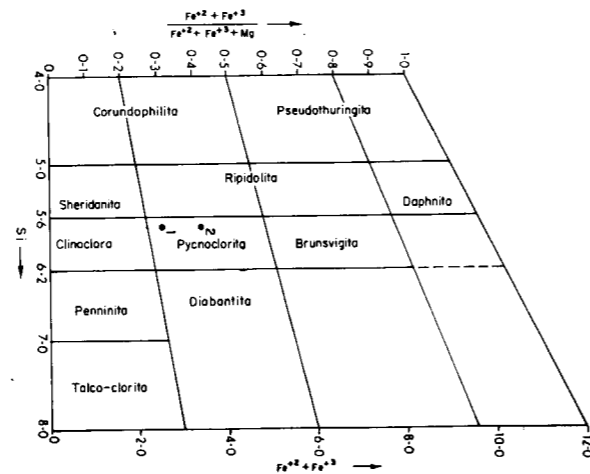


Figura 4.—Diagrama de Hey.

1. Composición media de las cloritas en azufre.
2. Composición media de las cloritas en rocas sin sulfuros.

La pirita, al igual que ocurría en las tobas inmediatas inferiores, muestra abundantes colas de presión de cuarzo que aquí, al aumentar la proporción de pirita, todavía acusan más el proceso de unión de las colas de unos cristales de pirita con los adyacentes.

Cuando la pirita no está en tan estrecha relación con rocas piroclásticas, aparece en niveles sericíticos cuarzosos con abundante cuarzo plumoso en colas de presión de la pirita.

Minerales metálicos asociados a la pirita, pero en proporción muy accesorio y posteriores a ella, son arsenopirita, cobre gris, galena y calcopirita por este orden de deposición. La potencia media de azufre es de 50 m.

Pirita masiva inferior

Se presenta en lechos de 10 m. de potencia y longitud superior a 100 m. (ver estudio de la mineralización).

Tobas ácidas verde-grises

Localizadas a techo de la pirita masiva inferior con potencia de 1 a 5 m. y superior en la zona Poyatos.

Son tobas cineríticas gruesas (I. U. G. S., 1981), ya que el diámetro medio de los porfidoclastos no sobrepasa los 2 mm., a lo que hemos acordado denominar como toba. Son, por tanto, tobas cristalinas de composición ácida.

Su textura es esquistosa. La pasta está compuesta por clorita, sericita y cuarzo microcristalino y en menor cantidad plagioclasa; opacos pulverulentos, rutilo y calcita son accesorios.

Los minerales filicos se disponen según la esquistosidad. Hay un bandeo alternante formado por niveles con predominio cuarzo-clorítico con otros con predominio cuarzo-sericítico.

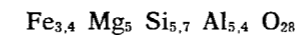
Al estar localizadas estas rocas a techo de la masa piritica inferior y a muro de la masa piritica superior hemos considerado importante conocer la naturaleza de la clorita.

La clorita aparece en cristales tabulares de color verde en la posición de mayor absorción a incoloro prácticamente en la posición de menor absorción. Los resultados de los tres análisis que se han efectuado por microsonda electrónica son los siguientes:

FeO	18,739	19,363	19,500
MnO	0,571	0,466	0,528
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,023
SiO ₂	27,287	27,197	27,887
Al ₂ O ₃	21,081	21,631	22,011
ZnO	0,076	0,110	0,128
NiO	0,039	0,040	0,141
TiO ₂	0,004	0,058	0,077
CaO	0,158	0,145	0,192
K ₂ O	0,125	0,079	0,109
Na ₂ O	0,040	0,053	0,054
MgO	15,992	16,474	16,346
Total	84,113	85,615	86,997

En estos análisis no se contabiliza el agua.

De la media de los tres análisis y de la misma forma, ya explicada, la fórmula resultante en este caso es:



que proyectada en el diagrama de la figura 4 se

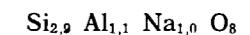
sitúa en el punto 2, que corresponde a una composición entre pycnoclorita y ripidolita.

Los porfidoclastos son de plagioclasa y cuarzo, muchos de ellos claramente de origen volcánico, correspondiendo, por regla general, los de mayor tamaño a plagioclasa.

Se han analizado por microsonda electrónica varios cristales de plagioclasa de estas rocas y el resultado medio de los mismos es el siguiente:

FeO	0,090
MnO	0,007
Cr ₂ O ₃	0,013
SiO ₂	67,195
Al ₂ O ₃	20,830
ZnO	0,014
NiO	0,006
TiO ₂	0,025
CaO	0,654
K ₂ O	0,059
Na ₂ O	11,826
MgO	0,008
Total	100,727

A partir del cual hemos obtenido la fórmula siguiente:



que corresponde a una albita pura.

Se presenta esta plagioclasa en cristales idiomorfos maclados, según CARLSBAD, y albita, y prácticamente inalterada, extinción ondulante; con cierta frecuencia aparece en agregados de forma lenticular, cuyo eje es paralelo a la esquistosidad con sombras de presión cuarzo-filíticas enlazadas.

No presentan metalización diseminada, pero sí una diseminación de minerales titanados.

Pirita masiva superior

Forma un nivel continuo y es concordante con las tobas ácidas verde-gris infrayacentes o con los azufres (ver estudio de la mineralización).

Tobas verde moradas

Están a techo de la pirita masiva superior y concordantes con ella; presentan lentejones de pirita masiva y de jaspes hematíticos.

Corresponden a tobas cineríticas (en el límite entre toba cinerítica gruesa y fina), cineritas y pizarras tufíticas.

Tienen textura esquistosa coincidente con el bandeo marcado por los componentes filicos, que son muy abundantes: clorita y sericita-moscovita, en lechos alternantes. Asimismo, el bandeo también lo marcan las variaciones cuantitativas e incluso de tamaño de los porfidoclastos.

Los porfidoclastos son esencialmente de cuarzo elongado según la esquistosidad, con fuerte extinción ondulatoria y sombras de presión. Componentes accesorios son minerales metálicos, apatito, rutilo y biotita.

Hay finas fracturas oblicuas a la esquistosidad, en las que se depositó primero clorita y posteriormente en la zona central calcita en mosaico.

En estas rocas no es fácil distinguir si la fracción fina corresponde a cenizas volcánicas o a un sedimento pelítico; dada la esquistosidad que presentan y la abundancia de materiales filicos (moscovita y clorita) no se puede excluir, en parte, una fuente sedimentaria.

Sus potencias están comprendidas entre 0,5 y 2 m.

Tobas verdes

A techo de las tobas verdes moradas o en cambio de facies con ellas, aparecen estas tobas verdes grisáceas con menos lentejones piríticos que aquéllas y sin jaspes hematílicos.

Se diferencian, además, por la presencia de porfidoclastos de plagioclasa.

Tobas ácidas moradas

Son tobas ácidas cristalinas. La pasta está formada por la alternancia de niveles predominantemente cloríticos, sericíticos o de cuarzo microcristalino, con mayor o menor cantidad de cristales de plagioclasa. Minerales accesorios son: opacos, esfena, material carbonoso, apatito, rutilo y mineral de epidota.

Los porfidoclastos no suelen rebasar los 1,3 milímetros de diámetro, por lo que correspondería a una toba cinerítica gruesa, es decir, a lo que hemos denominado toba.

Los porfidoclastos son de cuarzo y plagioclasa, en proporciones similares y bastante abundantes; ocasionalmente aparecen fragmentos de roca pelítica.

Los porfidoclastos pueden estar formados por un solo cristal o por un mosaico de plagioclasa y/o cuarzo.

Los porfidoclastos de plagioclasa son albiticos, idiomorfos y maclados; aparecen frescos o algo transformados a prehnita; se disponen siguiendo la dirección de la esquistosidad en $\pm 30^\circ$.

Los porfidoclastos de cuarzo tienen golfos de corrosión.

Los porfidoclastos muestran sombras de presión principalmente de clorita.

Existen bandas de calcita en mosaico, así como de material carbonoso pulverulento, más o menos congruentes con la esquistosidad; hay removilizaciones de calcita, a veces con cuarzo asociado, en fracturas perpendiculares a la esquistosidad.

Estas rocas en algunas zonas son claramente piroclásticas, pero en otras parecen epiclásticas, componente que aunque no se puede descartar, no creemos esté en cantidad suficiente para considerarlas tufitas.

Tienen una potencia de 10 m.

Tobas cineríticas grises esquistosas

Se presentan interestratificadas con las tobas ácidas moradas. Corresponden a cineritas con algunos porfidoclastos de cuarzo.

La textura es esquistosa, plegada por la segunda fase, bandeada, con alternancia de lechos silíceos (predominantemente cuarzo microcristalino), con otros ricos en sericita-moscovita. Ocasionalmente hay alguna banda rica en calcita recristalizada. Minerales accesorios son apatito y circón.

Los porfidoclastos de cuarzo presentan golfos de corrosión, así como sombras de presión; acusan la fuerte tectonización, mostrando extinción ondulante intensa y fracturas que están rellenas por material removilizado, principalmente calcita.

Hay bandas alternantes donde se concentran cristales de pirita idiomorfos de tamaño alrede-

dor de 0,18 mm. Generalmente tienen colas de presión de cuarzo simples que suelen ser rectas y en ocasiones curvas.

Estas rocas tienen una potencia máxima de 10 m.

VOLCANISMO SUPERIOR

Tobas grises esquistosas superiores

Están formadas esencialmente por minerales filicos (clorita y sericita) y en mucha menor proporción por cuarzo microcristalino, constituyendo todo una matriz esquistosa alternante sobre la que se disponen porfidoclastos de cuarzo volcánicos con golfos de corrosión.

Las bandas filicas acusan una esquistosidad que crenula a la principal.

Sobre la pasta cinerítica, que constituye el mayor volumen de estas rocas, se disponen cristales idiomorfos de pirita con colas de presión de cuarzo.

Entre los lechos filicos hay calcita microcristalina.

Hay algunos finos niveles que parecen epiclásticos, pero pensamos que, en conjunto, no tendrán importancia en cuanto a su cantidad.

La potencia de estas tobas grises es de 1 a 5 m.

Tobas y lavas superiores

Corresponden a tobas y lavas de color verde y gris. Su composición varía de intermedia a ácida.

A techo del segundo episodio volcánico hay pizarras, tobas finas y tufitas que afloran en la zona meridional de las concesiones Lomero-Poyatos.

Resumen estudio de las cloritas

Hemos visto que la clorita que aparece en las zonas de mineralización (azufrón) es menos ferrífera que la de los niveles no mineralizados entre pirita masiva superior e inferior, lo cual corresponde con los caracteres ópticos, es decir, con el color, que es más verde cuanto más hierro tiene.

Estas determinaciones de las cloritas están muy próximas a las que dan SOLER, E. (1974); WILLIAMS, D. et al (1973) y ROUTHIER, M. P., AGE et al (1981) para la Faja Pirítica, que las identifican como ripidolitas.

Estas cloritas son propias de la facies de los esquistos verdes, que es la facies metamórfica correspondiente a las rocas estudiadas y la misma de las provincias de Japón y Canadá.

ESTUDIO DE LA MINERALIZACION

Ya hemos visto que la mineralización está a techo del volcanismo inicial en los niveles basales de la serie de transición.

La mineralización explotable tiene forma lentejonar, en dos masas, como ya se ha dicho. La masa inferior, «Poyatos» (a Poniente), se localiza entre azufrones o bien entre tobas grises esquistosas, a muro, y tobas ácidas verde gris, a techo.

La masa superior, «Lomero» (a Levante), está entre azufrón o tobas ácidas verde gris, a muro, y tobas verdes moradas o tobas verdes, a techo.

Hay una fracturación transversal sincrónica con la tercera fase y otra fracturación longitudinal de dirección coincidente con primera y segunda fase de plegamiento.

Componentes minerales de la mineralización

En la mineralización han sido reconocidas las siguientes especies minerales:

Pirita:

Aparece en dos tipos principales: pirita diseminada y pirita masiva.

La pirita diseminada se presenta en cristales idiomorfos y está presente sobre todo en los azufrones. Se localiza principalmente siguiendo un bandeo que coincide con S_1 .

La pirita masiva se presenta desde pirita en mosaico cristalino a cristales idiomorfos o subidiomorfos, entre cuyos finos intersticios aparecen otros sulfuros o ganga. Esta pirita se hace a veces brechoide. Se ha visto pirita deformada y recristalizada orientadamente. Hay cristales de

pirita con la zona central idiomorfa rodeada de un anillo de crecimiento posterior recristalizado, incluso a veces dos anillos concéntricos. Estos anillos ocasionalmente pueden marcarse por una fina película de cobre gris.

La pirita masiva también puede presentarse como pirita de textura colomorfa (menos frecuente que el tipo anterior), textura que se hace en ocasiones patente al estar marcada por otros sulfuros. Se han reconocido, en estas zonas, framboides de pirita, que destacan sobre todo cuando están marcados por un punteado de galena y/o tetraedrita.

Algunas veces se ha visto pirrotina en pequeños cristales incluidos en pirita. Dado que aparece en cantidades tan ínfimas y, sobre todo, que nunca se ha reconocido siguiendo direcciones de cruce de pirrotina, no creemos que, en nuestro caso, la pirita procediera de la pirrotina, como algunos autores creen posible para otras minas de la Faja Pirítica, HOFSTETTER, J. P. (1980).

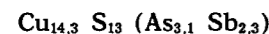
De la misma forma que pirrotina ha sido vista calcosina.

Se ha observado sedimentación gradada marcada por la pirita.

Tetraedrita-Tennantita:

En la Faja Pirítica la familia de los cobres grises está representada frecuentemente por términos próximos al extremo del Antimonio (tetraedrita, propiamente dicha) más que por los términos arsenicales. Esta mineralización no sigue la regla general, ya que los «tetraedritas» analizadas por microsonda corresponderían a tennantitas.

Los resultados de los análisis, en tanto por ciento, son los siguientes: Cu-38,4; As-12,0; Sb-14,5; S-21,6; Fe-3,0; Zn-5,6; Ag-0,6, a partir de los cuales resulta la fórmula:



Al igual que todos los componentes de la mineralización, a excepción, lógicamente, de la pirita, su proporción en la misma es baja. Se presenta en finos lechos bandeados continuos (a veces con galena asociada) o en fina disseminación. Cuando los lechos son lo suficientemente gruesos aparecen cristales idiomorfos de pirita sobre la tennantita, dispuestos con un cierto bandeo. Otra for-

ma de presentarse es en cristales intersticiales que rodean a los de pirita (foto 4), y en este caso también puede ir asociada a galena. Presenta algo de removilización.

Galena:

Se presenta generalmente rodeando a la pirita de forma intersticial. También puede aparecer en cristales sobre la pirita o finamente disseminada sobre ella.

Esfalerita:

Presenta pocas reflexiones internas.

Aparece bandeada o en masas irregulares sobre las que se disponen cristales idiomorfos de pirita. Localmente puede estar algo removilizada.

Calcopirita:

Muy poco abundante, aunque se ha encontrado tanto en las zonas masivas como en los azufrones. Es el sulfuro que primero se removiliza, aunque no mucho, reconcentrándose siguiendo direcciones S_3 de microfacturas.

Arsenopirita:

Poco abundante, siempre en cristales rómbicos característicos. Algunas veces asociada a galena y «tetraedrita».

Hematites:

Se presenta en cristales tabulares dispuestos en finas bandas en la pirita masiva o bien intersticialmente entre los cristales de pirita.

Ha sufrido un proceso de magnetización (foto 5) bastante desarrollado, pudiéndose llegar a originar bellos cristales de magnetita pseudomórficos de hematites. Este proceso, cuando no aparece en relación con el metamorfismo de contacto, es difícil de explicar (RAMDOHR, P., 1980).

Baritina:

ROUTHIER, M. P., AYE, F., et al (1980) en su completísimo trabajo sobre la Faja Pirítica afirman que en la mina Lomero-Poyatos no hay baritina; nosotros, sin embargo, la hemos encontrado, aunque bien es verdad que en muy pequeña cantidad, presentándose en cristales de tamaño muy reducido.

rácter se acusa más en tanto en cuanto menos masiva sea la mineralización; por ello, en las zonas de azufrón es muy patente (ver foto 4). Asimismo, los sulfuros disseminados aparecen en disposición tanto más bandeada cuanto mayor sea la cantidad de componentes filicos en el nivel donde se presenten.

El orden cronológico de deposición de los minerales en la mineralización, aunque prácticamente se pueden considerar simultáneos, puede establecerse así: Pirita colomorfa - Pirita cristalina - Arsenopirita - Esfalerita - Tennantita - Galena - Calcopirita.

La ganga se puede considerar prácticamente inexistente en las zonas masivas, donde la pirita forma una masa compacta; pero en las zonas



Foto 4.—Tennantita dispuesta de forma intersticial en pirita (luz reflejada, aceite, $\times 350$, N II).

Oro nativo:

Aparece en pequeñísimos granos, pero han sido varias las muestras donde se ha visto.

Electrum:

Al igual que el oro, en pequeñísimos granos. El análisis por microsonda es el siguiente: Ag-43,5; Au-33,89; Hg-22,74; Fe-0,32, que corresponde a un electrum con un poco de mercurio.

CARACTERES DE LA MINERALIZACION

Ya hemos visto que, en conjunto, la mineralización presenta un carácter bandeado. Este ca-

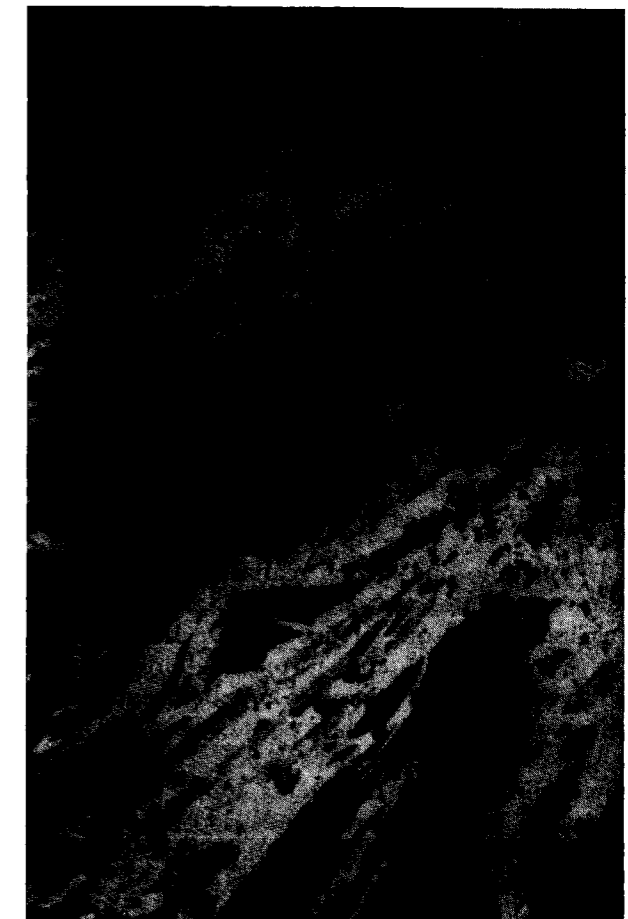


Foto 5.—Cristales de hematites en proceso de magnetización (luz reflejada, aceite, $\times 350$, N II).

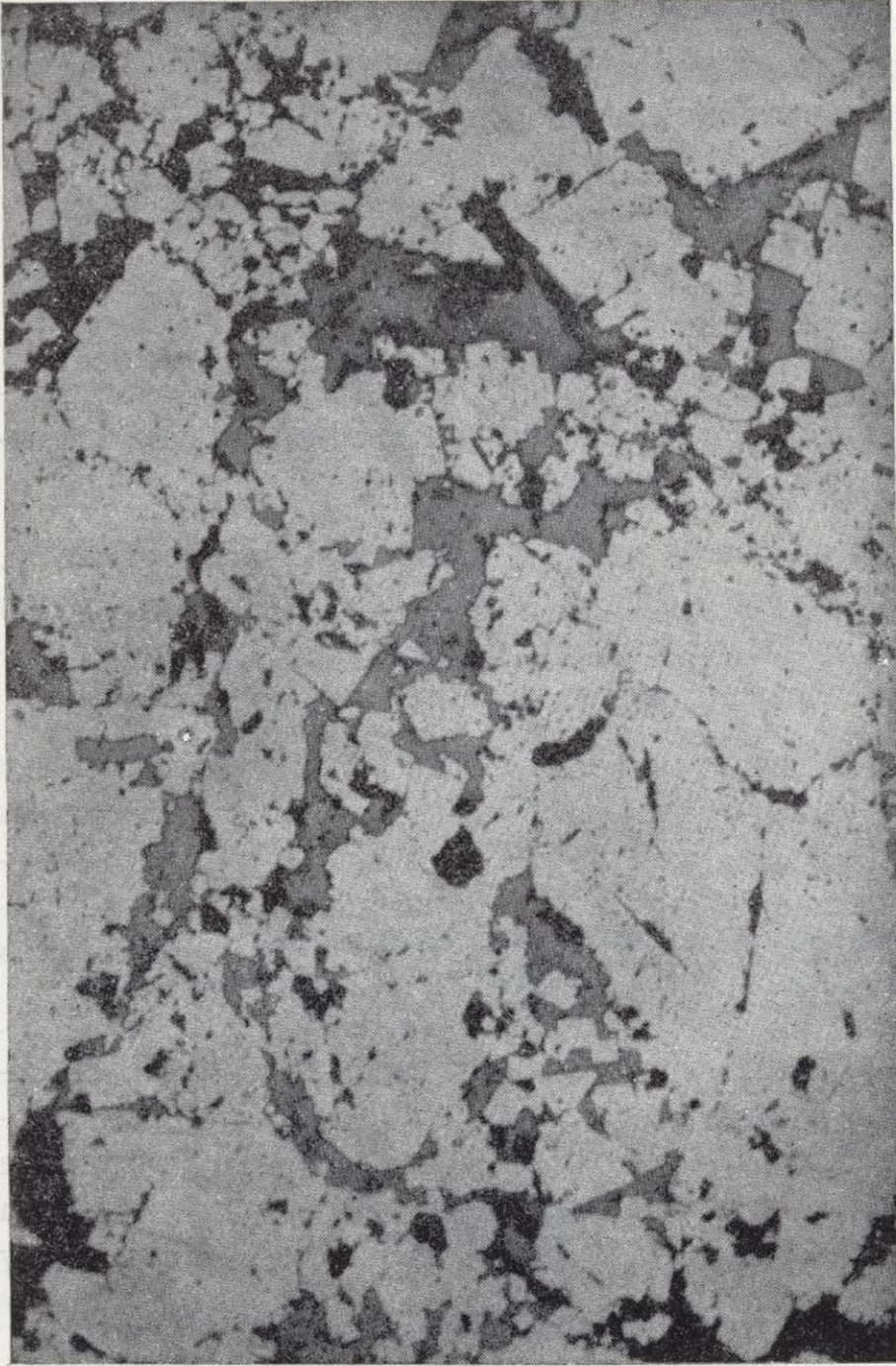


Foto 4.—Tennantita dispuesta de forma intersticial en pirita (luz reflejada, aceite, $\times 350$, N II).

Oro nativo:

Aparece en pequeñísimos granos, pero han sido varias las muestras donde se ha visto.

Electrum:

Al igual que el oro, en pequeñísimos granos. El análisis por microsonda es el siguiente: Ag-43,5; Au-33,89; Hg-22,74; Fe-0,32, que corresponde a un electrum con un poco de mercurio.

CARACTERES DE LA MINERALIZACION

Ya hemos visto que, en conjunto, la mineralización presenta un carácter bandeado. Este ca-

rácter se acusa más en tanto en cuanto menos masiva sea la mineralización; por ello, en las zonas de azufrón es muy patente (ver foto 4). Asimismo, los sulfuros diseminados aparecen en disposición tanto más bandeada cuanto mayor sea la cantidad de componentes filicos en el nivel donde se presenten.

El orden cronológico de deposición de los minerales en la mineralización, aunque prácticamente se pueden considerar simultáneos, puede establecerse así: Pirita colomorfa - Pirita cristalina - Arsenopirita - Esfalerita - Tennantita - Galena - Calcopirita.

La ganga se puede considerar prácticamente inexistente en las zonas masivas, donde la pirita forma una masa compacta; pero en las zonas



Foto 5.—Cristales de hematites en proceso de magnetización (luz reflejada, aceite, $\times 350$, N II).

donde esto no es así la ganga está formada por clorita, moscovita, cuarzo e incluso algo de calcita en zonas intersticiales.

Cuarzo y calcita se remobilizan algo, avanzando más la remobilización en la segunda que en el primero.

A partir de las probetas pulidas estudiadas, y sobre todo a partir de los análisis químicos de los principales elementos metálicos de esta metalización que aparecen en el trabajo realizado por el IGME en 1981 sobre el aprovechamiento de las piritas de esta mina, se puede llegar a las siguientes conclusiones sobre la zonación:

La mineralización no presenta una zonación vertical definida; no obstante, parece que en la zona de Poniente hay un enriquecimiento a muro del Cu (que coincidiría con la disposición clásica para este tipo de depósitos), aunque no de una forma muy constante. En cuanto a otros elementos como Pb, Zn, Au y Ag no se reconoce una zonación vertical. Respecto a la correlación entre Cu y Ag tal y como la observan STOW, S. H., y TULL, J. F. (1982), para los depósitos de Alabama, parece reconocerse una cierta correlación en «Lomero», aunque no así en «Poyatos».

No se reconoce zonación lateral propiamente, aunque hay que advertir una especial concentración de Pb y Zn en la zona oriental, como ya citaba PINEDO VARA, I. (1963).

Respecto a la proximalidad o distalidad de este depósito, RAMBAUD, F. (1978), habla de una erupción fisural N-60-70-O, localizando el foco al este de S. Telmo, por lo que al yacimiento de Lomero-Poyatos lo clasifica como distal.

Del estudio que hemos realizado podemos pensar ciertamente más en una situación distal que proximal, dado que el depósito de Lomero-Poyatos es bandeado, con forma lentejonar-planar, pirita dominante y pirrotina prácticamente ausente, zonación metálica muy pobre, casi inexistente, y presencia de materiales volcánicos mezclados con sedimentarios, caracteres todos ellos, según LARGE, R. R. (1977), propios de depósitos distales. Asimismo, PLIMER, I. R. (1978), afirma que la pirita framboidal suele presentarse en los depósitos distales, y por último, el barrio, que aunque en pequeñísima cantidad, ha sido reconocido en forma de barritina en esta mineralización, se deposita hacia las zonas distales.

Por todo ello, la mineralización Lomero-Poyatos parece tener un carácter más hacia un tipo distal que proximal.

CONCLUSIONES

- El yacimiento de Lomero-Poyatos es singenético y presenta una mineralización estratomorfa volcánica de sulfuros masivos.
- Las rocas, tanto a muro de la mineralización, correspondientes al volcanismo inferior, como las de techo, son de composición ácida o intermedia, nunca básicas.
- Mientras que a muro de la mineralización hay lavas, tobas y cineritas, a techo la serie es piroclástica y a veces, incluso, los componentes epiclásticos (principalmente sedimentos pelíticos) pueden estar presentes haciéndola algo tufítica.
- Tanto las rocas de la serie a muro de la mineralización, como a techo, son ricas en componentes filicos (clorita y sericita) y presentan un bandeo alternante de los mismos, con predominio sericítico en la serie de muro y clorítico en la de techo.
- Las cloritas asociadas a la mineralización disseminada (azufrón) tienen una composición entre pycnoclorita, ripidolita, clinocloro y sheridanita; las cloritas de la roca sin sulfuros corresponden a pycnoclorita-ripidolita. Cloritas todas ellas propias de la facies de metamorfismo de los esquistos verdes, que es el que corresponde a las rocas encajantes.
- Las rocas, tanto de techo como de muro (no así las comprendidas entre las dos bandas mineralizadas, que están enriquecidas en minerales titanados), pueden presentar sulfuros disseminados que suelen ir asociados a un enriquecimiento silíceo. La disposición de estos sulfuros es tanto más bandeada cuanto mayor sea la cantidad de componentes filicos, y tanto más irregular cuanto más porfidoclastica sea.
- La mineralización tiene carácter bandeado, incluso en las zonas masivas, donde se puede marcar por las finas bandas de los otros sulfuros dispuestos sobre ella.
- El orden de deposición de la mineralización

dentro de la general simultaneidad sería: pirita colomorfa, pirita cristalina, arsenopirita, esfalerita, tennantita, galena, calcopirita.

- La zonación vertical es muy débil, apareciendo sólo un cierto enriquecimiento de Cu a muro en la zona oriental. En cuanto a Pb, Zn, Au, Ag no presentan zonación vertical. Parece reconocerse una cierta correlación entre Cu y Ag.
- La zonación lateral no existe propiamente, sólo una especial concentración de Pb y Zn en la zona oriental.
- La mineralización tiene un carácter más hacia un tipo distal que proximal, como lo prueban los siguientes datos: Mineralización bandeada, forma lentejonar planar de la misma, pirita dominante y pirrotina prácticamente ausente, presencia de pirita framboidal y colorme, pirita con sedimentación gradada, zonación metálica pobre, materiales volcánicos mezclados con sedimentarios y presencia de Ba en forma de barritina.

BIBLIOGRAFIA

- ALBOUY, L.; CONDE, L. N.; FOGLIERNI, F.; LECA, X., y MORIKIS, A.: *Le gisement de sulfures massifs polymétalliques de Neves-Corvo (Baixo Alentejo, Sud Portugal)*. Chroniq. de la recherche minière, núm. 460, pp. 5-27 (1981).
- ANDERSON, C. A.: *Massive sulphide deposits and volcanism*. Econ. Geol., vol. 64, núm. 2, pp. 129-146 (1969).
- BARD, J. P.: *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale: sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Thèse, Université de Montpellier, 398 pp. (1969).
- BERNARD, A. J., y SOLER, E.: *Aperçu sur la province pyriteuse sud-ibérique. Centenaire de la Société Géologique de Belgique. Gisements stratiformes et provinces cuprifères*. Liege, pp. 287-315 (1974).
- BERNARD, A. J., y SOLER, E.: *Problèmes géologiques et métallogéniques en province de Huelva - Espagne*. Mem. XXVI Congr. Geol. Inter. Paris, 54 pp. (1980).
- DEER, HOWIE and ZUSSMAN: *Rock forming minerals*, v. III, Longmans, 1962.
- GARCÍA PALÓMERO, F.: *Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de las mineralizaciones del «Anticlinal de Riotinto»*. Acta Salmanticensia, Salamanca (1977).
- GARCÍA PALOMERO, F.: *Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del «Anticlinal de Riotinto»*. Inst. Est. Onubenses, Huelva, 262 pp. (1980).
- HOFSTETTER, J. P.: *L'amas sulfure a Cu-Pb-Zn d'Aznalcóllar (Seville), Espagne. Géologie, paléogéographie et métallogenie de l'extrémité sud-orientale de la ceinture Sud-Iberica*. Tesis doctoral (1980).
- HUTCHINSON, R. W.: *Volcanogenic sulphide deposits and their metallogenic significance*. Econ. Geol., vol. 68, núm. 8, pp. 1223-1246 (1973).
- I. G. M. E.: *Estudio del aprovechamiento de las piritas del yacimiento Lomero-Poyatos (Huelva)* (1981).
- I. U. G. S.: *Descriptive nomenclature and classification of Pyroclastic Deposits and Fragments*. Geol. Rundschau, vol. 70, núm. 2, pp. 794-799 (1981).
- KERSABIEC, A. M., y ROGER, G.: *Sur la distribution de quelques éléments en traces dans l'encaissant des amas pyriteux de la partie centrale de la province de Huelva (Espagne)*. Bull. du B. R. G. M. (2.ª serie). Sect. II, núm. 5, pp. 439-485 (1976).
- LARGE, R. R.: *Chemical Evolution and Zonation of Massive Sulfide Deposits in Volcanic Terrains*. Economic Geology, vol. 72, pp. 549-572 (1977).
- LECA, X.: *Cadre Géologique des mineralisations de Neves Corvo Baixo-Alentejo, Portugal*. Mémoire du B. R. G. M., núm. 121 (1983).
- LECOLLE, M.: *Les gisements sulfurés massifs de la Province de Huelva (Espagne); essai de typologie comparée avec d'autres amas liés au volcanisme*. Mém. h. sér. Soc. Geol. Fr., núm. 7, pp. 127-131 (1976).
- LECOLLE, M., y ROGER, G.: *Metamorphisme régional hercynien de «faible degré» dans la province pyrite-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques*. Bull. Soc. Geol. France, t. XVIII, núm. 6, pp. 1687-1698 (1976).
- LECOLLE, M.; ROGER, G.; AYE, F., y MOLIÈRE, P.: *Amas sulfurés volcano-sédimentaires. La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane*. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 387 pp. (1977).
- PINEDO VARA, I.: *Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento*. Ed. Summa, Madrid (1963).
- PLIMER, I. R.: *Proximal and Distal Stratabound Ore Deposits*, Mineral Deposita 13, pp. 345-353 (1978).
- RAMBAUD PÉREZ, F.: *El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., vol. 71, p. 229 (1969).
- RAMBAUD PÉREZ, F.: *Distribución de focos volcánicos y yacimientos en la banda piritica de Huelva*. Boletín Geológico y Minero, t. 89-III, pp. 223-233 (1978).
- RAMDORF, P.: *The ore minerals and their intergrowths*, 2.ª edición. Pergamon Press (1980).
- ROUTHIER, M. P.; AYE, F. et alt.: *Hétérogénéités et anisotropies de la distribution des gisements au sein d'une*

- province métallogénique: la ceinture pyriteuse sud-ibérique. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 282, pp. 5-8 (1976).
- ROUTHIER, M. P.; AYE, F. et al.: *La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane*. Mem. BRGM, núm. 94, 265 pp. (1980).
- SANTOS BONAÑO, A., y CONTRERAS VÁZQUEZ, F.: *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de El Cerro de Andévalo* (núm. 937), 2.ª serie. IGME (1982).
- SANTOS BONAÑO, A., y RUIZ GARCÍA, C.: *Estudio Geológico Minero del yacimiento Lomero-Poyatos (Valdelamusa, Huelva)*. IGME (1983).
- SCHERMERHORN, L. J. G.: *The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian Pyrite Belt*. Miner. Depos., vol. 5, pp. 273-279 (1970).
- SCHERMERHORN, L. J. G.: *An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt*. Bol. Geol. Min. Madrid, vol. 82-84, pp. 239-268 (1971).
- SCHERMERHORN, L. J. G.: *Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt*, *Pétrologie*, t. 1, número 1, pp. 71-86 (1975).
- SCHERMERHORN, L. J. G.: *Volcanism and Metallogenesis*. *Geologie en Mijnbouw*, vol. 55 (3-4), pp. 205-210, Rotterdam (1976).
- SILLITOE, R. H.: *Environments of formation of volcano-*
- genic massive sulphide deposits*. Econ. Geol., vol. 68, núm. 8, pp. 1321-1325 (1973).
- SOLER, E.: *Les chlorites liées aux mineralizations pyritocuprifères de la Province de Huelva (SW Espagne)*. Sci. Terre, Nancy, XIX, núm. 2, pp. 181-189 (1974).
- SOLOMON, M.; WALSH, J. L., y GARCÍA PALOMERO, F.: *Formation of massive sulphide deposits at Riotinto, Spain*. Inst. Mining and Metallurgy, London, pp. 16-24 (1980).
- STOW, S. H., y TULL, J. F.: *Geology and Geochemistry of the Strata-Bound Sulfide Deposits of the Pyriton District, Alabama*. Economic Geology, vol. 77, pp. 322-334 (1982).
- STRAUSS, G. K., y MADEL, J.: *Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite-belt*. Geol. Rundschau, vol. 63, pp. 191-211, Stuttgart (1974).
- VÁZQUEZ GUZMÁN, F.: *Geología, Metalogenia y Metodología de la Investigación de Sulfuros Polimetálicos del Suroeste de España*. 1.º Curso Rosso de Luna. Area II. IGME.
- VÁZQUEZ GUZMÁN, F.: *Depósitos minerales de España*. Temas Geológico Mineros. I. G. M. E. (1978).
- WILLIAMS, D.; STANTON, R. L., y RAMBAUD, F.: *The Planes-S. Antonio pyritic deposit of Río Tinto, Spain: its nature, environment and genesis*. Min. Metal, pp. B-73, B-82 (1975).

Recibido: Septiembre 1983.

Petrología de dos series graníticas peraluminicas de Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya (Toledo)

Por P. ANDONAEGUI (*) y J. L. BARRERA (**)

RESUMEN

Se han distinguido dos series graníticas peraluminicas (Serie I, sincinemática, y Serie II, postcinemática), según sus características petrológicas, geoquímicas y de edad. Han intruido sobre metasedimentos paleozoicos-precámbricos plegados.

Se han analizado once elementos mayores y el Ba, Cu, Li, Rb, Sr, V, Zn y Sr de ocho rocas. También se analizaron, por microsonda, la andalucita, biotita, moscovita y cordierita de ambas series.

La Serie I está compuesta por granodioritas cordierítico-biotíticas, granitoides inhomogéneos (facies leuco y melanocrática) y migmatitas asociadas. Esta serie tiene más corindón normativo (>5 por 100 C) que la Serie II y posee un ID = 75-77.

La serie II es una intrusión compuesta, discordante, y emplazada en niveles epizonales, que se extiende desde Valdeverdeja hasta Aldeanueva de Barbarroya. Las rocas graníticas (facies microporfídica y de grano medio-grueso) contienen andalucita y sillimanita. Esta serie es corindón normativa (1.9-3.7 por 100 C) y tiene un ID = 85.9-88.9.

ABSTRACT

Two peraluminous granitic series (Serie I sin-tectonic and Serie II post-tectonic) are defined on the basis of their petrological, geochemical and age features. They are intruded into folded paleozoic-precambrian meta-sedimentary rocks.

Eleven major elements and Ba, Cu, Li, Rb, Sr, V, Zn and Zr have been analyzed in 8 whole rocks. Electron-microprobe analyses of andalusite, biotite moscovite and cordierite were carried out in both series.

The Serie I is composed by cordierite-biotite granodiorite, inhomogeneous granitoids (leucocratic and melanocratic facies) and associated migmatites. This serie is more corundum-normative (5% C) than Serie II, and has an ID = 75-77.

The granitoids of the Serie II is a high-level, discordant, composite intrusion, range from Valdeverdeja to Aldeanueva de Barbarroya. Granitic rocks (microporphyratic and coarse-medium grained facies) containing andalusite, sillimanite. This serie is corundum-normative (1.9-3.7% C) and has an ID = 85.9-88.9.

INTRODUCCION

Se estudian petrológicamente dos series graníticas peraluminicas hercínicas (Serie I y Serie II) con características sin y postcinemáticas, respectivamente, que afloran en el límite meridional de la Fosa del Tajo, en la alineación Valdeverdeja-Puente del Arzobispo-Aldeanueva de Barbarroya, al oeste de la provincia de Toledo, en su límite oeste con la de Cáceres (fig. 1).

La investigación de este tipo de granitos en el área central de la Zona Centro-Ibérica hercínica ha sido frecuente, aunque no exhaustiva. Entre los autores que han tratado este tema cabe citar a CORRETGE (1971); APARICIO (1971); SAAVEDRA et al. (1973, 1974); UGIDOS (1973, 1974 (a), 1974 (b), 1976); UGIDOS et al. (1976, 1979); BEA (1975, 1982); APARICIO et al. (1975, 1977); Dpto. of Petrology (1980), los cuales han estudiado, en su mayoría, los granitoides con silicatos aluminicos del tipo andalucita, sillimanita, cordierita, etc.

Dentro del área de estudio no existen antecedentes bibliográficos sobre la petrología de las

(*) Departamento de Petrología. Facultad de Geología. Madrid.

(**) GEOPRIN, S. A. Madrid.

rocas graníticas, siendo los únicos trabajos geológicos que hay los de RAMÍREZ (1953), CAÑADA (1962), MARTÍN CARO (1980) y MARTÍN CARO et al. (1979), que tratan sobre estratigrafía y aspectos geológicos de carácter regional.

La metodología de esta investigación ha consistido en una cartografía a E. 1:50.000, una petrografía de los granitoides, enclaves y aureolas de contacto, y una geoquímica de elementos mayores y menores de la roca total, así como análisis de microsonda sobre algunas fases minerales de los granitoides.

CARACTERÍSTICAS GEOLOGICAS GENERALES

Regionalmente, el área estudiada forma parte de la alineación petrológico-estructural A definida por APARICIO et al. (1977), compuesta principalmente por metasedimentos de edad precámbrico-paleozoico, sobre los que intruyen dos series graníticas hercínicas con diferentes características petrológicas, niveles de emplazamiento y relación con la deformación. Posteriormente, depósitos terciarios de la cuenca del Río Tajo cubren discordantemente parte de estos afloramientos. La cartografía general puede verse en la figura 1.

En los metasedimentos hay que distinguir dos zonas diferentes, según sea su grado de metamorfismo regional. Por un lado están los afloramientos migmatíticos de metatexitas y diatexitas, de edad indeterminada, asociados a la intrusión de la serie I y, por otro, con carácter más regional, los metasedimentos de naturaleza pelítico-samítica afectados por un metamorfismo regional de bajo grado (facies de esquistos verdes) sobre los que intruyen ambas series graníticas. En MARTÍN CARO (1980) están descritos con mayor detalle los niveles paleozoicos-precámbricos en que se han subdividido estos metasedimentos.

Las series graníticas desarrollan aureolas de contacto de corneanas y esquistos mosqueados, dentro de las cuales se han distinguido diferentes facies según la paragénesis mineral que presentan (TURNER, 1980). Las aureolas de las dos series interfieren en la zona NE de Aldeanueva, en donde no se ha podido determinar cómo ha influido una aureola en la otra, debido a la complejidad de algunos afloramientos. Por tanto, la mejor área

para estudiar este metamorfismo es en el borde de la serie II. En la zona más próxima al contacto aparecen las facies de las corneanas piroxénicas, presentando la roca color oscuro, grano fino y un alto grado de recristalización, con una extensión de unos 30 m. Su paragénesis mineral es:

cuarzo + feldespato potásico + biotita ± cordierita ± andalucita ± plagioclasa.

Rodeando a la facies anterior se encuentra la facies de las corneanas hornbléndicas, presentando la roca un «mosqueado» intenso con «moscas» de hasta 10 mm., con una extensión de 100 a 200 metros. La paragénesis es:

cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita (sericita).

Por último, la zona más externa de la aureola está formada por la facies de las corneanas albita-epidota, manifestando la roca un débil «mosqueado». Esta facies tiene una extensión de 500 a 1.500 m. en la zona occidental, donde puede estar tan extendida debido a la interferencia con las aureolas de otros plutones graníticos que se encuentran situadas al O (plutón de Villar del Pedroso). La paragénesis de esta facies es:

cuarzo + biotita + moscovita (sericita) ± clorita.

Hay que destacar que las rocas de la aureola sufren un proceso posterior de retrometamorfismo que se traduce en la alteración a sericita de los minerales que formaban las «moscas», por lo cual no se puede reconocer la paragénesis original. Esto hace que en algunos contactos aparezcan corneanas albita-epidota retromórfica, probablemente de facies de más alto grado.

Serie granítica I: Granitoides sincinemáticos

Aflora en la parte más meridional del área de Aldeanueva de Barbarroya (fig. 1), ocupando una extensión de unos 14 Km². Por el oeste y sur-oeste limita con la otra serie granítica postcinemática, siendo el contacto entre ellas transicional, con un cierto carácter intrusivo de la serie II sobre la serie I.

El conjunto de rocas que forman esta serie está compuesto por una hibridación de rocas graníticas, más o menos heterogéneas, y rocas migmatíticas. Dentro de las primeras se pueden distinguir dos tipos diferentes, sobre los que se ha

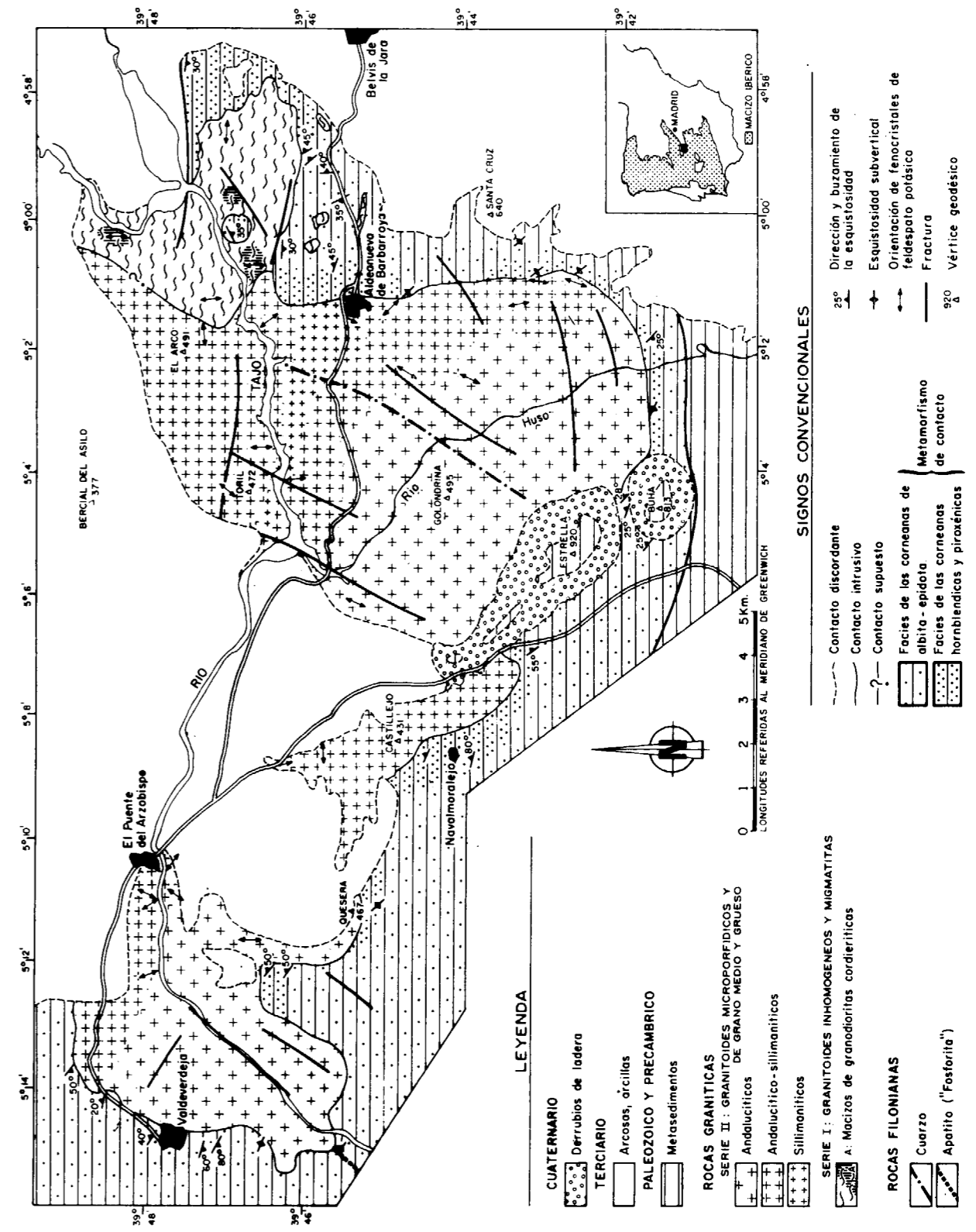


Figura 1.—Cartografía general del área investigada, con las distintas unidades distinguidas.

llevado a cabo gran parte de la investigación de esta serie.

- Granodioritas cordieríticas.
- Granitoides inhomogéneos: facies melanocráticas y facies leucocráticas.

Granodioritas cordieríticas

Son pequeños macizos intrusivos dentro de los materiales migmatíticos circundantes, con pasos graduales hacia los granitoides inhomogéneos, encontrándose en algunas zonas como macizos individualizados con un carácter ligeramente parautoctono. En campo presentan un color gris oscuro y una textura de grano medio equigranular que, a veces, contiene fenocristales de feldespato potásico dispersos con fuerte orientación de flujo N-S.

Dentro de ellas se encuentran frecuentes enclaves de rocas metamórficas de diversa naturaleza (neises, metabasitas con anfíbol y clinopiroxeno y esquistos granatíferos), que a veces tienen un grado de metamorfismo regional diferente que el de las rocas encajantes. También aparecen enclaves de cuarzo filoniano que pueden proceder de venas o diques existentes en las rocas metamórficas encajantes, así como enclaves «surmicáceos», formados por biotita y sillimanita principalmente. Las características de estos enclaves nos indican que la mayoría de ellos deben corresponder a unidades metamórficas más profundas, arrastradas a superficie por el magma granítico.

Tanto los enclaves como la estructura general del granito presentan una orientación deformativa, probablemente Sin-F₂, concordante con una dirección N-S.

Petrologicamente estas granodioritas se caracterizan por tener texturas inequigranulares de grano medio, con un cierto grado de deformación mecánica, que se manifiesta en la extinción ondulante del cuarzo, en la deformación de las maclas de la plagioclasa y en la aparición de planos de «kink» en las micas, además de existir planos preferenciales de orientación de las micas.

En la tabla I está representado el análisis modal de este tipo de roca. Destaca su bajo contenido en feldespato potásico y alta proporción de biotita y cordierita. Esto ocasiona que la proyección de estos análisis en el diagrama QAP (figura 2) se sitúe por encima o cerca del 45 por 100

de Q, a pesar de que el contenido absoluto de este mineral es normal.

Mineralógicamente están compuestas por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, cordierita y moscovita, con cantidades menores de sillimanita, andalucita, apatito, circón, turmalina y opacos.

El cuarzo es bastante abundante y tiene hábitos alotriomorfos. Resulta importante destacar que en ocasiones se encuentra incluido en cordierita, lo que puede hacer pensar en un carácter relicto para algunos de ellos.

El feldespato aparece en cristales subidiomorfos maclados polisintéticamente, con zonación normal, e incluyendo a cuarzo, biotita y sillimanita.

La cordierita se presenta en cantidades y formas variables. Su abundancia oscila entre 3,46 y 21 por 100 modal, con un contenido medio del 11,68 por 100 (tabla I), lo cual es bastante elevado para este tipo de granitos. Se presenta como cristales individuales idiomorfos o alotriomorfos, y como micronódulos pinnitizados incluyendo cristales de cuarzo. En el primer caso es común que incluyen sillimanita, cuarzo y biotita, lo que puede hacer pensar en un cierto carácter restítico de estas fases incluidas, sobre todo para la sillimanita. Es frecuente que esté alterada en los bordes a agregados de pinnita, aunque se conserva fresca en una proporción del 50 por 100. Esto hace pensar en que han existido pocos líquidos ricos en potasio, posteriores a la cordierita,

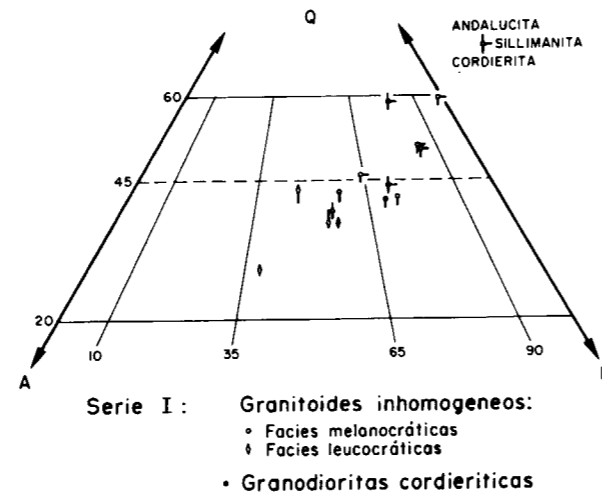


Figura 2.—Diagrama QAP de los granitoides de la serie I.

capaces de desestabilizarla, lo cual concuerda bastante bien con el bajo contenido modal de feldespato potásico.

La biotita tiene un color naranja-rojizo. La moscovita es tres veces menos abundante que la biotita y crece como fase tardimagmática «sub-solidus» sobre la cordierita, sillimanita, andalucita y feldespato potásico. Sus hábitos alotriomorfos, con terminaciones simplectíticas, confirman este tipo de cristalización póstuma.

La sillimanita se presenta como madejas fibrolíticas aisladas o en íntima relación con la biotita y en prismas alargados junto a algunas zonas fibrolíticas. Su aspecto es el de mineral relicto, por lo menos en alguna proporción.

La andalucita, muy escasa, es alotriomorfa y poiquilítica, incluyendo en ocasiones pequeños cristales aciculares de sillimanita.

Todas estas características petrográficas hacen que estas granodioritas sean algo similares a las citadas en terrenos migmatíticos hercínicos por UGIDOS (1974) en el sur del Barco de Avila, FABRIES (1963) en el NE de Sevilla y BARD (1969) en las sierras de Aracena. Las citadas por FLOOR (1966) en el área de Vigo son un poco más básicas en composición y se presentan como amplios diques cortantes formando una especie de «stock-work» sobre rocas prehercínicas.

Granitoides inhomogéneos

Se distinguen dentro de ellos una facies melanocrática y otra leucocrática.

Facies melanocráticas

Es la más abundante de todo el conjunto inhomogéneo, encontrándose intruida por la facies leucocráticas y dando origen a diversas estructuras de tipo migmatítico (estromáticas, flebíticas, nebulíticas, schlieren) con ciertas individualizaciones de tipo paleo y neosomáticas. Las rocas que la forman tienen composición granodiorítica, color oscuro, grano medio, con algún fenocristal de feldespato potásico disperso, presentando orientación variable, siendo la más frecuente N-S. Contienen enclaves, a veces de gran tamaño, de rocas metamórficas similares a las encontradas en las granodioritas cordieríticas (neises, metabasitas, esquistos), cuarzo filoniano y enclaves «surmicá-

ceos». Todos estos enclaves están deformados y orientados concordantemente con la roca que les incluye.

Petrográficamente se caracterizan por presentar texturas inequigranulares de grano medio, con un cierto grado de deformación mecánica, que se manifiesta por la extinción ondulante del cuarzo, deformación de los planos de macla de la plagioclasa y aparición de planos de «kink» en las micas.

En la tabla I está la composición modal media de estas rocas que, como se puede comprobar, es bastante similar a la de las granodioritas cordieríticas con un contenido algo mayor de moscovita (7,49 por 100 media) y algo menor de cordierita (8,65 por 100 media). En la figura 2 está su proyección QAP, quedando todas ellas en el campo de las granodioritas, con contenidos de Q algo superiores al 45 por 100, como consecuencia de su bajo contenido en feldespato potásico. Mineralógicamente están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, cordierita y moscovita, con cantidades accesorias de sillimanita, andalucita, granate, apatito, circón, turmalina y opacos.

El cuarzo es abundante, alotriomorfo, en ocasiones recristalizados, y de carácter intercrystalino. Frecuentemente se encuentran cristales incluidos en cordierita y plagioclasa.

El feldespato potásico es algo pertítico cuando aparece en fenocristales, con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita; si no, es alotriomorfo e intercrystalino.

La plagioclasa se encuentra en cristales idiomorfos o subidiomorfos maclados polisintéticamente, algunas veces zonados y con inclusiones de cuarzo, sillimanita y granate.

La cordierita se presenta en cantidades que varían desde 0,23 a 21 por 100 modal, siendo su contenido medio del 8,65 por 100 (tabla I). Se presenta en cristales idiomorfos o alotriomorfos con numerosas inclusiones de cuarzo, adquiriendo entonces el cristal aspecto poiquilítico; también incluye biotita y sillimanita. Es frecuente encontrarla fragmentada, pinnitizada en los bordes o incluso completamente alterada, lo cual no ocurría en las cordieritas de las granodioritas.

La biotita, de color naranja rojizo, aparece en algunas muestras orientada e íntimamente rela-

TABLA I
Composición modal media de las series graníticas

	SERIE I			SERIE II		
	<i>Granod. Cord.</i>	<i>Granitoides inhomogéneos</i>		<i>Granit. microporf.</i>	<i>Granit. grano. M-G</i>	
	1	2	3	4	5	6
Q	31.43	33.73	31.56	31.45	28.14	32.55
Fto. K	9.37	31.04	10.34	28.87	31.36	22.91
Plag	25.34	27.89	24.96	23.48	25.04	30.76
Bi	14.99	1.27	15.00	7.99	6.32	4.75
Mo	5.47	5.46	7.94	6.69	8.13	8.00
Cord	11.68	0.15	8.65	—	—	—
Sill	0.17	—	0.75	0.38	0.05	0.02
And	0.34	0.02	0.16	0.36	0.36	0.08
Ap	0.24	0.09	0.09	0.27	0.15	0.07
Cir	0.20	0.02	0.07	0.19	0.14	0.03
Tur	0.05	0.02	0.12	0.04	0.12	0.53
Op	0.70	0.14	0.32	0.26	0.08	0.26

1. Facies de los macizos individualizados (n=3).
2. Facies leucocráticas (n=4).
3. Facies melanocráticas (n=7).
4. Area de Aldeanueva de Barbarroya (n=25).
5. Area de Aldeanueva de Barbarroya (n=5).
6. Area de Valdeverdeja (n=3).

cionada con la sillimanita, marcando claramente una foliación.

La moscovita es algo más abundante en esta facies que en la de las granodioritas cordieríticas. Contiene sillimanita y andalucita, y presentan texturas simplectíticas de naturaleza tardimagmática.

La sillimanita se presenta en madejas fibrolíticas a modo de nódulos en la roca, pudiendo aparecer cristales prismáticos relacionados con las fibrolitas. Se la puede encontrar incluida, además de en los minerales ya citados, en turmalina.

La andalucita es muy escasa, encontrándose en cristales subidiomorfos incluidos en biotita y moscovita.

El granate también es muy escaso, se presenta en pequeños cristales subidiomorfos y algo fragmentados dentro de plagioclasa.

Como hemos dicho anteriormente, dentro de esta facies aparecen restos de «paleosoma» de color muy oscuro, grano fino y alto grado de

recristalización. Este «paleosoma» conserva una cierta esquistosidad de dirección 80°-90° sin apreciarse el buzamiento. Como se puede observar, esta dirección no concuerda con la estructuración general que presentan los granitos de esta serie I, que es de tendencia N-S.

Petrográficamente se caracterizan por presentar texturas inequigranulares de grano fino, en las que aparecen grandes cristales poiquiloblásticos de cordierita (que recuerdan los de las corneanas); la mineralogía es, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita, biotita y moscovita, con cantidades accesorias de opacos, apatito y circón.

Facies leucocráticas

Se encuentran intruyendo en las facies melanocráticas, a favor de unas direcciones preferentes que varían de un punto a otro. Así, en las zonas más septentrionales se midieron direcciones de 25° con buzamiento al SE y 120° con buzamiento al N; sin embargo, hacia el S la dirección

es de 50° y el buzamiento 25° SE. Por tanto, las facies leucocráticas se encuentran en una serie de bandas irregulares, con un espesor desde algunos metros hasta unos 20 cm., de color claro y de grano medio a fino. No se ha encontrado ningún enclave en ellas.

Una característica importante de esta facies es su fuerte deformación, patente tanto en campo como en microscopio, presentando milonitización en algunas áreas con dirección 50° y buzamiento 45° SE y pequeñas zonas de cizalla con dirección 110°.

Petrográficamente se caracterizan por presentar texturas inequigranulares de grano medio, así como por presentar una clara esquistosidad marcada por la orientación de las micas, apareciendo el cuarzo totalmente recristalizado entre los feldespatos, los cuales aparecen estirados en la dirección de esquistosidad y con texturas fa-coidales, en aquellas zonas de intensa deformación milonítica.

Composicionalmente (tabla I) se distinguen de las facies melanocráticas, por su mayor abundancia en cuarzo y feldespato y por sus bajos contenidos en biotita, lo que provoca su tendencia leucocrática. En el triángulo QAP (fig. 2) quedan proyectadas en el campo de las adamellitas.

Mineralógicamente están formadas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita fundamentalmente, apareciendo en menor cantidad cordierita, sillimanita, andalucita, apatito, circón, turmalina y opacos.

El cuarzo es abundante en cristales alotriomorfos con extinción ondulante, presentando recristalización total en aquellas zonas donde la deformación es mayor.

El feldespato potásico es bastante abundante; en general no presenta maclado ni texturas pertíticas. Se encuentra rodeado por la esquistosidad y los cristales están alargados en la dirección de la misma. También aparecen cristales fragmentados. Puede incluir pequeños cristales de plagioclasa y sillimanita, aunque no es muy frecuente.

La plagioclasa es abundante, maclada polisintéticamente y a veces ligeramente zonada. La deformación de este mineral se pone de manifiesto por la curvatura de los planos de macla. También se encuentra alargado en la dirección de la esquistosidad.

La biotita es poco frecuente, con valores modales que varían del 0,43 por 100 al 2,83 por 100. Está marcando la esquistosidad y los cristales se encuentran «kinkados» con bastante frecuencia. Es normal que se encuentre cloritizada, presentando entonces texturas sageníticas.

La moscovita (4,13-7,22 por 100) es más abundante que la biotita y se encuentra marcando la esquistosidad, presentando los cristales «kinkado» y texturas simplectíticas. Incluye sillimanita y andalucita.

La cordierita es muy escasa (0,15 por 100 modal media) encontrándose muy sericitizada y como pequeños microenclaves.

La sillimanita también es escasa y se presenta en forma fibrolítica, incluida en otros minerales, o bien como pequeños microenclaves.

La andalucita sólo se ha encontrado en una muestra en cristales subidiomorfos, algo fragmentados e incluidos en moscovita.

Geoquímica de la serie I

Roca total

En la tabla II se han representado dos análisis químicos de las granodioritas cordieríticas de los macizos parautóctonos. Como puede observarse, se caracterizan por un ID medio, un alto índice de peraluminidad (superior incluso al de la serie granítica II) y una ligera tendencia férrica. Igualmente destaca su bajo contenido en CaO (que se traduce en una plagioclasa de composición bastante ácida y bajos contenidos en Sr) y en K₂O para los valores relativamente altos en SiO₂ que tienen. En cuanto a los elementos traza está definida por un contenido medio en Ba y bajo en Rb, Sr y Zr. Su relación K/Rb es alta, indicativa de un bajo grado de evolución magmática, corroborado por su composición modal, y por sus relaciones de campo con las migmatitas y los granitoides inhomogéneos. Hay que tener presente que algunos de estos valores geoquímicos pueden estar influenciados por la existencia de cristales de origen restítico o de microenclaves de composición principalmente pelítica, hibridizados con el líquido granítico. Se podrían explicar, así, los altos contenidos en el I. P. y bajo grado de evolución magmática.

Las granodioritas cordieríticas de esta serie se

TABLA II
Composición geoquímica de las series graníticas

	SERIE I		SERIE II					
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	68.38	71.25	71.58	72.15	72.50	72.80	74.10	74.49
Al ₂ O ₃	15.4	14.3	13.3	14.8	14.4	14.0	13.3	13.3
FeO	5.2	4.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.2	2.3
MgO	1.7	1.5	0.69	0.70	0.60	0.70	0.53	0.49
MnO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
CaO	0.85	0.90	0.83	0.92	0.90	0.54	0.80	0.66
Na ₂ O	3.7	3.3	3.6	3.7	3.7	3.6	3.7	3.7
K ₂ O	2.5	2.2	4.2	4.0	3.9	3.7	4.0	3.6
TiO ₂	0.68	0.66	0.43	0.42	0.43	0.40	0.35	0.31
P ₂ O ₅	0.13	0.25	0.27	0.33	0.35	0.27	0.30	0.28
H ₂ O	1.94	1.50	0.77	1.06	1.00	1.30	0.84	1.00
	99.79	100.6	100.14	99.41	100.25	100.6	99.85	100.29
A/CKN	1.5	1.5	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.2
F/M	0.60	0.60	0.64	0.65	0.67	0.63	0.67	0.70
NORMA C.I.P.W.								
Q	29.42	36.79	30.65	31.25	32.41	34.45	34.02	36.12
Or	14.77	13.00	24.82	23.64	23.05	21.87	23.64	21.28
Ab	31.31	27.92	30.46	31.31	31.31	30.46	31.31	31.31
An	3.7	2.83	2.36	2.41	2.18	0.92	2.01	1.45
Hy	12.75	11.17	5.82	6.09	5.45	5.71	4.82	4.49
Il	1.29	1.25	0.82	0.80	0.82	0.76	0.66	0.59
Ap	0.30	0.58	0.63	0.76	0.81	0.63	0.70	0.65
C	5.37	5.45	1.97	3.50	3.29	3.74	2.15	2.79
An/An+Ab	9.7	9.2	7.2	7.1	6.5	2.9	6.0	4.4
I.D.	75.50	77.72	85.93	86.20	86.77	86.78	88.96	88.70
A	47.33	47.41	70.33	70.64	70.96	69.52	73.83	72.35
F	39.69	39.66	23.44	22.94	23.44	23.81	21.09	22.79
M	12.98	12.93	6.22	6.42	5.60	6.67	5.08	4.86
ELEMENTOS MENORES								
Ba	485	440	340	300	280	235	225	150
Cu	33	23	9	10	9	12	7	11
Li	115	87	76	93	81	89	93	125
Rb	149	133	301	306	331	297	308	321
Sr	110	110	68	62	57	54	51	33
V	96	78	25	24	23	24	19	19
Zn	53	49	50	46	60	30	44	46
Zr	54	62	115	114	115	125	103	108
K/Rb	149.3	137.0	115.9	108.2	92.6	100.4	107.6	95.4

1. Granodiorita cordierítica.
2. Granodiorita cordierita+sillimanita+andalucita.
3. Granito andalucítico+sillimanítico.
4. Granito andalucítico+sillimanítico.
5. Granito andalucítico+sillimanítico.
6. Granito andalucítico+sillimanítico.
7. Granito andalucítico.
8. Granito andalucítico+sillimanítico.

diferencian principalmente de los granitos peraluminicos de la serie II en su menor grado de evolución (menores ID y mayores relaciones K/Rb), menores contenidos en elementos litófilos como el Zr y Rb, y mayores en Ba, Sr y V, lo que claramente corresponde con granitoides poco diferenciados y evolucionados, parautoctonos y cercanos a sus zonas de generación anatética. Estas diferencias quedan mejor marcadas en los diagramas binarios SiO₂—elementos mayores y traza (figura 3)—, en los que además se hace patente la separación neta de los «trends» de variación geoquímicas entre la serie I y la serie II. Este hecho confirma la diferente procedencia y posterior evolución magmática de ambas series. También en el diagrama Rb-Ba-Sr (fig. 4) de EL BOUSEILY and EL SOKKARY (1975) quedan fijados estas diferencias, pues la serie I está proyectada en el campo III de los «granitos normales», mientras que todos los análisis de la serie II lo hacen en el campo IV de lo que estos autores llaman «granitos fuertemente diferenciados».

Si comparamos estos análisis con los de otras granodioritas cordieríticas similares del Macizo Hespérico Español (tabla III) se comprueba que son parecidas a las que afloran en los terrenos migmatíticos del área de Béjar (UGIDOS, 1973), las cuales están, por otra parte, bastante cerca de las aquí estudiadas. Sin embargo, las pequeñas diferencias que se observan entre ellas en SiO₂, MgO, CaO, Na₂O y F/M podrían deberse en parte a diferentes grados de evolución magmática de un mismo líquido granítico y/o diferentes contenidos originales en potasio y otros elementos de los materiales anatéticos.

Fases minerales

Se han analizado por microsonda (tabla IV) la andalucita, biotita, cordierita y moscovita presentes en la granodiorita cordierítica núm. 2 de la tabla II.

La composición de la andalucita no presenta ninguna característica particular, salvo su bajo contenido en hierro y ausencia de MnO, que se

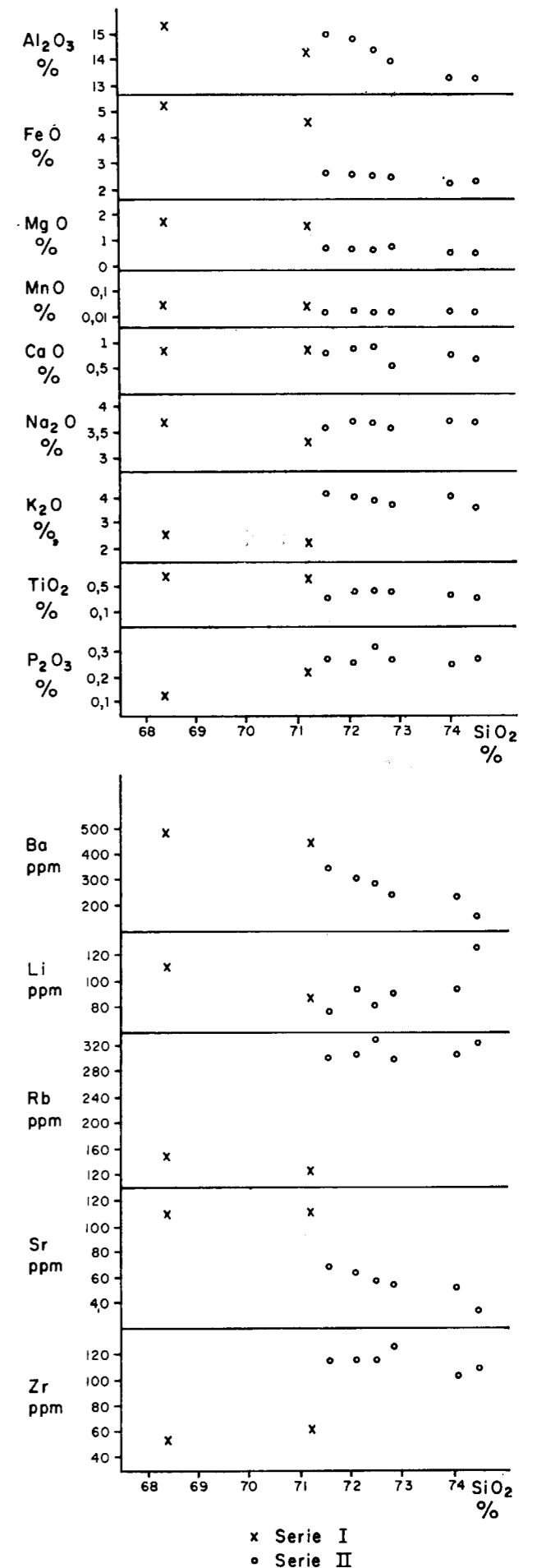


Figura 3.—Diagramas binarios interelementales de las dos series de granitoides.

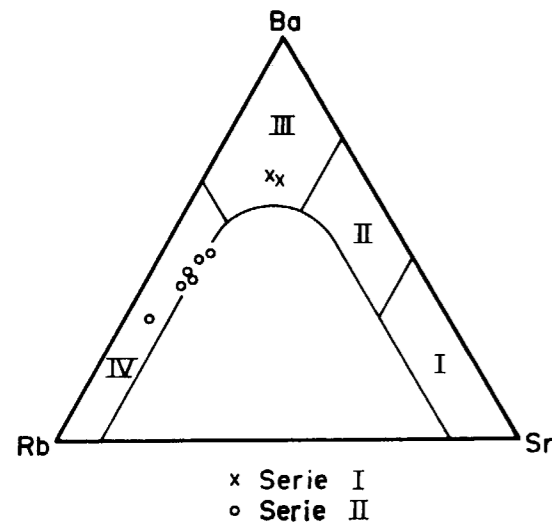


Figura 4.—Diagramas Rb-Ba-Sr (según EL BOUSELY and EL SOKKARY (1975)), para las dos series de granitoides. III.—Granitos normales; IV.—Granitos fuertemente diferenciados.

TABLE III

Análisis químicos de granodioritas cordieríticas del Macizo Hespérico español

	UGIDOS (1973)	FABRIES (1963)	BARD (1969)	ANDONAEGUI (1982)
	(n=5)	(n=5)	(n=1)	(n=2)
SiO ₂	66.99	63.43	64.10	69.81
Al ₂ O ₃	15.53	18.56	16.25	14.85
FeO	4.70	6.52	5.45	4.90
MgO	2.45	1.69	3.14	1.60
MnO	0.07	0.13	0.09	0.05
CaO	1.84	0.65	1.00	0.87
Na ₂ O	2.82	1.74	3.87	3.50
K ₂ O	3.72	3.36	3.52	2.35
TiO ₂	0.62	0.93	0.64	0.67
P ₂ O ₅	0.27	0.15	0.16	0.19
F/M	0.52	0.68	0.49	0.63
A/CKN	1.30	2.45	1.20	1.50

puede traducir en la ausencia del pleocroísmo rosado en comparación con la andalucita de la serie II.

La biotita es muy alumínica, propia de líquidos peraluminicos, y con un relación Mg/Mg+Fe mayor que la biotita de la serie II, propia de

líquidos menos evolucionados. También su menor contenido en K₂O y mayor TiO₂ parecen indicar una basicidad algo mayor.

La cordierita presenta una ligera tendencia magnética, con valores de Mg/Mg+Fe=0,55, lo cual se ha tendido a interpretar como propios de un origen restítico (SAAVEDRA y GARCÍA, 1976; CLEMENS y WALL, 1981, entre otros). Hay muy pocos datos analíticos de cordieritas que puedan servir de comparación dentro de los granitoides hercánicos españoles con estas características petrológicas. Solamente GIL IBARGUCHI (1979), en los granitos heterogéneos de anatexia de la región gallega de Muxía-Finisterre, da análisis de ellos, con una relación Mg/Mg+Fe de 0,58 un poco mayor que la nuestra. La similitud composicional que encuentra este autor entre esas cordieritas y las que se encuentran en las migmatitas asociadas le ha inclinado a considerar restítico el origen de este mineral. En nuestro caso, aunque no descartamos un posible carácter refractario para algunos de los cristales, pensamos también que otros, dado su alto grado de idiomorfismo, han podido cristalizar directamente de un líquido granítico peraluminico en condiciones de media-baja presión creciendo sobre núcleos de sillimanita ¿restítica?

Serie granítica II: Granitoides postcinemáticos

Forman una gran extensión superficial discontinua, pues a veces metasedimentos y recubrimientos terciarios interrumpen su continuidad como afloramiento único.

Aparece en tres puntos principales (Aldeanueva de Barbarroja, Navalmorealejo y Valdeverdeja) intruyendo en metasedimentos paleozoicos y precámbricos, estando la zona septentrional cubierta discordantemente por los sedimentos terciarios (fig. 1).

Dentro de esta serie distinguiremos dos facies o tipos texturales diferentes: Granitoides microporfídicos (s.s.) y Granitoides de grano medio-grueso (fig. 5).

a) *Granitoides microporfídicos (s. s.)*

Se encuentran en la zona centro-norte de Aldeanueva y en las áreas más septentrionales de Navalmorealejo y Valdeverdeja (fig. 5). Son granitos

TABLE IV
Análisis de fases minerales por microsonda

	SERIE I				SERIE II	
	<i>Granodiorita cordierítica</i>				<i>Granito microporfídico</i>	
	And	Bi	Cord	Mo	And	Bi
SiO ₂	36.47	32.49	47.67	46.02	36.86	34.83
TiO ₂	—	3.06	—	0.11	0.04	1.92
Al ₂ O ₃	62.91	19.67	33.19	36.48	62.73	19.94
FeO	0.06	18.69	10.02	0.84	0.15	20.50
MnO	—	0.07	0.23	—	0.03	0.21
MgO	0.02	8.34	6.94	0.65	0.02	6.86
CaO	—	0.01	0.02	—	—	—
Na ₂ O	—	0.14	0.31	0.71	—	0.13
K ₂ O	—	9.85	—	10.84	—	10.14
Cr ₂ O ₃	—	0.03	0.03	0.02	—	0.02
	0=20	0=24	0=18	0=24	0=20	0=24
Si	3.959	5.122	4.951	6.099	3.987	5.398
Al ^{IV}	—	2.878	1.049	1.901	—	2.602
Al ^{VI}	8.048	0.813	3.014	3.797	7.998	1.040
Fe	0.005	2.470	0.869	0.093	0.014	2.654
Ti	—	0.366	—	0.011	0.003	0.223
Mn	—	0.009	0.020	—	0.003	0.028
Mg	0.003	1.975	1.074	0.129	0.003	1.584
Ca	—	0.001	0.002	—	—	—
Na	—	0.043	0.062	0.180	—	0.040
K	—	2.004	—	1.833	—	2.005
Mg/Mg+Fe	—	0.44	0.55	0.59	—	0.37

de grano medio-grueso con fenocristales de feldespato potásico de tamaño medio entre 2-3 cm. (que pueden alcanzar tamaños de hasta 7 u 8 cm.) y que presentan una ligera orientación de flujo con direcciones a los 30° y 175°. Hacia el sur van perdiendo su carácter microporfídico y pasan a la otra facies de grano medio-grueso.

Estos granitos tienen enclaves de cuarzo filoniano en los que se pueden apreciar restos de rocas metamórficas rodeándolos. Hay también enclaves de rocas metamórficas formadas por esquistos, paraneises, areniscas cuarcíticas y cuarcitas. Los dos primeros tipos corresponderían a unidades metamórficas más profundas, ya que su grado de metamorfismo regional es más elevado que el de la roca caja, mientras que los enclaves de areniscas cuarcíticas y cuarcitas correspon-

den a diferentes unidades de la roca caja, puesto que presentan el mismo grado de metamorfismo regional que ésta y se han podido identificar con algunas de las formaciones encajantes. El metamorfismo térmico que han sufrido al ser englobadas por el granito los ha transformado en corneanas hornbléndicas y piroxénicas. Los enclaves «surmicáceos» son los más abundantes; están formados por biotita y sillimanita, encontrándose en ocasiones algo de andalucita.

b) *Granitoides de grano medio-grueso*

Afloran en la zona S de los tres macizos graníticos que constituyen esta serie (fig. 5), siendo más abundante en el área de Valdeverdeja. Son granitos de grano medio a grueso con algún fenocristal de feldespato potásico, que tienen una ligera orientación próxima a N-S.

La presencia de enclaves en estos granitos es muy escasa, encontrándose únicamente algunos de tipo «surmicáceo», cuya cantidad disminuye hacia el S, llegando a desaparecer en las áreas más meridionales de Valdeverdeja.

Relacionados con estos granitos aparecen diferenciados aplíticos en las zonas de contacto con la roja caja, que, en ocasiones, llegan a formar pequeños macizos individualizados. Estas aplitas son muy leucocráticas, destacando en ellas pequeños cristales de turmalina.

Petrográficamente los granitos de la serie II se caracterizan por presentar texturas inequigranulares de grano medio-grueso, con fenocristales de feldespato potásico y, a veces, de plagioclasa.

En la tabla I está representado el análisis modal medio de los diferentes tipos de rocas que componen esta serie II. Como se puede comprobar, los granitoides microporfídicos (s. s.) son más biotíticos y menos moscovíticos que los de grano medio-grueso. Comparando los granitoides de grano medio-grueso del área de Aldeanueva de Barbarroja con los de Valdeverdeja se puede ver que estos últimos son muy pobres en biotita y sus contenidos en andalucita y sillimanita son muy bajos. La proyección QAP (fig. 6) de todos estos granitos queda dentro del campo de las adamellititas.

Mineralógicamente están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y mos-

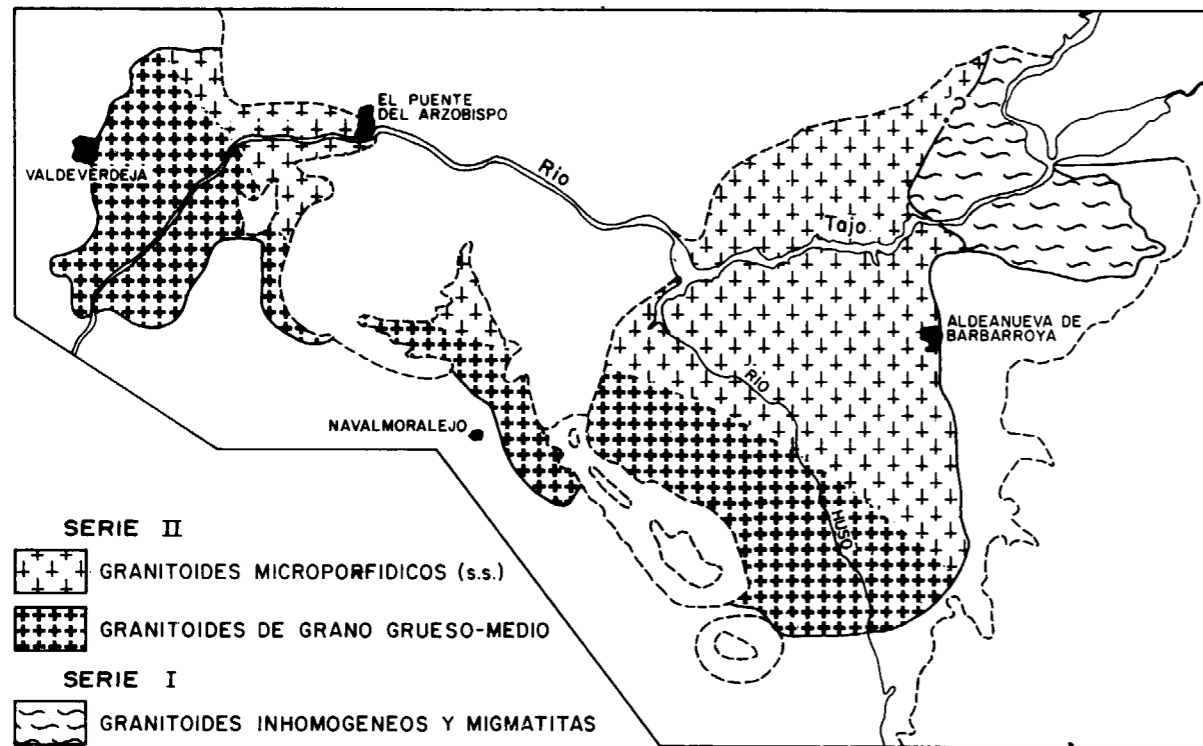


Figura 5.—Distribución cartográfica de las facies microporfídica y facies de grano grueso-medio de la serie II.

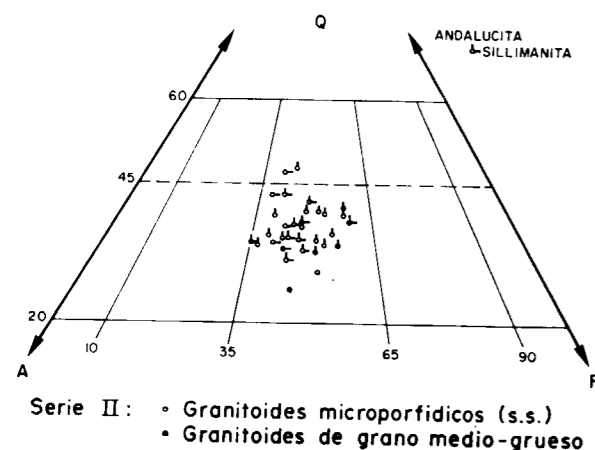


Figura 6.—Diagrama QAP de los granitoides de la Serie II.

covita, con cantidades menores de sillimanita, andalucita, apatito, circón, turmalina y opacos.

El cuarzo es muy abundante en cristales alotriomorfos que pueden presentar una ligera extinción ondulante.

El feldespato potásico también es abundante y aparece como fenocristal idiomorfo o subidiomorfo pertítico incluyendo cuarzo, biotita y plagioclasa. También hay cristales de menor tamaño, alotriomorfos y subidiomorfos sin maclas ni texturas pertíticas.

La plagioclasa puede aparecer como fenocristal subidiomorfo, aunque lo más frecuente es que lo haga en cristales de tamaño medio idiomorfos maclados polisintéticamente y ligeramente zonados, con texturas mirmequíticas.

La biotita es de color marrón rojizo, presentando numerosas inclusiones de circones.

La moscovita aparece en cristales subidiomorfos con frecuentes terminaciones simplectíticas. Incluye sillimanita y andalucita.

La sillimanita no es muy abundante y, dentro de las diferentes zonas donde aflora esta serie II, es más frecuente en la de Aldeanueva de Barbarroya con un 0,38 por 100 medio modal, aunque en alguna muestra se ha encontrado hasta un 4,63 por 100. Sin embargo, para los gra-

nitoides de grano-grueso las medias modales son muy bajas (tabla I). La sillimanita se encuentra en pequeñas madejas fibrolíticas o en cristallitos aciculares relacionados con biotita o incluidos en moscovita. Estas características indican probablemente que alguna parte de la sillimanita puede ser de origen restítico.

La andalucita tampoco es muy abundante, con un valor medio de 0,36 por 100 para todo el área de Aldeanueva y con un valor modal de 0,08 por 100 para el de Valdeverdeja. Aparece en pequeños cristales idiomorfos o subidiomorfos con pleocroísmo rosa bastante acusado. Se encuentra incluida en moscovita y, a veces, en plagioclasa y feldespato potásico, lo cual indica que originalmente este granito habría podido tener mayor cantidad de cristales de andalucita. Nunca se la ha visto en relación directa con la sillimanita.

Distribución de las fases aluminicas

En el mapa de cartografía (fig. 1), dentro de los granitos de la serie II, se han distinguido varios tipos en función de la aparición de las fases aluminicas principales: granitoides andalucíticos, granitoides sillimaníticos y granitoides andalucítico-sillimaníticos.

Los granitoides con andalucita-sillimanita aparecen en la mitad N de los tres afloramientos graníticos que forman la serie II, coincidiendo más o menos con las facies de granitoides microporfídicos (s. s.). En el área de Aldeanueva

de Barbarroya aparece intercalada una pequeña zona de granitoides sillimaníticos que coincide, más o menos, con la zona que presenta mayor cantidad de enclaves, sobre todo de tipo «surmicáceo», por lo cual debe pensarse en una posible relación genética entre un tipo de fenómeno y otro.

Los granitoides andalucíticos aparecen al S de los macizos graníticos, y cuanto más al S, menor es la cantidad de andalucita, llegando a desaparecer en la parte más meridional. Su desaparición coincide con aquellas zonas donde casi no hay enclaves y los granitos son de grano medio-grueso.

Esta distribución pone de manifiesto que hay una disminución de estas fases aluminicas hacia el S, quedando en las zonas meridionales las fases de menor temperatura y concentrándose mayores cantidades de cuarzo. Este hecho hace patente una clara polaridad en la evolución magmática en sentido NE-SO. Igualmente hay una cierta relación directa entre la distribución de enclaves y la aparición de las fases aluminicas, sobre todo en cuanto a la sillimanita y los enclaves «surmicáceos».

Distribución mineral e índices de correlación

Se calcularon los índices de correlación mineral para los granitos, tanto microporfídicos como de grano medio grueso, del afloramiento de Aldeanueva de Barbarroya (tabla V). Se comprueba

TABLA V
Índices de correlación mineral de los granitos de Aldeanueva

	(n=30) ($\alpha=99\% \rightarrow r=0.41$)										
	Qz	Fk	Plag.	Bi	Mscv	Sill	And	Ap	Zr	Op	Tur
Qz	—										
Fk	-0.58	—									
Plag.	-0.42	-0.06	—								
Bi	-0.07	-0.44	-0.25	—							
Mscv	0.08	0.00	-0.27	-0.32	—						
Sill	0.13	0.02	-0.37	0.07	-0.23	—					
And	0.02	-0.03	-0.20	0.13	0.01	0.00	—				
Ap	0.04	0.15	-0.46	0.78	0.03	0.37	0.13	—			
Zr	0.03	0.12	-0.42	-0.01	0.23	0.26	0.16	0.71	—		
Op	0.04	-0.26	-0.19	0.40	-0.22	0.48	-0.12	0.25	0.28	—	
Tur	0.39	0.38	0.38	-0.20	-0.25	-0.13	-0.23	-0.38	-0.27	-0.07	—

que todos ellos son bajos, lo cual puede deberse a que estos granitos no presentan un rango de variación alto o a que como consecuencia de los fenómenos de albitización y moscovitización final los índices de correlación originales quedan enmascarados. Hay que destacar como índices mayores los de $Q/FK = -0,58$, $FK/Bi = 0,44$ y $Q/Plag. = -0,42$.

También se confeccionaron mapas de distribución de isóvalores para los minerales principales que constituyen las rocas de este área (fig. 7). El mapa de distribución correspondiente al cuarzo presenta su máximo en una zona que coincide con los granitos que contienen andalucita como fase

aluminica, correspondiendo a su vez con aquellas zonas que presentan un mayor índice de diferenciación.

El feldespato potásico presenta su máximo en la zona de los granitoides sillimaníticos y su mínimo coincide con la zona de máximo del cuarzo, lo cual explicaría el alto índice de correlación negativo que presentan estas dos fases minerales.

La plagioclasa tiene su máximo coincidente con la zona de transición entre los granitos que contienen andalucita-sillimanita y los que contienen sólo andalucita, para los cuales los índices de diferenciación son intermedios.

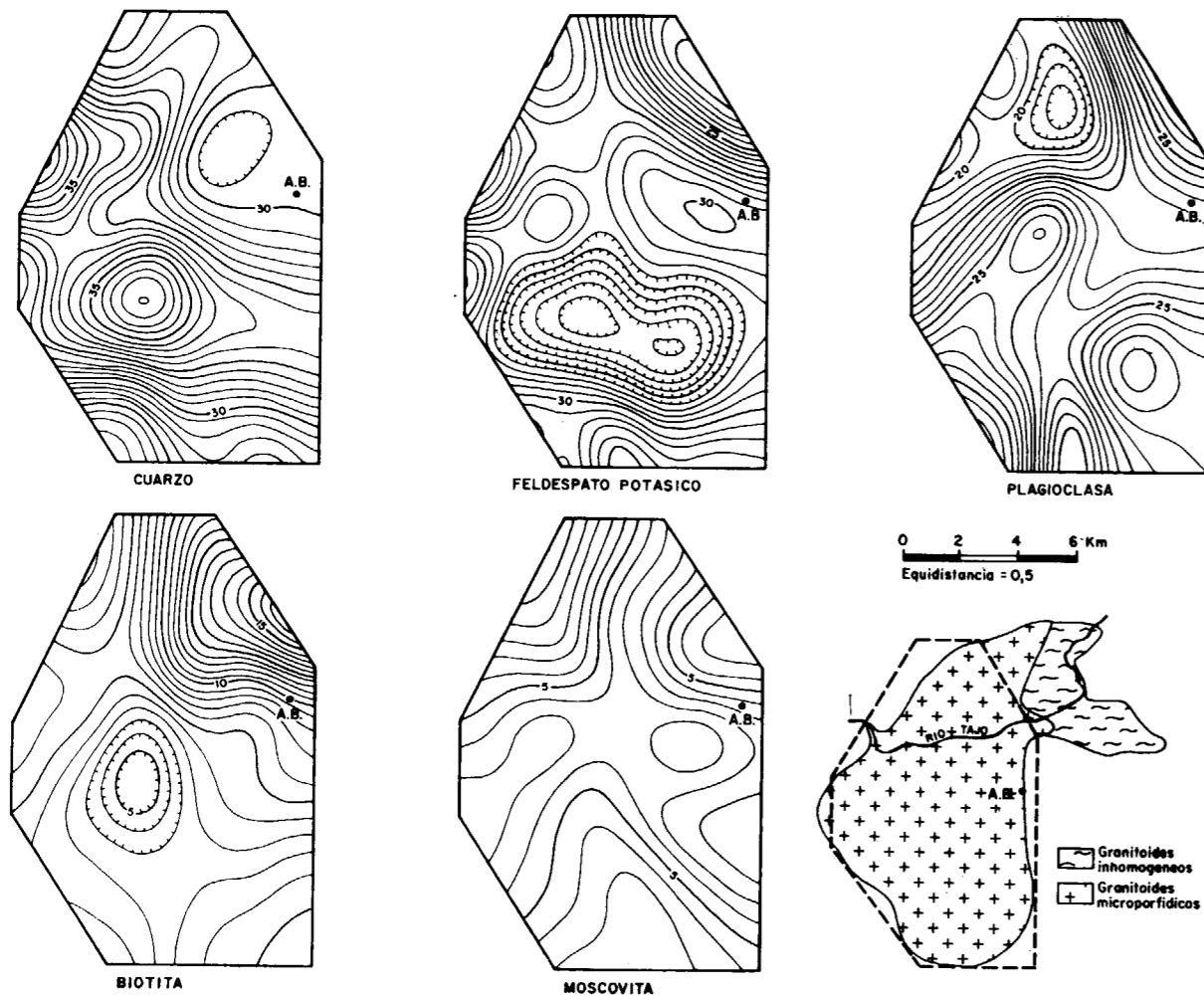


Figura 7.—Mapas de isovalores de la variación del contenido modal de las fases minerales en el área de Aldeanueva de Barbarroja.

El mapa de distribución de biotita presenta su máximo en la zona más septentrional de este área, coincidiendo con granitos andalucíticos-sillimaníticos cuyos índices de diferenciación son los más bajos y que es también donde hay mayor abundancia de enclaves «surmicáceos».

Por último, la moscovita no presenta una distribución espacial muy determinada, lo cual puede ser debido a que se presenta en baja proporción modal y/o a su carácter tardimagmático generalizado a lo largo de todo el macizo.

Todo esto nos indica que en las zonas meridionales hay un mayor grado de diferenciación representado por la concentración de cuarzo, al igual que sucedía con la distribución de las fases aluminicas.

Geoquímica de la serie II

Roca total

En la tabla II están representados los análisis químicos correspondientes a las rocas de esta serie. Los números 3, 4, 5 y 6 pertenecen a los granitoides microporfídicos (s. s.) y los números 7 y 8 a los granitoides de grano-grueso. La serie, en su conjunto, se caracteriza por un ID mayor que la serie I, un índice de peraluminidad menor y muy constante, un bajo contenido en CaO, que da lugar a plagioclasas de composición ácida, y un alto contenido en álcalis que se traduce en términos modales más graníticos que los de la serie I. Por lo que se refiere a los elementos traza se caracterizan por su bajo contenido en Ba y Sr, y alto en Rb, Zr, puesto de manifiesto en el diagrama Rb-Ba-Sr (fig. 4) con su proyección en el campo IV de los «granitos fuertemente diferenciados». Su relación K/Rb es baja, indicando un alto grado de evolución magmática.

Comparando los granitoides microporfídicos (s. s.) con los de grano medio-grueso se comprueba que estos últimos tienen unos ID más elevados y menores contenidos en Ba, Sr y V, lo cual indica que están algo más evolucionados que los granitoides microporfídicos. Estas pequeñas diferencias quedan bien reflejadas en los diagramas binarios SiO_2 —elementos mayores y traza (figura 3), en los que se ve que los dos análisis correspondientes a los granitoides de grano medio-grueso se separan y evolucionan conjunta-

mente de forma algo diferente a los granitoides microporfídicos.

Fases minerales

De los minerales analizados en esta serie (tabla IV) sólo la biotita es el único que ofrece ciertas variaciones a tener en cuenta, pues la andalucita no presenta características muy diferentes a los de la serie I, salvo un poco más de hierro y presencia de TiO_2 , que pueden ser los causantes del pleocroísmo rosado de algunos cristales.

Lo más destacado de la biotita de esta serie es su carácter fuertemente aluminico, y sus mayores contenidos en SiO_2 , K_2O , bajos en TiO_2 y menor relación $Mg/Mg+Fe$, que la biotita de la serie I. En el diagrama $Al_2O_3 - FeO - MgO$, la posición de las biotitas de estas series cae en el campo de los granitos biotíticos con silicatos de aluminio (andalucita-sillimanita) hercínicos del norte de Portugal estudiados por ALBURQUERQUE (1973), con lo que parece evidenciarse una similitud geoquímica entre ambos dominios graníticos para la misma paragénesis mineral. La biotita de la serie II cae más próxima al vértice Al_2O_3 y posee un mayor Al^{VI} , lo que es propio de una alta actividad del aluminio solo o en relación con la actividad de la sílice, en magmas graníticos calcoalcalinos que evolucionan desde términos poco diferenciados (tonalitas, granodioritas con biotita-hornblenda) a granitos félsicos con moscovita y/o silicatos de aluminio anhidros.

DISCUSION Y PETROGENESIS

De todo lo anteriormente expuesto se desprende la existencia de dos series graníticas que, siendo las dos de carácter peraluminico, presentan algunas diferencias significativas petrológicas, geoquímicas, de edad y de nivel de emplazamiento.

Por un lado existe una serie I sincinemática, con frecuente cordierita algo magnésica, relacionada espacial y temporalmente con granitoides inhomogéneos y migmatitas también peraluminicos. Esta serie presenta bastantes similitudes con la descrita por UGEDOS (1973) en el área migmatítica hercínica de Béjar, y su origen será discutido más adelante.

Por otra parte, hay una serie II posterior de granitos postcinemáticos con silicatos de aluminio tipo andalucita, sillimanita, moscovita, y ausencia de cordieritas, muy semejante a los plutones epizonales que afloran en la región extremeña y, más generalmente, en toda la zona de Centro-Ibérica hercínica (con la excepción de Galicia).

En el caso de la serie I, la producción de fundidos graníticos ricos en aluminio parece que está íntimamente conectada a los procesos de migmatización hercínica regionales sobre materiales aluminicos pobres en Ca y ¿K? que dejarían como restitas paragénesis de Q-Bi-Plg-¿Gr?-Sill-Cord. Estos líquidos graníticos se movilizaron lentamente y se emplazaron a corta distancia de su lugar de origen (carácter parautóctono) en condiciones regionales cata-mesozonales de baja presión, como lo pone de manifiesto la presencia del par Sill-Cord, ausencia de moscovita primaria, y los diferenciados finales leucocráticos de Bi-And en equilibrio. Este carácter parautóctono que presentan las granodioritas cordieríticas y los granitoides inhomogéneos asociados se ve confirmado por los bajos valores del ID, altas relaciones K/Rb y ligera tendencia magnésica de la serie, tanto en valores absolutos como relativos frente a la serie II. Igualmente puede comprobarse esta circunstancia por la abundante y frecuente presencia de estructuras restíticas paleosomáticas en la zona de afloramiento. También los bajos contenidos en elementos traza de tendencia litófila (Rb, Zr) y medios en V, confirman ese carácter de granitoides poco evolucionados.

En la figura 8 están representadas las distintas regiones «líquidus» AFM coexistiendo con líquidos silicatados saturados en cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, para $\alpha(H_2O)=1$. La reacción de la moscovita (Ms) es de THOMPSON and ALGOR (1977). El punto triple de los silicatos de aluminio es de RICHARDSON et al. (1969). A=Silicatos de aluminio; C=Cordierita; G=Granate; B=Biotita.

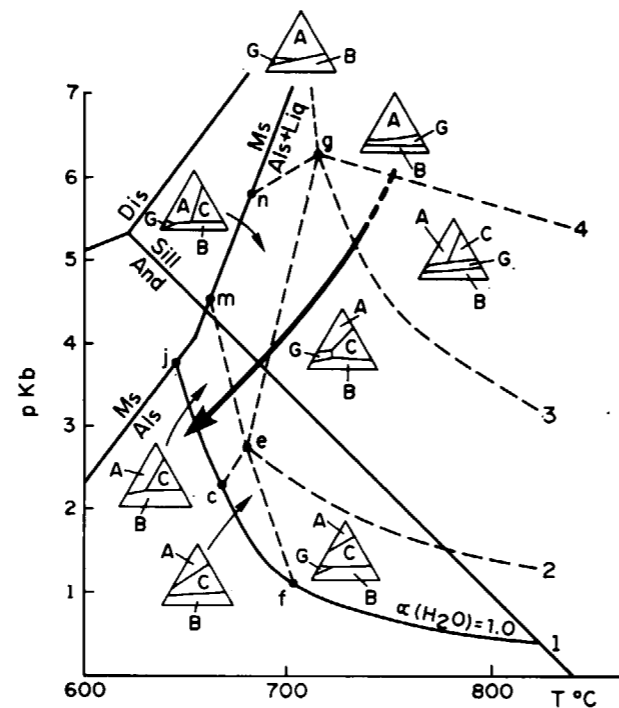


Figura 8.—Regiones de las distintas topologías «líquidus» AFM en el espacio P-T (ABBOTT and CLARKE, 1979), coexistiendo con cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, para $\alpha(H_2O)=1$. La reacción de la moscovita (Ms) es de THOMPSON and ALGOR (1977). El punto triple de los silicatos de aluminio es de RICHARDSON et al. (1969).

A=Silicatos de aluminio; C=Cordierita; G=Granate; B=Biotita.

El comienzo de la cristalización se debió realizar a más de 6 kb y entre 700° y 800°, pero nunca superior a 800°, pues no se han encontrado restos de ortopiroxenos o paragénesis de reequilibrio (cristalización de biotita por reacción del ortopiroxeno con el líquido) que deberían haber quedado (CLEMENS and WALL, 1981). La presencia de TiO_2 en cantidades apreciables dentro de la biotita de las granodioritas cordieríticas puede ser una prueba de estas altas temperaturas, las cuales favorecen la entrada de Ti en la estructura de este mineral.

Es evidente que si el granate y parte de la sillimanita son restíticos y no ortomagmáticos, el comienzo de la cristalización se haría a menor P y T°, probablemente en algún punto de la región mnge, aunque cercano a m, pero por encima de la recta and-sill. Posteriormente continuaría hacia la región jmec en iguales condiciones que

en el caso anterior, alcanzando presiones cercanas a 3 kb en el momento de su emplazamiento.

No está claro el origen xenocrystalino u ortomagmático de los cristales de cordierita que aparecen en las granodioritas. Si se considera como prueba de su origen ortomagmático las relaciones texturales y grado de idiomorfismo de los cristales, es evidente que algunos cristales rectangulares que se encuentran en estas rocas tienen esta génesis. El bajo contenido en líquidos potásicos de la serie ($K_2O=2,3$ por 100 y feldespato K modal=9,37 por 100) ha podido ser un factor decisivo en la preservación fresca de esta cordierita en las granodioritas y en su no transformación a productos pinníticos secundarios, excepto en las facies leucocráticas más potásicas. Por el contrario, hay otros cristales más subidiomorfos, que forman incluso micronódulos con cuarzos incluidos, que pueden representar restitas del material original. Más pruebas sobre el origen ortomagmático de las cordieritas en los granitoides del batolito de Avila pueden encontrarse en BEA (1982). También los trabajos experimentales de ABBOTT and CLARKE (1979) y CLEMENS and WALL (1981), entre otros, demuestran la posibilidad de cristalización de cordierita estable en líquidos graníticos de tendencia peraluminica. Por otro lado, es posible admitir que en fundidos graníticos inhomogéneos migmatíticos, como los aquí presentes, pueden existir cristales de granate, sillimanita, cordierita, biotita, cuarzo y plagioclasa que tengan un carácter restítico y que pertenezcan a fracciones de roca anatética aún no fundida englobados por el líquido en los comienzos de la movilización.

En resumen, consideramos a los granitoides de la serie I como productos cristalizados de líquidos graníticos aluminicos poco evolucionados, híbridos con material restítico, también aluminico, durante la migmatización hercínica.

En cuanto a la serie II, las rocas que las componen representan líquidos graníticos aluminicos con un grado de diferenciación (ID=86-89) mayor que el de la serie I, puesto de manifiesto también por su alto nivel de emplazamiento. En su estado actual de evolución magmática presentan una paragénesis global de Q+Fto.K+Pl+Bi+Ms±Sill±And, propia del equilibrio AFM del campo mjec (fig. 8).

Las condiciones actuales de su emplazamiento

epizonal, a la vista del equilibrio metamórfico de su aureola de contacto, son de baja a muy baja presión (dada la presencia de andalucita y ausencia de sillimanita) con unas temperaturas de unos 600°-650°. Esto confirma la posibilidad de que este magma granítico provenga de algún punto cercano al vértice m (fig. 8) para seguir progresando dentro del campo mjec hacia la curva jc, a la que cortaría en proximidad a c, en condiciones cercanas a 2 kb.

Por criterios petrográficos no se ha observado la existencia de granate y cordierita como fases primeras de cristalización, bien en fases relictas o en reequilibrios mineralógicos posteriores. Esto no significa que no hayan podido cristalizar en una etapa muy temprana y luego haber sido reabsorbidos en su totalidad para dar nuevas fases del tipo biotita, sillimanita, andalucita. Lo que sí parece ponerse de manifiesto en los diagramas binarios interelementales (fig. 3) es la separación geoquímica que hay entre esta serie II y la serie I, por lo que se supone proceden de génesis diferentes, desconectadas posiblemente en el tiempo.

En resumen, los granitoides de la serie II deben haberse originado durante los procesos anatéticos mesocrustales en las últimas etapas del metamorfismo regional hercínico, tal vez a menor presión que la serie I. Los líquidos aluminicos así formados se movilizaron desde su lugar de origen y arrastraron en su emplazamiento a altos niveles abundantes enclaves metasedimentarios y «surmicáceos» que pudieron contaminar en parte el magma ascendente aluminico. Este fenómeno contribuyó a conservar el carácter peraluminico de los líquidos, los cuales se originaron muy probablemente por fusión parcial de materiales ricos en aluminio. No hay evidencia alguna de procesos de fraccionación de anfíbol que pudieran explicar el carácter peraluminico de la serie.

Posteriormente a la generación de estos líquidos, el magma ascendió hasta niveles epizonales, cristalizando fraccionadamente según una polaridad NE-SO, desde términos graníticos microporfídicos con sillimanita-andalucita, hasta granitoides más evolucionados de grano medio-grueso con ±andalucita. El significado de esta polaridad no está aún claro, pero se espera poder explicarlo en función de la naturaleza y tipo de emplazamiento de los magmas graníticos postcinemáticos

en estas áreas Centro-Ibéricas del Macizo Hespérico.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer la ayuda y colaboración prestadas por J. L. BRÄNDLE en el tratamiento matemático de todos los datos; a M. LAGO por la realización de los análisis de microsonda, y a J. M. ANGULO por la delineación de mapas y gráficos.

Asimismo, agradecemos el apoyo y la colaboración prestada por todo el personal del Departamento de Petrología y Geoquímica en la confección y discusión de resultados.

BIBLIOGRAFIA

- ABBOTT, R. N., JR., and CLARKE, D. B.: *Hypothetical liquid relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali, feldspar and plagioclase for a $(H_2O) \leq 1$* . Can. Mineral, 17, 549-560 (1979).
- ALBUQUERQUE, C. A. R., DE: *Geochemistry of biotites from Granitic rocks Northern Portugal*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37, 1779-1802 (1973).
- ANDONAEGUI, P.: *Evolución petrogenética de los granitoides de Puente del Arzobispo (Toledo)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 179 (1982).
- APARICIO, A.: *Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo*. Est. Geol., 27, 369-414 (1971).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. de España, 88 (1975).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: *Caracterización geodinámica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico*. Stvd. Geol., 12, 9-39 (1977).
- BARD, J. P.: *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. These Fac. Sci. Montpellier, 388 (1969).
- BEA, F.: *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca (1975).
- BEA, F.: *Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del batolito de Avila (Sistema Central Español)*. Bol. Geol. y Min. Esp. T. XVIII-I, 59-67 (1982).

- CAÑADA, F.: *Hoja geológica a E. 1:50.000, núm. 653, Valdeverdeja, Cáceres*. IGME (1962).
- CLEMENS, J. D., and WALL, V. J.: *Origin and crystallization of some peraluminous (S-Type) granitic magmas*. Can. Mineral, 19, 111-131 (1981).
- CORREIGE, L. G.: *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca, 453 (1971).
- DPT. OF PETROLOGY, UNIVERSITY OF SALAMANCA: *Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note*. Est. Geol., 36, 339-348 (1980).
- EL BOUSEILY, A. M., and EL SOKKARY, A. A.: *The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks*. Chem. Geol., 16, 207-219 (1975).
- FABRIES, J.: *Les formations cristallines et métamorphiques du nord-est de la province de Seville*. These Fac. Nancy, 262 (1963).
- FLOOR, P.: *Petrology of an Aegirine-Riebeckite gneiss-bearing part of the resperian massif: The Galiñeiro and Surrounding areas, Vigo, Spain*. Leidse Geologische Mededelingen, 36, 1-204 (1966).
- GIL IBARGUCHI, J. I.: *Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (N. W. de España)*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona (1979).
- MARTÍN-CARO, I.: *Los materiales Pre-Ordovícicos en la zona de La Estrella (Montes de Toledo occidentales)*. Tesis de Licenciatura. Fac. CC. Geológicas. U. C. M. (1980).
- MARTÍN-CARO, I.; MORENO-EIRIS, E.; PEREJÓN, A., y SAN JOSÉ, M. A. DE: *Hallazgo de arqueoclastos en las calizas de La Estrella (Montes de Toledo occidentales, Toledo, España)*. Est. Geol., 35, 385-388 (1979).
- RAMÍREZ, E.: *Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extremadura Central*. Est. Geol., 9, número 19 (1953).
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., y BELL, P. M.: *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria. The aluminum silicate triple point*. Am. J. Sci., 267, 259-272 (1969).
- SAAVEDRA, J., y PELLITERO, E.: *Estudio geoquímico de rocas ígneas del norte de la provincia de Cáceres*. Stvd. Geol., 6, 49-63 (1973).
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A.; BERZAS, J. J.; HERRERO, J., y RODRÍGUEZ, S.: *Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y el extremo oriental del batolito de los Pedroches (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 74 (I-4), 173-190 (1974).
- THOMPSON, A. B., and ALGOR, J. R.: *Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2$ - $NaAlO_2$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O* . Contr. Mineral. Petrology, 63, 247-269 (1977).
- TURNER, F. J.: *Metamorphic petrology. Mineralogical, field and tectonic aspects*. Mc Graw Hill Book Company, Chap. 8, 244-297 (1980).



- UGIDOS, J. M.: *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Univ. Salamanca, 218 (1973).
- UGIDOS, J. M.: *Los granitos biotíticos ± cordierita de Béjar y áreas adyacentes*. Bol. Geol. Min. Esp., 85:66-74 (1974 a).
- UGIDOS, J. M.: *Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina*. Stvd. Geol., VIII:27-46 (1974 b).
- UGIDOS, J. M.: *Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)*. Stvd. Geol., X, 31-43 (1976).
- UGIDOS, J. M., y BEA, F.: *Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos «younger» centro peninsulares: Precisiones sobre la serie mixta*. Stvd. Geol., X, 45-59 (1976).
- UGIDOS, J. M., y BEA, F.: *Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico*. Stvd. Geol., XIV, 35-77 (1979).

Recibido: Julio 83.

INFORMACION

Mineros destacados del siglo XIX Guillermo Schulz y Schweizer (1800-1877)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

1. ANTECEDENTES

Iniciamos en «Industria Minera», la publicación de las biografías, de mineros destacados, nacidos durante el siglo XVIII; comienzan por la de Henning Koehler (17...-1757), en el núm. 200; siguen las de Enrique Cristóbal Storr (17...-1802), en el 201; Juan María Hoppensak (17...-1815), en el 203; Fausto de Elhuyar y de Zubice (1755-1833), en el 206; Francisco Carlos de la Garza y Martínez (1757-1832), en el 209; Fernando Sánchez Caravantes y Fernández (1788-1850), en el 228, y están pendientes de publicación, las terminadas: de Diego de Larrañaga y Gárate (1760-1814), Andrés Manuel del Río y Fernández (1764-1849), Ramón Cavanilles y Malo (1778-1853), Timoteo Alvarez de Veriña y Cardecha (1779-1834), Joaquín Ezquerro del Bayo (1793-1859), José Duro y Garcés (1796-1855), Casiano del Prado y Valle (1797-1866) y Francisco Luxán y Miguel Romero (1798-1867).

Llegamos, por orden cronológico de nacimientos, a Guillermo Schulz (1800), año de transición entre el XVIII y XIX, según nuestro criterio, todavía pertenece al XVIII, pero dada su condición de Director de la Comisión de la Carta Geológica, comenzamos con la suya, la biografía de los nacidos en el XIX, seguida de las de Felipe Bauzá (1801-1875) y Lorenzo Gómez Pardo (1801-1847), etc.

En esta serie de biografías, no incluiremos las ya publicadas en otras revistas, como la de Luis de la Escosura y Morroch (1821-1904), presentada en las Jornadas Minero Metalúrgicas de Huelva (1980). Tampoco incluimos las de los antiguos alumnos de Almadén y Madrid, con actividades fundamentales, fuera del campo de la minería, como las de Juan Bautista de Erro, Consejero de Castilla y Ministro de Hacienda; Juan Antonio Ponzoa, Ministro de Marina y primer profesor de Economía; Narciso Pascual Colomer, Director de la Escuela de Arquitectura; Juan Valero Soto, Subsecretario de Gobernación del Reino; Antonio Casares Rodrigo, Rector de la Universidad de Santiago; Anselmo Villacscusa, Magistrado en La Habana, y Manuel Rioz y Pedraja, Rector de la Universidad de Madrid y primer profesor de Química Biológica.

2. NACIMIENTO Y ESTUDIOS

El destacado Inspector de Minas, y Director de las minas de carbón de Hessen Cassel (Prusia), Cristiano Schulz, fue el padre de Guillermo Schulz y Schweizer (13 de junio de 1800-1 de agosto de 1877), natural de la aldea de Habichtswald, parroquia de Deowberg, cercana a la capital.

Cursó brillantemente sus primeros estudios en el Instituto de Hessen, y con las mismas aficiones del padre, pasó para seguir los superiores a la Universidad de Gotinga, entablando estrechas relaciones de amistad con sus profesores y compañeros, integrantes de una destacada pléyade en el campo de las ciencias naturales y exactas, indispensables, para la actividad profesional de los ingenieros de minas. Los estudios prácticos los siguió en las minas y funderías de Harz, Turinga y Sajonia, finalizando la carrera con un examen especial, en las salinas de su patria nativa.

3. PRIMER VIAJE A ESPAÑA

Le fue encomendado a Elhuyar, como vocal de la Junta de Fomento de la riqueza del Reino (6 de abril de 1824), un detenido estudio de las posibilidades mineras de la comarca granadina de las Alpujarras. Consecuencia de este estudio, fue la contratación (1825) por una compañía anglo-española, durante cuatro años, de Schultz, joven ingeniero de minas, con los estudios recién finalizados y una asignación anual de 40.000 rs.

Llega a España y a su paso por Madrid (marzo de 1826), establece contacto con Elhuyar, quien lo presentó al Ministro de Hacienda, Luis López Ballesteros (1778-1853), tratando ampliamente sobre los temas mineros de actualidad.

Finaliza su contrato, con celo e inteligencia considerables, y regresa por Linares y Almadén a Madrid. En la capital de España, trata con Elhuyar y con el Ministro de Hacienda sobre sus impresiones de la minería de Alpujarras, Almadén y Linares, entrevista muy agradable para

los directivos españoles, quienes le ofrecieron el posible retorno a España en un puesto destacado de la Dirección General de Minas, en plena organización. También le indica Elhuyar, la conveniencia de completar su formación profesional en determinados centros minerometalúrgicos.

Regresa por París a su Alemania natal, y le remiten oficialmente (1830) a la Silesia prusiana, donde se hallaba el Real nombramiento de Comisario de Minas al servicio del Gobierno español, y la relación de los establecimientos mineros donde debía practicar y visitar, como ampliación de estudios y toma de datos. Recorrió las minas y fundiciones de Bohemia, Hungría y Estyria; las salinas de Austria y Baviera y los establecimientos mineros más importantes de Prusia Rhiniana, Francia y Bélgica, preveyendo el regreso a España para 1831. La enumeración de los establecimientos recorridos en este viaje de ampliación de estudios, parece una actualización de los dos efectuados por Fausto (1778-1782) y (1786-1788).

4. ACTIVIDADES EN GALICIA Y ASTURIAS

Incorporado (1831) a las tareas de la Dirección General de Minas, en un momento en que Elhuyar deseaba poner en marcha su idea, de la necesidad para una buena investigación minera, de los estudios geológicos regionales, le parece oportuno (R. O. 1832), iniciar estas actividades en Galicia, encomendándole a Schulz la «Descripción geognóstica del Reino de Galicia» y la confección del correspondiente mapa petrográfico, dándole un plazo de dos años para realizar dichas tareas, dependiendo administrativamente del Intendente General del Reino. Realizados los trabajos, fueron presentados, como estaba previsto, en 1834, fechados en Ribadeo en el mes de mayo, y publicado el mapa en 1834, y la Memoria, de 52 páginas, con una tabla trilingüe, español, francés y alemán, de términos geognósticos usuales en minería, en 1835.

La carencia de base topográfica adecuada, 1/400.000, fue la primera dificultad de Schultz para confeccionar el mapa petrográfico, ya que la magnífica «Carta Geométrica de Galicia» en la escala «del cienmilésimo» del doctor Domingo Fontán Rodríguez (17...-1866) se finalizó en 1834 y grabó en 1845.

Su mapa topográfico es magnífico, en relación con los medios y tiempo disponibles, brújula y nivel y acarreo de las muestras a lomos de una caballería. Recorrió todas las corredoiras encontradas a su paso. La toma de las 184 muestras fue incesante, después de seleccionadas y admirablemente formatizadas, se conservan dos de las colecciones iguales, preparadas personalmente, una procedente de la calle del Florín, 2, correspondiente a la Dirección General de Minas, de donde pasó a la Comisión de la Carta Geológica, y actualmente está expuesta en el Museo del Instituto Geológico y Minero de España. La segunda permaneció siempre en Galicia, primero en Lugo, en la Inspección de Minas, de donde pasó a Orense en su Distrito Minero, y al suprimirse éste (R. D. de 23 de julio de 1924), al de La Coruña. Llegaron las muestras, a esta capital gallega, completamente desordenadas en cajones, y mezcladas con otras rocas, habiéndonos ocupado personalmente durante un verano (1926) en limpiarlas y ordenarlas, apreciando una considerable disminución en su número. Las muestras, conservan los marbetes con letra de Schulz y se encuentran actualmente en la Sección de

Minas de la Delegación Provincial del Ministerio de Industria y Energía de La Coruña.

El Mapa Petrográfico sirvió de base para la Carta Geológica de España y Portugal (1864 de Philippe Edouard Poullletier de Verneulli (1805-1873), según propia cita y del Mapa Geológico de España 1/1.000.000 (1863), de Amalio Maestre e Ibáñez (1812-1872), siendo la primera actualización de estos trazados la realizada para la confección del Mapa Geológico de España 1/400.000 en 64 hojas (1889-1920).

Durante nuestra actividad (1940-1970), en la confección de mapas geológicos de Galicia a escalas 1/400.000, 1/200.000, 1/50.000, tuvimos ocasión de comprobar, sobre el terreno, lo acertado y preciso de las observaciones cartografiadas por Schulz.

En organización el Real Cuerpo Facultativo de Minas (R. O. de 21 de septiembre de 1833) y de acuerdo con el programa previsto por Fausto (fallecido el 6 de enero de 1833), lo propone su sucesor en la Dirección General de Minas, Alvarez de Veriña, para Inspector de Distrito de segunda clase, asignándole el de Galicia y Asturias, con la obligación de hacer sus demarcaciones mineras, con residencia en Lugo (R. O. de 14 de abril de 1836). Considera más adecuado, para la inspección del Principado de Asturias y participar en la dirección de la Comisión Geognóstica para la formación del mapa petrográfico de Asturias creada por R. O. (4 de diciembre de 1834), establecer su residencia en Ribadeo, primero con carácter interino y oficialmente desde 1841. Ascendido a Inspector General segundo (1842) y posteriormente a Inspector General primero (10 de abril de 1844), cesando en la Inspección de Galicia y Asturias (R. O. de 19 de mayo de 1845).

Su misión múltiple como Inspector de Distrito, además de la labor científica consistía en actuar como agente facultativo y oficial de la Administración, juez civil de asuntos mineros, juez del Tribunal Contencioso-Administrativo, funciones recordadas por R. O. (10 de febrero de 1849), con la limitación consiguiente a sus actividades geológicas.

La Comisión Geognóstica de Asturias, tuvo como precedente las designadas (1829 y 1830) de Ingenieros de Minas de Asturias, para el estudio de los criaderos de carbón de piedra del Principado y proposición de las mejores vías de transporte, para conducir el mineral, cuyo plano e informe se publicaron en 1830 y 1831, respectivamente.

Las actividades de la Comisión Petrográfica, quedaron suspendidas (1837) por la guerra civil. Reanudadas éstas, se da carácter oficial a la Inspección de Minas de Ribadeo (R. O. de 2 de diciembre de 1843) e incorpora a la misma a un eminente geólogo gallego (R. O. de 22 de enero de 1844), Casiano del Prado.

Es necesario intensificar el estudio geológico y minero de toda la Cordillera Cantábrica y disponen (R. O. de 9 de marzo de 1844) que Schulz visite Asturias, Galicia, Santander, Vascongadas, Navarra y Logroño para fomentar su minería y realizar estudios geognósticos, misión desempeñada durante los veranos de 1844 a 1848. Para una mejor realización de la carta encomendada, y radicar la inspección en una localidad de mayores actividades mineras, se dispone (R. O. de 28 de mayo de 1844) el traslado de su residencia a Oviedo. Legaliza la situación de la carta geognóstica la R. O. (29 de diciembre de 1844), disponiendo continúe las actividades encomendadas por R. O. (agosto de 1844) para el reconocimiento y descripción geognóstica

del Principado de Asturias y formación del mapa respectivo, conciliándolas con las otras actividades oficiales, por la escasez grande de ingenieros de minas, para atender a todas las ocupaciones profesionales, motivo de varios escritos elevados a la superioridad en diversas ocasiones por los Directores Generales de Minas. Le encomendó el Ministro (R. O. de agosto de 1844), un estudio de los caminos y puertos de Asturias, para la mejor explotación del carbón de piedra; redactada la Memoria, fue agradecida oficialmente por R. O.

Durante su estancia en Asturias, campo predilecto de sus estudios y actividades administrativas, procuró las reformas necesarias a la ley vigente de ordenación minera (4 de julio de 1825), como fueron la reducción gradual de los impuestos, mayor extensión de las pertenencias, protección a los trabajos de investigación, generalización y perfeccionamiento de la estadística minera y metalúrgica, limitación de la exportación al extranjero de minerales en bruto. Siempre fue partidario de la supresión de la jurisdicción especial del ramo de minas, por ser competencia de los tribunales contencioso-administrativos los asuntos litigiosos que pudieran surgir.

Con su prestigio, apoyó (1834) las campañas promovidas por Gómez Pardo y por Isidro Sáinz de Baranda (1806-18...) en lo referente a la ampliación de las cátedras de la Dirección General de Minas, con varias de la Academia de Almadén y la organización de la Escuela Práctica de Almadén. También cooperó con Ezquerria, en el mismo objetivo.

La misma dificultad encontrada en Galicia para confeccionar el mapa temático, se le presenta en Asturias; la carencia de un mapa topográfico base adecuado, dado que el de Francisco Coello de Portugal y Quesada (1822-1898), a escala 1/200.000, se publicó en 1870 y los de Orense y Pontevedra en 1856, el de Lugo en 1864 y el de La Coruña en 1865. Inicia los trabajos con el trazado de una exactísima base topográfica a escala 1/127.500, operación desarrollada durante nueve años, contando con la colaboración hasta 1850, para la preparación de la parte central del Principado de Asturias, con los ingenieros Adriano Paillete y Amalio Maestre, publicando en 1855 el denominado «Mapa topográfico de la Provincia de Oviedo» y en 1858 la descripción geológica con 138 páginas y su atlas, una de las glorias más legítimas del autor.

Este mapa geológico fue considerado como modelo de los que se programaba levantar a nivel provincial, labor iniciada (1861) por Valle con el «Mapa geológico de la Provincia de Madrid a escala 1/200.000»; ambos fueron considerados por los especialistas de la época, como los mejores mapas geológicos que se habían trazado en España.

El mapa petrográfico de Galicia y el geológico de Asturias se admitieron de actualidad, hasta la publicación de la obra del IGME sobre «Criaderos de hierro de España», de ella «Hierros de Galicia» (1922), por Primitivo Hernández Sampelayo (1880-1859), y «Hierros de Asturias», en 1916, por Luis de Adaro y Magro (1849-1918).

La lectura del tomo XII (1982) de «Monumenta Histórica Asturias», dedicada a sus libretas de campo de 1836 y 1840, pone de manifiesto la precisión de sus descripciones y la minuciosidad de los dibujos de campo, por la calidad científica e informativa.

Durante los años 1850 a 1853, tuvo como colaborador en la delineación del mapa y preparación para el grabado

(R. O. 1850-enero), a Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892), quien escribía en su cronología: «Pude apreciar los desvelos y el afán con que procuraba a la mejora de las comunicaciones, dirigiendo y vigilando los trabajos de la carretera vecinal de Luanco a Avilés, por ejemplo, ya estudiando las reformas de que era susceptible el primero de los puntos citados, para convertirlo en un punto de refugio; proyectando las medidas convenientes para extender los beneficios del correo frecuente, a pueblos distantes, de los centros principales de la provincia, y otros mil estudios sobre diferentes objetos, todos con la mira de desarrollar la vida de aquel precioso rincón de nuestro hermoso suelo. Y no sólo en estos asuntos se revelaba el noble carácter del geólogo asturiano; avaro de todo gasto inútil relativo a su persona, cuyas necesidades redujo al mayor extremo, siempre fue pródigo con los necesitados; dispuesto en toda ocasión a prestar auxilio y protección a cuantos a él se acercaban, nunca sus beneficios humillaron al que los recibía del hombre modesto que, sin ostentación y cumpliendo un deber grato y natural, los derramaba a manos llenas. Por estas causas, y la costumbre durante largo tiempo de cruzar por toda la provincia, penetrando en todos los rincones y recorriendo las miserables aldeas, su nombre se hizo tan popular y tan respetado.»

Promovido por Schulz, y con la colaboración de los ingenieros que habían participado en la carta geológica del principado, de los destinados en la inspección de minas, y de los componentes de diversas comisiones, se elevó a la Soberana, por conducto del Ministro de la Gobernación de la Península, Pedro José Pidal (1800-1865), un razonado escrito pidiendo la creación de una cátedra de mineralogía en Gijón. Rápidamente (R. O. de 15 de septiembre de 1844) reciben la contestación, indicándoles «propongan el plan de una escuela práctica de minería igual a la establecida en Almadén». Inmediatamente eleva el plan (13 de diciembre de 1844), quedando creada por Real Orden de 15 de noviembre de 1845, donde se otorgaría el título de «Perito práctico en el laboreo de los criaderos de carbón mineral». Redactado el programa, según costumbre de Schulz, con la máxima minuciosidad y rapidez, fue elevado (29 de enero de 1846) a la superioridad y aprobado por S. M. (7 de febrero de 1846). Preparado el reglamento, es remitido a la Soberana (11 de septiembre de 1846), siendo aprobado (Real Orden de 16 de septiembre de 1846). Domina en los medios cultos una justificada impaciencia, así como en la opinión popular, los periódicos y los ambientes oficiales asturianos, por la demora en la puesta en marcha de la Escuela. Logra Schulz que llegue esta intranquilidad a conocimiento de la Soberana, obteniendo rápidamente una respuesta favorable, recibida por conducto del Ministro de Fomento, Esteban Collantes (R. O. de 1 de diciembre de 1853). ... «S. M. la Reina se ha dignado mandar se proceda inmediatamente al planteamiento de la Escuela práctica de minas de Asturias... y ha resuelto se establezca dicha Escuela en Mieres del Camino... al Inspector General del ramo se encargue, desde luego, del planeamiento y dirección de la Escuela, con todas las facultades necesarias.» Con sumo celo, desempeñó Schulz este cometido y fue considerado, por los artículos en las publicaciones contemporáneas, como el fundador de la Escuela. Presentó y fue aprobado un reglamento nuevo con su plan de estudios (R. O. de 19 de sep-

tiembre de 1854) y la función docente iniciada (1 de abril de 1855).

La mayor parte de las publicaciones científicas de Schulz son consecuencia de su estancia en Galicia y Asturias y, por lo general, están editadas en los Anales de Minas (1838-1846) y en el Boletín Oficial de Minas (1844-1845). En ellas se aprecia la evolución del léxico e ideas geológicas; en los primeros utiliza con frecuencia la voz «geognosia», definida en su obra del Reino de Galicia como «la ciencia que da a conocer la admirable constitución de la superficie del globo, clasificando los diferentes terrenos que la componen, e indicando en seguida las ventajas que pueden sacarse de ella para la sociedad».

La primera publicación referente a Asturias consta de dos partes (40 pp.), con el objeto de «dar una idea general de las diversas clases de terreno que constituye el suelo de Asturias»; está fechada en Rivadeo (15 de mayo de 1838) y se titula «Reseña geognóstica de la provincia de Asturias y ojeada sobre el estado actual de la minería del distrito de dicha provincia y de las de Galicia». La «Estadística de la minería de Asturias y Galicia», ultimada en Rivadeo (1 de febrero de 1841), confeccionada con los datos de 1840, consta de 16 páginas. «Algunos datos sobre la historia moderna de la minería en Asturias y Galicia», ultimada en Rivadeo (15 de enero de 1841), con 16 páginas. «Apuntes históricos de la minería de Asturias y Galicia», 19 páginas (1841). «Ligera instrucción popular para descubrir carbón de piedra, lignito y turba» (1844), con 10 páginas. «Ligera indicación de los minerales que abundan en España» (1844). «Breves informaciones sobre el estado actual de algunas minas de carbón de Asturias» (1844). «Reseña de los principales criaderos de carbón de Asturias, su situación respecto al mar, estado de las empresas que los explotan e indicación de los caminos y la mejora de sus puertos que hacen falta para su laboreo en grande» (1844). «Relación calificada de las minas de Vizcaya que se hallaban en labor en noviembre de 1844» (1845). «Breve reseña de las minas de la provincia de Santander» (1845). «Minas antiguas de Asturias» (1845). «Vistazo geológico sobre Cantabria» (1845).

De esta época es su manuscrito de 18 páginas, titulado «Sobre la fabricación de hoja de lata» (Madrid, 29 de octubre de 1843), premiado con mención honorífica por la Sociedad Económica Matritense.

Durante sus recorridos por Asturias encuentra una pirita estannífera, considerada por el geólogo como un mineral nuevo, y siempre agradecido a quien lo había contratado para trabajar en España, se la dedica (1850) en colaboración con Adrien Paillete, con la denominación de «ballestosite», publicando el descubrimiento en el Boletín Soc. Geol. France, tomo VII.

5. PRESIDENTE DE LA JUNTA FACULTATIVA DE MINAS, DIRECTOR DE LA ESCUELA DE INGENIEROS DE MINAS, PRESIDENTE DE LA COMISION DE LA CARTA GEOLOGICA

Con motivo del fallecimiento (5 de diciembre de 1853) de Cavanilles es designado Schulz (15 de diciembre de 1853) para ocupar por ascenso el destino de Inspector General primero, del Real Cuerpo de Ingenieros de Minas, de Pre-

sidencia de la Junta Facultativa, la Dirección de la Escuela (25 de diciembre de 1853) y la Presidencia de la Comisión de la Carta Geológica (agosto de 1854). Dada esta triple actividad, consideraremos cada una por separado.

Como Presidente de la Junta Facultativa de Minas, además de las tareas administrativas y técnicas propias del cargo, que pueden seguirse perfectamente en los libros de actas, conservados en el desaparecido Consejo Superior de Minería y Metalurgia, tuvo actuaciones íntimamente ligadas con el poder legislativo, como coautor de varios proyectos de ley, entre ellos el de la de minas (6 de julio de 1859), tema de su competencia, como se aprecia por su artículo publicado en la «Revista Minera» (1856), de 8 páginas, titulado «Sobre la nueva ley de minas», donde actualiza algunos de los principios sostenidos en el Reglamento para la ejecución de la Ley de Minas (R. D. de 31 de julio de 1849). También participó como ponente de la Ley de Aguas que estaba en preparación. Consideraba como minerales preferentes para la minería española el hierro y la hulla; por ello publicó en Madrid (14 de diciembre de 1855) un trabajo de 8 páginas titulado «Explotación de la hulla y del hierro en España». Fue defensor de que los minerales se beneficiasen en España y reducir al mínimo su exportación, por ello preconizaba una «tarifa de máxima imposición sobre la exportación de minerales y metales» para mantener en el país, como una reserva, sus posibilidades minerales. En su Ley de Minas se da un carácter más moderno a la empresa, se tiende a reducir los costes del laboreo del mineral, facilita la preparación de grandes planes mineros y se abre la puerta a la concentración o cotos mineros. Logró la apertura (11 de junio de 1854) de la «Asociación general de la minería española», en el edificio de su propiedad de Arenal, 11, siendo una entidad precursora de las Cámaras Mineras. Preparó y logró llevar a las Cortes la Ley de Sociedades Mineras (11 de junio de 1854).

Disconforme con el artículo 7.º del Reglamento de Minas (R. D. de 9 de marzo de 1853), por el que los ascensos a inspector general y a inspector de distrito se promovían por elección, con favoritismo político y postergación de afamados ingenieros, logró su derogación (R. D. de 22 de noviembre de 1854).

Preside la primera junta de claustro (5 de mayo de 1854) de la Escuela de Madrid, donde traza su plan a seguir en un momento de consignación mezquina y con poco personal docente. Logra mejorar los planes de estudios, prepara un nuevo reglamento, que le llevó muchas sesiones de trabajo y cuya acta reproducimos. Consecuencia de su brillante actuación fue el incremento del número de alumnos. Otra preocupación constante fue la mejora y ampliación de los laboratorios. Ante el reducido espacio útil de los locales, trató reiteradamente, con las autoridades superiores, la ampliación de su sede de la casa de Florín, número 2, por la calle del Turco. Por la disposición preparada de mutuo acuerdo con el Director de la de Caminos, se dispone (R. O. de 1 de noviembre de 1854) que los profesores de Geología y Mineralogía de la de Minas profesen las disciplinas en ambas escuelas. La última junta celebrada bajo su presidencia fue la de 26 de enero de 1857, en ella presentó su dimisión, por insuficiencia de tiempo para todas sus actividades, la cual fue aceptada

Senores.
Director
Bellico.
Marazp.
Cia
Grande.

Señor. del día 20 de Junio de 1856.

Se lee y aprueba el acta de la sesión anterior.

Conforme a lo acordado en dicha sesión se hizo el proyecto de proposición al Gobierno para la modificación del reglamento de esta Escuela, se puso a votación en su expediente respectivo y fue aprobado.

Y no habiendo otro asunto de que tratar se levantó la sesión firmando el Sr. Director este acta con sus colegas el Sr. que certifica.

Prado

Manuel Bellico

Reproducción de una fotocopia del Acta de aprobación del reglamento de la Escuela de Minas con autógrafo de Schulz.

(16 de febrero de 1857). Simultáneamente a la petición de su cese como Director solicitó su designación para el desempeño de una cátedra, con carácter gratuito, de «Enciclopedia minera», que en su punto de vista faltaba para completar la actualización del plan de estudios de la Escuela, de suma utilidad para los alumnos y empresarios concurrentes como oyentes. Esta oferta fue aceptada, no llevándose a efecto por carencia de tiempo para atender la cátedra.

Como Director de la Escuela de Minas fue designado (10 de septiembre de 1857) Vocal del Consejo de Instrucción Pública, cesando voluntariamente (octubre de 1868).

Como Presidente de la Comisión de la Carta Geológica se ocupó de las aplicaciones prácticas de la geología, creando lo que denominaba geología industrial, iniciándola con sus aplicaciones a la agricultura.

Carente de un tratado moderno de geología, anunció un concurso (R. D. de 31 de julio de 1855) creando un premio de 20.000 rs. para el autor de la mejor geología aplicada a la industria, adjudicando el premio a Juan Vilanova y Piera (1821-1893).

Reordenó los programas de estudios geológicos de Luján, promoviendo los de las zonas de interés minero y organizando comisiones especiales para su desarrollo, como se puede apreciar por los estados de las cuentas de la Comisión. Estimamos en ellas una minuciosa administración de los fondos estatales, y las dificultades económicas para desarrollar su misión, en una época del reinado de Isabel II, donde por razones políticas las consignaciones de esta comisión se reducían anualmente, siendo la cantidad disponible, durante los años 1853, 1854 y 1855, de 195,990 rs., 162,902 rs. y 115,401 rs. De estas cantidades

destinó para las investigaciones programadas en San Juan de las Abadesas, Espiel y Belmez, Orbó y Sabero, Reino de Valencia durante 1854, la cantidad de 61,850 rs., o sea, el 38 por 100 del presupuesto total. Durante 1855 puso en marcha los estudios de la zona centro, limitados anteriormente a la Provincia de Madrid, destinando para los cinco trabajos en curso la cantidad de 56,442 rs., correspondiendo el 49 por 100 de la dotación total, sorprendiendo pudiese continuar las actividades con consignación tan reducida. Fruto de estas campañas geológicas fueron los primeros números de las memorias de la Comisión, comenzadas por la de Federico de Botella y de Hornos (1802-1899), «Sobre la geología del Reino de Valencia», publicada con fecha de 1854. A ésta continuó la de Maestre titulada «Descripción geológica industrial de la cuenca carbonífera de San Juan de las Abadesas, en la Provincia de Gerona», publicada en 1855.

Al iniciarse el año 1856 integran la Comisión tres geólogos de primera fila: Schulz, Prado y Maestre, pero insuficientes para la misión de la Comisión; por ello, procura la participación de los ingenieros de los Distritos Mineros; Merece destacarse entre éstas el encargo de la Geología de Teruel (R. O. de 10 de abril de 1856) a Agustín Martínez Alcibar (18??-1872). Una de las activas iniciadas este año fue la de los Montes de León, por Prado y Joaquín Boguerin (18??-1887), a donde llega a fines de septiembre, continuando en la campaña de 1857 hasta Galicia. Preparó personalmente el Mapa carbonífero de España y Portugal, a escala aproximada 1/2.500.000, publicado (1856) en la «Revista Minera» por falta de consignación estatal.

Conocida la necesidad de nuevas cartas geográficas para el trazado de la geología, planteó a la Comisión Estadís-

tica General del Reino la necesidad de elevar a la superioridad la conveniencia de que en el Ministerio del Ejército (R. O. de 4 de febrero de 1857) se organizaran brigadas para la formación de trabajos topográficos y catastrales, con personal de Artillería, Ingenieros y Estado Mayor. Ante el incremento de trabajo como Presidente de la Junta Facultativa, presentó la dimisión de Presidente de la Comisión de la Carta (1 de abril de 1857).

Las dificultades en la presidencia de la Junta eran enormes, aumentaba hasta límites insospechados la intranquilidad política y las anomalías en la designación de puestos directivos, con acalorados comentarios en la prensa, como el publicado en «El Minero» (junio de 1857). «Fulminaríamos nuestros cargos contra la organización anómala de la Sección de Agricultura, Industria y Comercio del Ministerio de Fomento, de donde hemos visto desaparecer los hombres especializados, para lanzar un borrón más, sobre nuestro sistema de gobierno, sobre nuestros principios de administración industrial.» En estas frases vemos la razón de las sucesivas dimisiones de Schulz, más que por sus ocupaciones y deseos de descansar, aunque su salud comenzaba a resentirse. Después de 31 años de ininterrumpidos trabajos brillantes a la administración española, solicitó el retiro voluntario (1 de enero de 1861), que le fue concedido, cesando en la Presidencia de la Junta Facultativa de Minería.

6. JUBILACION

Obtenida la jubilación voluntaria anticipada (R. O. de 1 de enero de 1861), su espíritu activo y laborioso sin descanso, emprende trabajos particulares, se ocupa de la actualización de su descripción geognóstica de Galicia, de acuerdo con los últimos adelantos de la geología, que no llegó a publicarse, y también de la preparación de la segunda edición del Mapa topográfico de Asturias, del que no vio su segunda edición (1900).

Sus aficiones favoritas fueron: la geología, la cosmografía, la geografía y los paseos continuos por el campo, haciendo observaciones de toda clase, efectuando las anotaciones correspondientes.

En el tranquilo retiro de Aranjuez falleció en la madrugada del 1 de agosto de 1877, siendo enterrado en dicho Real Sitio, leyéndose en su epitafio, costeado por amigos y compañeros: «Los restos mortales de D. Guillermo Schulz, Inspector General 1.º de Minas. Era incansable en procurar el bien público, servir a amigos y conocidos y socorrer a los necesitados. Murió pobre, pero sin deudas, a los setenta y siete años de edad, en el 1.º de agosto de 1877. R. I. P.»

Además de las 21 publicaciones de Schulz, reseñadas en la biblioteca mineral de Eugenio y Ramón Rua Figueroa (1872), existen las seis memorias anuales de las actividades de la Comisión del Mapa Geológico, correspon-

dientes a los años 1853, 1854, 1855, 1856, 1857 y 1858 de su dirección, citadas en nuestra «Bibliografía Minera, Metalúrgica, Geológica y de Ciencias Afines» (1962) (*).

En algunas biografías se le han asignado actividades u honores que no le corresponden, como el de «soldado en Rivadeo», por Primitivo Hernández Sampelayo y José María Ríos García, en su artículo «Ahora hace cien años», publicado en 1948 en el Boletín del IGME, del que no hemos encontrado ningún antecedente fiable, habiendo llegado por primera vez a Ribadeo a los 33 años de edad. Siempre se mantuvo con una prudencia destacada y buen tino en su país de adopción, pero no de naturaleza, alejado de todas las luchas intestinas, sin tomar parte en las contiendas políticas, sin mezclarse en asuntos que no fuesen peculiares de la ciencia y la industria minera y sus afines.

En la Escuela Especial de Ingenieros de Minas de España está doblemente inmortalizado, con letras de oro, en el paraninfo inaugurado solemnemente por S. M. don Alfonso XIII (4 de diciembre de 1925). Simultáneamente, también fue inmortalizado por el monumento en la fachada de la calle de Ríos Rosas, 21, del escultor Fructuoso Orduna de la Fuente (1890-1973), donde aparece vestido con levita, prenda con la que acudía a la Escuela, sentado en su sillón, formatizando una muestra de roca.

En la galería de retratos de los presidentes del desaparecido Consejo Superior de Minería y Metalurgia se puede observar, entre los del siglo XIX, que el único sin uniforme de gala del cuerpo es Schulz, esta de levita, con la condecoración más preciada por el sabio (R. D. de 20 de enero de 1849), la placa de la Real y distinguida Orden de Carlos III, y su venera, pendiente del correspondiente escapulario blanco y azul celeste. Su caritativa formación no le permitió adquirir un uniforme de gala, prefirió dar su importe a las personas necesitadas.

Muchas fueron las entidades que lo contaron como miembro de honor, mérito, numerario, correspondiente, como fueron la Sociedad de Mineros Científicos de Gottinga, Geológica de Francia, Geográfica de Berlín y de Madrid, Económica de Lugo, Rivadeo, Santiago de Compostela, Oviedo, Madrid, etc.

Su nombre perdura inmortalizado entre los científicos españoles.

(*) En una reciente consulta (enero, 1984) del magnífico y raramente conocido legado de Federico de Botella y de Hornos, hemos encontrado en el legajo número 3 una carpetilla titulada Ciudad Real, con un mapa de Schulz de la Región de Bullarque (oficialmente Bullaque) en los montes de Toledo, a escala 1/200.000, fechado en 1870, y en la titulada Córdoba un mapa geológico de Schulz actualizado por Botella. Sospechamos pertenecen a trabajos particulares, realizados después de su jubilación.

Noticias

EL SUR CONTINUA SIENDO UNA DE LAS RESERVAS DE MINERALES MAS IMPORTANTE DE EUROPA

La minería andaluza representa, en términos de valor, la mitad de la producción nacional de minerales no energéticos. Este Sur encierra, entre sus recursos, la cuenca del Andévalo, con reservas de ferrocobrizas que se calculan en 300 millones de toneladas, más otras sustancias importantes, tales como mineral férrico y manganeso. Son vetas que van desde El Castillo de las Guardas a la frontera de Portugal; desde Riotinto y Tharsis a la sierra de Aracena, con manifestaciones en Cala y en el sur de Extremadura.

Para tener una idea aproximada de la importancia socioeconómica de la reserva de ferrocobrizas del Andévalo no sólo hay que señalar que cada año su producción supera los dos millones de toneladas de mineral, sino también que los dos millones de toneladas equivalen al siguiente conjunto: 320.000 toneladas de azufre; 61.000 de anhídrido sulfúrico; 1.400.000 de ácido sulfúrico; 4.000 de anhídrido arsénico; 70.000 de sulfato amónico; 1.400.000 de «pellets» de 63 por 100 de hierro; 2.200 toneladas de agua pesada; 6.000 de cobre metal; 15.000 de plomo metal; 24.000 de zinc metal; 40 toneladas de plata y 1.500 kilogramos de oro.

Otra zona que en tiempos pasados tuvo gran importancia minera fue la cuenca carbonífera de Córdoba (Peñarroya-Pueblonuevo-Bélmex-Fuente Obejuna), que todavía conserva huellas de pasada actividad. Se trata de un área que precisa un programa de investigación global que contemple las posibilidades futuras del suelo y subsuelo. Y ya en la provincia de Jaén encontramos los núcleos de plomo de Linares-Baeza y La Carolina, así como reservas de uranio en Andújar. El plomo ha dado pie a la industria metálica con la fundación de la sociedad La Cruz en Linares.

En las proximidades de Sevilla se encuentra el complejo de Aznalcóllar, levantado la pasada década por iniciativa del grupo Banco Central en terrenos que en otros tiempos acogieron trabajos de minería. Se trata de los inicios del venero del Andévalo. Su importancia queda determinada por la capacidad de producción de un determinado número de metales, todos ellos de gran interés estratégico, tales como el cobre, el plomo y el zinc.

Otras provincias de interés minero son Granada y Almería, con producciones sustanciales de mineral de hierro y rocas industriales. Y también es necesario dejar constancia de los yacimientos de gas natural del golfo de Cádiz, que a tenor de las prospecciones realizadas, pueden ser algo más que indicios.

El plan económico para Andalucía analiza el sector, sus problemas y la incertidumbre planteadas en torno a la pirita, que precisa mayor tratamiento «in situ». Apunta la necesidad de investigar para conocer los recursos, así

como mejoras de fábricas existentes y creación de otros centros de transformación fundición de cobre, proyecto de planta piloto para sulfuros complejos y adecuación de producciones de plomo— mediante inversión y subvenciones, parte de ellas planteadas en el marco de la ley de Fomento de la Minería.

La creación de una infraestructura viaria acorde, la coordinación de la Junta con el Instituto Geológico y Minero y otros organismos centrales, son las bases de un aprovechamiento más racional de unos recursos que no son explotados en su justa medida y que presentan un potencial alto para fundamentar el desarrollo del Sur.

BUENAS PERSPECTIVAS PARA EL CARBON

Los 21 países-miembros de la Agencia Internacional de la Energía (AIE) continuarán importando carbón a lo largo de esta década, pasando a los 143,5 millones de toneladas en 1981 a los 238,7 millones estimadas para 1990.

Según un informe de la OCDE, España importó 2,70 millones de toneladas de carbón coque en 1981, mientras que en 1990 ascenderá a 3,10 millones de toneladas.

Entre 1960 y 1973 las importaciones brutas de hulla de la OCDE aumentaron un 77 por 100, hasta llegar a los 133,3 millones de toneladas, al tiempo que las exportaciones lo hicieron en un 63 por 100, hasta totalizar los 107,5 millones de toneladas.

Por el contrario, entre 1973 y 1980 las importaciones brutas de carbón por parte de la OCDE se incrementaron en más de un 47 por 100, totalizando 195,4 millones de toneladas, mientras que las exportaciones ascendieron solamente a 160,2 millones de toneladas.

Según el citado informe, la importación neta de carbón doméstico de los países europeos miembros de la OCDE permanecerá en 1990 en torno a la cifra de 1981, unos 25 millones de toneladas, y las exportaciones no experimentarán grandes cambios en 1990 respecto a los 7,20 millones de toneladas de 1981. En el capítulo de carbón industrial las importaciones netas en 1990 ascenderán a 92,61 millones de toneladas, frente a las 36,34 millones de 1981.

LAS RESERVAS MUNDIALES DE PETROLEO

En 1983 se situaron en 696.350 millones de barriles, con un incremento de 15.782 millones de barriles, un 2,3 por 100, sobre las estimaciones de 1982, según señala la memoria correspondientes a 1983 del Ministerio de Energía y Minas de Venezuela. Las reservas occidentales disminuyeron en 1.156 millones de barriles, quedando en 115.287 millones, mientras que las de los países socialistas aumentaron un 4,6 por 100, totalizando 111.275 millones de barriles.

ESPAÑA, SEDE DEL CONGRESO MUNDIAL DE LA ENERGIA DE 1992

El comité nacional español de la Conferencia Mundial de la Energía ha acordado proponer a España como sede del XV Congreso de la conferencia, que se celebrará en 1992.

La organización del mismo se enmarcará en el conjunto de actos conmemorativos del V Centenario del Descubrimiento de América.

La Conferencia Mundial de la Energía es una organización de carácter privado compuesta por entidades y expertos internacionales, tanto oficiales como privados.

Su objetivo es facilitar el intercambio de experiencias entre sus miembros y elaborar recomendaciones generales para una utilización racional de las fuentes energéticas.

EXXON MINERA: 450 MILLONES DE INVERSION

Exxon Minera Española, que tiene una superficie de concesiones de 300.000 hectáreas, invierte tres millones de dólares al año en la investigación y exploración de yacimientos en nuestro país, según expuso su presidente, José Alonso, en una de las tradicionales comidas del Club Español de la Minería.

Aunque hasta ahora los resultados de estas investigaciones no han sido muy atractivos, esta filial de Exxon Corporation dijo que «geológicamente el potencial existe», y estamos dirigiendo nuestros esfuerzos hacia el «cobre, plomo, zinc, plata y oro, aunque estamos abiertos a cualquier posibilidad».

La filial española cuenta en la actualidad con dos centros de trabajo en Madrid y Sevilla, en los que prestan sus servicios 27 personas. «Si hay éxito en las exploraciones, vamos a contar con todos los recursos necesarios para desarrollarlo», precisó José Alonso.

Cabe recordar que Exxon Corporation obtuvo en 1983 unos beneficios de 4.900 millones de dólares, con unas ventas de 95.000 millones de dólares. Los resultados de la actividad minera fueron negativos, con pérdidas de 56 millones de dólares.

ENERGIA SOLAR PARA EXTRAER AGUA SUBTERRANEA

Está siendo empleada con éxito por técnicos argelinos. La aplicación de la energía solar para mover bombas con una potencia de entre 240 y 600 vatios, que han conseguido extraer agua de los pozos subterráneos a razón de 200-350 litros por minuto, ha tenido lugar al este de Argelia, en una zona semidesértica. La destilación y potabilización posteriores de las aguas también han podido ser acomedidas mediante energía solar.

INH: 2.126 MILLONES PARA INVESTIGACION

El Instituto Nacional de Hidrocarburos (INH) destinará 2.126 millones de pesetas para investigación y desarrollo tecnológico y 29.061 millones más en actividades conexas con la investigación en 1984. El presupuesto del «holding» estatal de hidrocarburos, incluye también una partida de 400 millones de pesetas suplementarios para ayuda a investigación en las empresas del grupo.

Las cifras de 1984 son superiores a las de dos años anteriores, en que se invirtieron 1.315 y 1.963 millones de pesetas, respectivamente, en investigación, y 26.658 y 32.195 millones en actividades conexas.

MODIFICADO EL PLAN ALMONTE-MARISMAS

Mediante un real decreto se modifica el Plan General de Transformación de la Zona Regable Almonte-Marismas en el Parque Nacional de Doñana, para hacer compatibles los intereses conservadores del patrimonio natural del parque y la necesidad socio-económica de desarrollo de al zona, superando una situación conflictiva que además aporta soluciones de futuro a la regeneración hídrica de Doñana.

Con la modificación aprobada por el Gobierno se redimensiona la zona regable de Almonte-Marismas en el sentido de no transformar en regadío la prevista superficie de 5.700 hectáreas para aumentar las garantías de protección del parque, así como a la preservación de áreas de alto interés ecológico que quedaban en las áreas de transformar en regadío en el Plan General de Transformación.

De otra parte se abordará la regeneración hídrica del parque, con la solución Centro-Norte, de acuerdo con la propuesta del Patronato Nacional de Doñana y aprobada por la Comisión Interministerial del Medio Ambiente.

INVENTARIADOS LOS PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO DE LEON

El Instituto Geológico y Minero de España ha terminado la realización de un interesante documento en el que se recogen los Puntos de Interés Geológico de la provincia de León, aunque en él también existen algunas referencias a determinadas zonas de las provincias de Santander y Palencia.

Actualmente están editados los Puntos de Interés Geológico correspondientes a Galicia y al Sector Oriental de la Cordillera Cantábrica.

GRUPO ESPAÑOL DEL MESOZOICO

«II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España».

FECHAS

El próximo Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, se celebrará del 21 al 28 de septiembre de 1985 en la Seu d'Urgell.

PROGRAMA

El Coloquio comprenderá:

- 1.º Excursión pre-coloquio en el Triás de los Catalánides (dos días).
- 2.º Sesiones científicas en la Seu d'Urgell (dos días).
- 3.º Excursión post-coloquio en el Pérmico y Triásico del Pirineo (tres días).

El programa definitivo se detallará en la segunda circular.

PUBLICACIONES

Está prevista la publicación de los trabajos presentados durante el Coloquio; los originales deberán ser enviados antes del 1 de abril de 1985 y los resúmenes de las comunicaciones antes del 1 de febrero del mismo año.

Al fin de aligerar el desarrollo del Coloquio se recomienda la presentación de comunicaciones por medio de posters.

CORRESPONDENCIA

La correspondencia relativa a este Coloquio deberá dirigirse a la atención de Angela Lorenzo, secretaria del II Coloquio del Pérmico y Triásico.

Servei Geològic de Catalunya
Travessera de Gràcia, 56 - 4rt 1.º
BARCELONA-6

XVIII CURSO DE GEOLOGIA PRACTICA DE TERUEL

Organizado por el Instituto de Estudios Turolenses, el Colegio Universitario de Teruel, el Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Zaragoza y el Departamento de Geografía General de la Universidad de Zaragoza, y bajo el patrocinio de la Excm. Diputación Provincial de Teruel, tendrá lugar en Teruel entre los días 9 al 21 de julio próximo el XVIII Curso de Geología Práctica.

Podrán asistir al Curso los graduados y alumnos de Universidades y Escuelas Técnicas Superiores, quedando limitado el número de plazas a cincuenta.

El objetivo principal de este Curso es completar de forma eminentemente práctica la formación geológica de los participantes, ofreciendo una visión general de la Cordillera Ibérica mediante excursiones, dirigidas por investigadores y profesionales especializados, y conferencias complementarias.

El Curso edita un libro-guía en el que se incluyen todos los itinerarios, investigaciones actualizadas y textos de las conferencias, lo que permite un mejor seguimiento del Programa.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA REGIONAL

822279. **Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación.** GONZALEZ-LODEIRO, F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 125-134, ref. 18, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Mapa Geológico, Ordovícico inf., Ordovícico medio, Ordovícico sup., Silúrico, Devónico inf., Orogenia hercínica, Síntesis bibliográfica, Hercínico centro, Provincia Guadalajara, Provincia Madrid, Sistema Central, Hiendelaencina.

822280. **Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central, zona de Lalin-Forcarei-Beariz.** MARQUINEZ, J. L.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 135-154, ref. 24, res. esp., ing., bibl. IGME.

* Micaesquisto, Rocametasedimentaria, Tectónica, Microtectónica, Aloctonia, Esquistosidad, Exfoliación pizarrosa, Boudinage, Pliegue, Pliegue sinforma, Metamorfismo regional, Metamorfismo mesozonal, Facies esquistos verdes, Facies anfíbolita, Galicia central, Lalin, Estrada, Forcarei, Macizo Galaico.

822417. **Estratigrafía de los depósitos Cenozoicos de la región de Chinchín-Calama, Desierto de Atacama.** NARANJO, J. A., y PASCOFF, R. P.

Rev. geol. Chile (1981), núm. 13-14, 79-85, ref. 14, esp., res. ing.

* Canto rodado, Sedimentación fluvial, Mioceno inferior, Mioceno medio, Discordancia angular, Caliza, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Mioceno superior, Plioceno inferior, Arcilla, Plioceno superior, Pleistoceno inferior, Estilo tectónico, Antofagasta, Chile.

822586. **Estudio de posibilidades de hullas y antracitas en la cuenca del Guadalquivir.**

IGME (1979), 1-124, ref. 66, esp., bibl. IGME.

* Prospección, Carbonífero superior, Geología económica, Carbón, Antracita, Perspectiva, Geología regional, Mapa geológico, Andalucía, Cuenca Guadalquivir.

ESTRATIGRAFIA

830014. **Le Jurassique inferieur aux confins des Iberides et des Catalanides, Espagne.** CADILLAC, H.; CANEROT, J., y FAURE, Ph.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 187-198, ref. 27, franc., res. esp., ing., bibl. IGME.

* Jurásico inferior, Ciclo sedimentario, Fauna ammonites, Bioestratigrafía, Fauna braquiópoda, Paleogeografía, Provincia Tarragona, Provincia Teruel, Macizo ibérico, Cadena Costero Catalana.

830015. **Stratigraphy, facies and depositional environments of the Venta del Moro vertebrate locality, Valencia, Spain.** MATHISEN, M., y MORALES, J.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 199-207, ref. 28, ing., res. esp., bibl. IGME.

* Mioceno superior, Litofacies, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Llanura inundable, Medio lacustre, Sedimentación lacustre, Mudstone, Caliche, Estratificación oblicua, Fauna molusca, Fauna mamífero, Macizo Ibérico, Provincia Valencia.

830075. **El cretácico de España.** SANCHEZ DE LA TORRE, L.; GARCIA MONDEJAR, J.; PUJALTE, V.; ROSELL, J.; LLOMPART, C.; ROBLES, S.; CANEROT, J.; ALONSO, A.; FLOQUET, M.; SALOMON, J.; VERA, J. A., y COMAS, M. C.

Univ. Complutense Madrid (1982), 5-680, esp., bibl. IGME.

* P. I. C. G., Cretácico, Mapa Geológico, Litofacies, Bioestratigrafía, Paleogeografía, España.

830159. **Contribución al conocimiento de la geología del borde oriental de la cuenca de Madrid (sector Pastrana-Illana).** FORT, R.; CALVO, J. P., y ORDONEZ, S.

Tecniterrae (1982), vol. 9, núm. 49, 23-40, ref. 37, esp., res. ing., bibl., IGME.

* Terciario, Discontinuidad, Corte geológico, Samita, Rocas carbonatada, Evaporita, Estructura sedimentaria, Granulometría, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Medio agua poco profunda, Cuenca Tajo, Provincia Guadalajara.

GEOMORFOLOGIA

822291. **Datos para la comparación del micromodelado en dos macizos de granitoides peninsulares.** MARTI BONO, C., y VIDAL ROMANI, J. R.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 265-273, ref. 2, esp., bibl. IGME.

* Geomorfología, Periglaciario, Relieve, Saltación, Alteración meteórica, Aragón, Macizo montañoso, Granito, Portugal, Tras os Montes, Microformas, Nerviación, Alveolización, Pseudo-pías, Cacholas, Macizo de Cauterets, Serra do Gerez, Minho.

822292. **El método de trabajo utilizado en el estudio del glacialismo cuaternario del Pirineo y su posible aplicación en las sierras galaico-portuguesas.** VILLAPLANA, J. M.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 275-288, ref. 14, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Glaciario, Geomorfología, Glaciación, Cuaternario, Depósito glaciario, Correlación, Pirineos españoles, Galicia, Portugal, Mapa geomorfológico, Tras os Montes, Andorra, Minho.

822322. **Geomorfología litoral del Mar Menor.** LILLO CARPIO, M. J.

Papeles departamento Geografía (1981), núm. 8, 9-48, ref. 72, esp., bibl. IGME.

* Línea costa, Geomorfología, Paleogeografía, Neotectónica, Neógeno, Villafranchense, Glacis, Climat, Barra, Provincia Alicante, Provincia Murcia, Mar Menor.

830044. **Modelado glaciario de la vertiente sur del Pirineo oriental.** SERRAT, D.

Pirineos (1982), núm. 116, 13-19, ref. 7, esp., res. franc., bibl. IGME.

* Morfología glaciario, Periglaciario, Valle glaciario, Morrena, Glaciación, Wurm, Mapa geomorfológico, Pirineos españoles, Provincia Girona.

CUATERNARIO

822285. **Rasgos morfológicos y sedimentológicos de la ría de Betanzos, A Coruña, Galicia, España.** ASENSIO, I., y GRAJAL, M.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 197-208, ref. 15, esp., bibl. IGME.

* Estuario, Morfología costa, Línea costa, Medio fluvial, Sedimentación fluvial, Medio marino, Sedimentación marina, Erosión litoral, Granulometría, Ría de Betanzos, Provincia La Coruña.

GEOCRONOLOGIA

822418. **Edades Rb-Sr total del Batolito compuesto de los ríos Elqui-Limari a la latitud 30° S.** PARADA, M. A.; MUNIZAGA, F., y KAWASHITA, K.

Rev. Geol. Chile (1981), núms. 13-14, 87-93, ref. 20, esp. res. ing. bibl. IGME.

* Batolito, Datación, Rb-Sr, Diorita, Tonalita, Granodiorita, Silúrico Superior, Carbonífero Inferior, Granito, Leucogranito, Pérmico superior, Triásico inferior, 328±21 m.a., 197±5 m.a., Coquimbo, Chile.

GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

830167. **O meteorito Itapuranga, Goiás e os sideritos Brasileiros.** SUISERO, D. P.; AMARAL, J. E., y GOMES, C. B.

Boletín I. G. (1980), vol. 11, 21-30, ref. 25, port., res. ing., bibl. IGME.

* Meteorito, Siderolito, Kamacita, Taenita, Clasificación, Análisis menores, Inventario, Meteorito metálico, Brasil, Goiás, Meteorito, Itapuranga.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

822287. **Biodegradación acelerada, ineficaz protección, e inoperante actitud en la defensa del medio natural durante el último trienio.** ASENSIO AMOR, I.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 221-232, esp., bibl. IGME.

* Biodegradación, Polución, Agua mar, Residuo industrial, Residuo radiactivo, Estudio crítico, Política estado, Galicia, España

822520. **Curso sobre revestimiento de túneles en roca.** E. T. S. I. Caminos, Canales y Puertos, Valencia (1982), 3 vol., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Sostenimiento, Obra sostenimiento, Túnel, Excavación, Estabilización.

822526. **El túnel del turó de la Rubira.** VIDAL FONT, J.; SERRANO, J. M., y FERNANDEZ-POLA, J.

Curso sobre revestimiento de túneles en roca, Valencia (1982), 42 pp., ref. 15, esp., bibl. IGME.

* Proyecto, Túnel, Geología, Geología estructural, Lito-facis, Petrofábrica, Propiedad geotécnica, Discordancia, Fracturación, Permeabilidad, Excavación, Metodología, Anclaje, Sostenimiento, Asiento, Estabilidad, Ensayo *in situ*, Instrumentación, Nuevo método austríaco, Turó de la Rubira, Provincia Barcelona.

822531. **Tensiones en torno al túnel.** ROMANA RUIZ, U. *Curso sobre revestimiento de túneles en roca*, Valencia (1982), 1-38, esp., bibl. IGME.

* Enseñanza, Geotecnia, Espacio subterráneo, Tensión, Presiometría, Isotropía, Anisotropía, Medio elástico, Plasticidad, Propiedad mecánica, Capacidad, Deformación.

822533. **Función del revestimiento.** JIMENEZ SALAS, J. A.

Curso sobre revestimiento de túneles en roca, Valencia (1982), 1-26, esp., bibl. IGME.

* Teoría, Estabilidad, Obra subterránea, Sostenimiento, Tensión, Presiometría, Rotura por sobrecarga, Anisotropía, Medio elástico, Medio viscoplastico, Modelo físico, Ecuación matemática.

822543. **Estudio de mecánica de rocas. Estabilidad de taludes.** MENCIA ANDRES, L.

Fundación Gómez Pardo, Madrid, *Métodos de explotación a cielo abierto* (1979), 49 pp., ref. 7, esp., bibl. IGME.

* Enseñanza, Estabilidad, Ladera, Cielo abierto, Movimiento de tierras, Programa, Proyecto, Geología, Geología estructural, Hidrogeología, Presión agua, Ensayo *in situ*, Ensayo laboratorio, Propiedad geotécnica, Instrumentación.

822592. **Offshore structures engineering.**

Conferencia Internacional de Offshore structures engineering. Universidad Federal, Río de Janeiro (1979), 1-424, ref. 18, ing., bibl. IGME.

* Reunión, Instalación marina, Plataforma marina, Prospección, Hidrocarburo, Offshore, Influencia, Estructura suelo, Fondo marino, Fundación, Propiedad geotécnica.

830145. **Las microalgas y su proyección sobre la alimentación y el medio ambiente.** BONILLA, I.

Bol. inf. medio ambiente (1982), núm. 24, 25-33, ref. 7, esp., bibl. IGME.

* Alga, Microorganismo, Producción, Utilización sustancia, Biocenosis, Biomasa, Fotosíntesis, Proteína, Agua contaminada, Depuración.

830146. **Los problemas de entrofización de embalses y lagos en los abastecimientos con aguas superficiales.** SANCHEZ DE LA NIETA, J. R., y SANTOS, M.

Bol. inf. medio ambiente (1982), núm. 24, 35-48, esp., bibl. IGME.

* Agua superficie, Lago, Lago artificial, Calidad agua, Previsión, Modelo matemático, Depuración.

830150. **El papel de las aguas subterráneas en la ordenación del territorio del área de Madrid.** CADARSO GONZALEZ, F.

Estudios territoriales (1982), núm. 8, 37-46, ref. 8, esp., bibl. IGME.

* Planificación, Planificación urbana, Planificación regional, Política estado, Gestión recurso agua, Protección medio ambiente, Previsión, Agua subterránea, Provincia Madrid, Plan general ordenación urbana, Planeamiento territorial urbanístico, Area metropolitana Madrid.

PALEOBOTANICA

822450. **Sobre el manchón carbonífero oriental del Monte Naranco, Oviedo, Asturias.** LORENZO, P.

Breviora Geol. Astúrica (1977), vol. 21, núm. 3, pp. 33-37, ref. 8, esp., bibl. IGME.

* Pteridofita, Neuropteris, Fungi, Pecopteris, Astrofililita, Calamites, Lycopsida, Wesfaliense, Mapa geológico, Asturias, Arco Asturiano.

822458. **Nuevas mioesporas de la Formación San Pedro en Geras de Gordón, Cordillera Cantábrica.** RODRIGUEZ, R. U.

Breviora Geol. Astúrica (1978), vol. 22, núm. 1-2, 9-16, ref. 10, esp., bibl. IGME.

* Mioespora, Taxon nuevo, Arenisca, Pizarra, Ludlow, Gediniense, Paleotemperatura, Chelinospora mariae n. sp., Dictyotriletes gerience n. sp., Emfanisporitas coronadus n. sp., Leiotriletes socorridus n. sp., Stenozonotriletes borbullatus n. sp., Formación San Pedro, Provincia León.

830175. **Poleus e sporos asociados a megafossils vegetais em S. J. do Triunfo, PR, Formação Rio Bonito, Permiano.** ARAI, M., y ROSLER, O.

Boletín I. G. (1980), vol. 11, 98-105, ref. 10, port., res. ing., bibl. IGME.

* Palinodiagrama, Análisis polínico, Polen, Espora, Palinomorfa, Artinskien, Paraná, Grupo Tubarao, Formación Río Bonito, Calamospora, Punctatisporitas, Apiculatisporitas, Florinitas, Portalitas, Vittatina, Estriomonosaccitas, Protohaploxylinus.

PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS

822447. **Especies reliques d'Anfibios i de reptiles a las Baleares i Pitinses.** ALCOVER, J. A., y MAYOL, V.

Bol. Soc. Hist. Nat. Balear (1981), vol. 25, 151-167, ref. 57, cat., res. ing., bibl. IGME.

* Squamata, Lacertalia, Fósil viviente, Acción hombre, Estudio impacto medio, Mioceno superior, Biogeografía, Baleares.

830026. **Moratines: primeros micromamíferos en el Mioceno Medio del área de Madrid.** ALBERDI, M. T.; JIMENEZ, E.; MORALES, J., y SESE, C.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 291-308, ref. 36, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Chelonia, Esciuomorfa, Myomorfa, Oligida, Lagomorfa, Fissipedia, Hippomorfa, Equidae, Nuliformes, Nulidae, Bovidae, Mioceno medio, Provincia Madrid.

PALEONTOLOGIA DE INVERTEBRADOS

822283. **El Ordovícico medio en el área de Cabo Peñas, correlación con Cabo Vidrias, Asturias.** MONTESINOS LOPEZ, J. R.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 175-185, ref. 26, esp., bibl. IGME.

* Ordovícico, Pizarra, Corte Geológico, Fauna graptolites, Fauna trilobites, Fauna equinodermos, Fauna ostrácodos, Fauna molusca, Pizarras de Lurca, Cabo de Peñas, Cabo Vidrias, Asturias, Arco Asturiano.

822420. **Clave de las especies y subespecies sudamericanas del género Steinmannella Crickmay, 1930, Trigonidae-Bivalvia.** PEREZ, E.; REYES, R., y PEREZ, V.

Rev. geol. Chile (1981), núm. 13-14, 103-106, ref. 10, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Bivalvia, Trigonida, Thitónica, Cretácico inferior, Morfología, Coquilla, Clasificación, Steinmannella splendida, Steinmannella transitoria, Steinmannella steinmannui, Steinmannella neuqueusis, Steinmannella erycina, América del Sur.

822444. **Contribuciones a la Paleontología de Mallorca.** BAUZA, J.

Bol. Soc. Hist. Nat. Balear (1981), vol. 25, 7-20, ref. 7, esp., res. franc., cat., bibl. IGME.

* Písces, Diente, Fósil viviente, Plioceno, Cuaternario inferior, Biometría, Equinodermata, Plioceno inferior, Plaisanciense, Ofiuroida, Aspídico ludeni, Triás, Lignito, Edad, Eoceno superior, Ludense, Estampiense, Ceratitida, Ceratites, Mallorca.

822453. **Nota previa sobre un nuevo yacimiento de Braquiuros cretácicos en Ribamontán al mar, Santander.** AMEZARRI, E.; GALAN FERNANDEZ, R.; SAIZ DE OMEÑANACA, J., y VIA BOADA, L.

Breviora Geol. Astúrica (1977), vol. 21, núm. 4, 49-51, ref. 4, esp., bibl. IGME.

* Yacimiento fosilífero, Decápoda, Brachyura, Caliza, Marga, Senoniense, Provincia Santander.

822456. **Conodontos de la formación Genicera en el corte de Entrago, Teverga, Asturias.** MENENDEZ ALVAREZ, J. R.

Breviora Geol. Astúrica (1978), vol. 22, núm. 1-2, 1-7, ref. 24, esp., bibl. IGME.

* Bioestratigrafía, Fauna conodonto, Fauna cefalópoda, Dinantiense, Namuriense, Caliza, Radiolarita, Pizarra, Asturias.

822498. **Foraminíferos del Lías margoso (Carixense superior, Domerense inferior y medio) en el sector central de las Cordilleras Béticas.** MIRA, F., y MARTINEZ-GALLEGO, J.

Rev. esp. micropaleontología (1981), vol. 13, núm. 3, 313-342, ref. 44, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Fauna foraminífera, Marga, Pliensbachense, Domerense, Coquille, Bioestratigrafía, Zona Bética, Zona subbética, Provincia Jaén, Provincia Granada.

822500. **Foraminifera from tre Oxford Clay (Callovian-Oxfordian of England).** CORDEY, W.; BARNARD, I., y SHIPP, J.

Rev. esp. micropaleontología (1981), vol. 13, núm. 3, 383-462, ref. 49, ing., res. esp., bibl. IGME.

* Fauna foraminífera, Taxonomía, Taxon nuevo, Arcilla, Calloviense, Oxfordiense, Paleocología, Bioestratigrafía, Oftalmidium compressum, Oftalmidium partonenensis, Frondicularia mockleri, Spiroloculina viriabilis, Quingulorculina horelli, Inglaterra.

830024. **Phacopina, Trilobita del Ordovícico de Horcajo de los Montes, Ciudad Real, España.** RABANO, I.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 269-283, ref. 24, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Facopida, Facopina, Ordovícico medio, Provincia Ciudad Real, Eodalmánitina, Zeliszekella, Kloucekia.

TECTONICA

822281. **Sobre la deformación hercínica de las series infraordovícicas del oeste de Zamora.** QUIROGA, J. L.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 155-168, ref. 24, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Primaria, Orogenia Hercínica, Metamorfismo mesozonal, Geometría, Microtectónica, Gneis, Gneis ocelar, Pliegue, Pliegue antiformal, Carrascal, San Román, Ricobayo, Villadepera, Fonfría, Provincia Zamora, Hercínico centro.

822415. **Tectónica triásico-jurásico en la Cordillera de la Costa al Norte y Sur del río Mataquito, Chile.** THIELE, R., y MOREL, R.

Rev. Geol. Chile (1981), núm. 13-14, 49-61, ref. 10, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Basamento, Tectónica de fondo, Carbonífero superior, Pérmico, Triásico inferior, Tectónica cobertera, Tectogénesis, Elemento estructural, Control tectónico, Paleogeografía, Triásico superior, Jurásico, Cordillera de la costa, Talca, Curico, Chile.

830017. **Relaciones geométricas entre el Eoceno marino y series continentales de la región de Sant Llorenç de Morunys, Pirineo Oriental, España.** MEGIAS, A. G., y POSADAS, M.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 215-220, ref. 10, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Discordancia angular, Discordancia erosiva, Sedimentación marina, Conglomerado, Sedimentación continental, Falla, Falla inversa, Depresión, Manto, Aloctonía, Eoceno, Pirineos Españoles, Cataluña.

830020. **Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira.** MANERA BASSA, A.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 233-243, ref. 25, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tectónica superpuesta, Compresión tectónica, Pliegue,

Falla, Grieta retracción, Estirolito, Falla transcurrente, Geometría, Microtectónica, Jurásico, Cretácico, Provincia Toledo, Provincia Cuenca.

830021. **Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo, en el sector central valenciano, España.** ORTI CABO, F.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 245-256, ref. 42, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Diapirismo, Arcilla, Yeso, Triás, Control tectónico, Discontinuidad, Lineación, Tectónica cobertera, Nivel gravimétrico, Orogenia alpina, Tectónica zócalo, Falla vertical horizontal, Falla, Macizo Ibérico, Región Valencia.

830046. **Análisis estructural del área de Bonabe, Alto Pallaresa, Lérida.** RIOS, J.; FERNANDEZ DE CASTRO, F., y MARIN, F. J.

Pirineos (1982), núm. 116, 37-50, ref. 11, esp., bibl. IGME.

* Pliegue, Pliegue tumbado, Pliegue antiformal, Tectónica superpuesta, Foliación, Esquistosidad, Esquistosidad fractura, Metamorfismo epizonal, Lineación, Microtectónica, Devónico, Caliza, Pizarra, Provincia Lérida.

HIDROLOGIA

822323. **Inundaciones catastróficas, precipitaciones torrenciales y erosión en la provincia de Murcia.** LOPEZ BERMUDEZ, F., Coord.

Papeles departamento Geografía (1981), núm. 8, 49-91, ref. 75, esp., bibl. IGME.

* Crecida río, Histórico, Hidrología superficie, Daño-catastrofe-natural, Hidrodinámica, Hidrograma, Climat, Acción climática, Erosión del suelo, Morfología erosión, Planificación, Planificación regional, Mapa geomorfológico, Provincia Murcia, Río Segura.

822401. **Caracterización agroclimática de la provincia de Guadalajara.**

Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Dirección General de la Producción Agraria, Madrid (1981), páginas 1-131, esp., bibl. IGME.

* Acción climática, Precipitación atmosférica, Temperatura, Evapotranspiración, Agricultura, Isopleta, Climat, Zonografía suelo, Provincia Guadalajara.

822463. **Soluciones posibles al problema del déficit de agua en la provincia de Las Palmas, mediante la desalación del agua del mar en función del plan de desarrollo eléctrico.** CANTERA, F.

Energías alternativas (1982), vol. 3, núm. 13, 27-58, esp., bibl. IGME.

* Gestión recursos agua, Recursos agua, Síntesis bibliográfica, Reserva, Demanda, Agua mar, Potabilidad, Residuo líquido, Depuración, Canarias, Gran Canaria, Lanzarote, Fuerteventura.

830029. **Comparación entre algunos métodos de datación de aguas subterráneas. Aplicación a la fosa del Tajo.** MARTINEZ ALFARO, P. E., y LOPEZ-CAMACHO, B.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 321-327, ref. 12, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Datación, C-14, Agua subterránea, Isocrona, Manto agua, Roca clástica, Hidrodinámica, Permeabilidad, Provincia Toledo, Cuenca Tajo.

SILICATOS (MINERALOGIA)

822290. **Mineralogical study of silica from Opaline levels, Salamanca, Spain, by scanning electron microscope with energy dispersive X-Ray attachment.** MARTIN PATINO, M. T., y SAAVEDRA ALONSO, J.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 253-261, ref. 19, ing., res. esp., bibl. IGME.

* Opalo, Sílice, Grupo minerales sílice, Diagénesis, Silicificación, Alteración meteórica, Evaporación, Método M.E.B., Terciario, Lepisferas, Provincia Salamanca.

822441. **Efecto mineralizador del litio en la síntesis de la Celsiana.** GUILLEM VILLAR, M. C.; GUILLEM MONZONIS, C., y LAMBLES LAVILLA, V.

Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. (1982), vol. 21, núm. 4, 239-244, ref. 17, esp., res. ing., franc., alm., bibl. IGME.

* Celsiana, Feldespato, Ba, Síntesis, Catálisis, Litio, Dato A.T.G., Dato A.T.D., Difracción RX.

830007. **Coexistencia de Moscovita y Paragonita en las metapelitas del Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas, España.** MARTINEZ MARTINEZ, J. M. y VISONA, D.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 109-114, ref. 20, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Metapelita, Moscovita, Paragonita, Mineral coexistente, Asociación mineral, Diagrama de equilibrio, Geobarometría, Geotermometría, Metamorfismo epizonal, Grupo mica, Zona Bética, Provincia Almería, Sierra de los Filabres, Formación Aulago, Formación Montenegro, Complejo Nevado-Filábride.

830120. **Sección interlamina de aminas alifáticas en minerales estratificados mica-montmorillonita. II.** RUIZ AMIL, A.; DE MIGUEL, M. R., y ARAGON DE LA CRUZ, F.

An. edafol. agrobiol. (1981), vol. 40, núm. 11-12, 2163-2175, ref. 3, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tufita, Mica, Montmorillonita, Silicato, Mineral interestratificado, Absorción-adsorción, Estructura cristalina, Constante reticular, Diagrama polvo, Análisis armónico.

MINERALOGIA: NO SILICATOS

830187. **Estudio cristalquímico de Rutillos incluidos em diamantes naturais.** SVISERO, D. P., y CAMARGO, W. G. R.

Boletim IG (1981), vol. 12, 1-10, ref. 23, port., res. ing., bibl. IGME.

* Rutilo, Oxido, Inclusión, Diamante, Constante reticular, Singenesis, Epitaxia, Análisis mayores, Eclogita, Goias, Matto Grosso.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

822335. **El Jurásico Superior y el Cretácico Inferior de la región Vasco-Cantábrica (parte occidental). Reunión de campo.** GARCIA MONDEJAR, J., y PUJALTE NAVARRO, V.

Grupo español de Mesozoico (1981), ref. 48, 1-133, esp., bibl. IGME.

* Libro guía, Excursión, Reunión, Jurásico superior, Cretácico inferior, Urgoniano, Litofacies, Estructura sedimentaria, Sedimentación, Medio, Paleogeografía, Fauna, Provincia Santander, Provincia Burgos, Provincia Palencia, Región Cantábrica.

822454. **Los carbonatos biogénicos en los depósitos arenosos de las playas del litoral asturiano.** FLOR, G.

Breviora Geol. Astúrica (1977), vol. 21, núm. 4, 51-62, ref. 15, esp., bibl. IGME.

* Caliza bioclástica, Arena, Proporción material sedimentado, Sedimentación intertidal, Medio intertidal, Playa, Corriente, Litoral, Asturias.

830011. **Diagénesis de las areniscas uraníferas del Triás de Mazarete, Guadalupe.** CASTAÑON, A.; DE LA CRUZ, B., y MARFIL, R.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 149-158, ref. 17, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Arenisca, Composición arcóscica, Uranio sustancia, Diagénesis, Textura, Composición mineralógica, Matriz roca, Porosidad, Mapa geológico, Buntsandstein, Provincia Guadalupe.

830012. **Relación entre sedimentación y procesos de silicificación diagenéticos: Los sílex del Dogger y el Malm de la unidad intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal, Cordilleras Béticas.**

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 159-175, ref. 35, esp., res. ing.

* Sílex, Roca carbonatada, Diagénesis precoz, Silicificación, Acción biogénica, Sedimentación marina, Medio marino, Medio alta energía, Jurásico, Dogger, Malm, Provincia Jaén.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

822274. **Leucogranitos, granitos de dos micas y granitos biotíticos al este y sureste de Barco de Avila, provincia de Avila.** UGIDOS, J. M.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 61-68, ref. 6, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Migmatita, Granito, Leucogranito, Granito dos micas, Composición granítica, Composición mineralógica, Provincia Avila, Hercínico Centro, Barco de Avila.

822275. **Sur l'âge des filons de roches basiques encaissées dans les granites hercyniens portugaises.** TEIXEIRA, C.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 69-73, franc., res. port., bibl. IGME.

* Datación, K-Ar, Filón, Composición máfica, Granito, 189±9 M. A., Minho, Portugal, Beira Baixa.

822276. **Estudio comparativo de las rocas ígneas básicas de Finisterre, Galicia occidental y Tapia-Salave, Asturias.** GIL IBARGUCHI, J. I., y SUAREZ, O.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 75-95, ref. 33, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Composición máfica, Composición gábrica, Textura, Composición mineralógica, Stock, Post-tectónico, Composición granítica, Análisis mayores, Análisis menores, Facies metamórfica, Análisis modal, Petrografía, Asturias, Provincia La Coruña, Macizo Gallego, Arco Asturiano, Galicia occidental, Tapia-Salave.

822277. **Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector metamórfico encajante, Guadarrama Central.** RUBIO, I., y VILLASECA, C.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 99-116, ref. 26, esp., res. ingl., bibl. IGME.

* Stock, Adamellita, Composición granítica, Textura porfidica, Composición calcoalcalina, Roca encajante, Gneis, Paragénesis, Mineral coexistente, Metamorfismo regional, Metamorfismo alto grado, Análisis químico, Análisis modal, Petrografía, Mapa geológico, Provincia Segovia, Hercínico Centro, Blastesis, Sierra Guadarrama Central, La Granja.

822299. **Características físicas y de alteración frente al agua de las pizarras de Rande (A Coruña).** GOMEZ RUIZ, V., y ORDAZ, J.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 51-58, ref. 14, esp., bibl. IGME.

* Pizarra, Densidad, Porosidad, Permeabilidad, Hinchamiento, Superficie específica, Acción climática, Alteración, Agua, Propiedad geotécnica, Pizarras de Rande, Provincia La Coruña, Provincia Lugo.

822309. **Algunos criterios sobre el potencial metalogénico en estaño y wolframio aplicables a granitos del Centro-Oeste de España.** SAAVEDRA, J.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 213-225, ref. 53, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granito, Batolito, Plutón, Profundidad, Magma, Diferenciación magmática, Estaño, Tungsteno, Génesis, Análisis menores, Movilidad, Cristalización fraccionada.

822412. **Observaciones estructurales y petrográficas en el basamento metamórfico del archipiélago de los Chonos entre el canal King y el canal Ninvalac, Aisen.** HERVE, F.; MPODOZIS, C.; DAVIDSON, J., y GODOY, E.

Rev. Geol. Chile (1981), núm. 13-14, 3-16, ref. 19, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Basamento, Roca metamórfica, Litofacies, Petrografía, Melange, Lineación, Foliación, Kink-band, Pliegue en zigzag, Pliegue isoclinal, Exfoliación, Tectónica, Archipiélago de los Chonos, Chile.

822413. **Erupción de 1979 del volcán Mirador, Andes del Sur, 40° 21' S: Características geoquímicas de las lavas y xenolitos graníticos.** LOPEZ, L., y MORENO, H.

Rev. Geol. Chile (1981), núm. 13-14, 17-33, ref. 24, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Volcán, Estromboliano, Lava, Piroclástico, Enclave roca, Granito, Petrografía, Petrofábrica, Composición mineralógica, Análisis químico, Indicador geoquímico, Isótopo, Valdivia, Volcán Mirador, Chile.

830006. **Los ortogneises de «El Vellón-Pedrezuela», Sistema Central Español.** NAVIDAD, M., y LOPEZ RAMOS, C.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 97-107, ref. 18, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Batolito, Plutón, Ortoñeis, Neis, Neis ocelar, Neis biotítico, Textura, Composición mineralógica, Enclave roca, Análisis químico, Mapa geológico, Provincia Madrid, Hercínico Centro.

830008. **Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole, Southern España.** TORRES-ROLDAN, R. L.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 115-133, ref. 61, ing., res. esp., bibl. IGME.

* Intrusión, Peridotita, Aureola metamórfica, Polimetamorfismo, Facies metamórfica, Paragénesis, Análisis químico, Provincia Málaga, Zona Bética, Cordillera Bética.

830010. **Petrología de nódulos ultrabásicos en rocas gábricas del basamento cristalino en la zona de Antofagasta, Norte de Chile.** PALACIOS, C.; CAMPANO, P.; GUERRA, N.; VENEGAS, R.; BAEZA, L., y CORTES, E.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 141-147, ref. 12, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Composición ultrabásica, Clinopiroxena, Nódulo, Enclave roca, Gabro, Análisis mayores, Análisis menores, Análisis modal, Norma petrográfica, Fusión parcial, Concentración, Diagrama de equilibrio, Península Moreno, Chile, Antofagasta.

830166. **O grupo Pinhal ua regiao nordeste do Estado de Sao Paulo e areas vizinhas do Estado de Minas Gerais.** WERNICK, E., y PENALVA, F.

Boletim I. G. (1980), vol. 11, 1-20, ref. 61, port., res. ing., bibl. IGME.

* Granito, Pegmatita, Textura, Matriz, Composición mineralógica, Roca encajante, Aureola metamórfica, Metamorfismo de alto grado, Metasomatismo, Intrusión, Diapirismo, Magma, Datación, Rb/Sr, K/Ar, Precámbrico, Precámbrico medio, Minas Gerais, Sao Paulo.

830195. **Actividade magmatica durante o Mesozoico: I-Achega para a datação K-Ar das rochas filonianas basicas intrusivas da zona Centro Iberica (Portugal).** PORTUGAL, M., y REGENCIO, C. A.

Mem. Not.-publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra. Cent. Estud. Geol. (1979), núm. 87, 29-49, ref. 47, port., res. ing., franc., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Composición alcalina, Basalto, Dolerita, Lamprófidio, Datación, K-Ar, Análisis menores, Portugal.

830197. **Episodios de blastesis y deformación en la Formación de la Dehesa del Marqués. Usagre, Badajoz. Macizo Ibérico meridional.** CHACON, J.

Mem. Not.-publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra.

Cent. Estud. Geol. (1979), núm. 88, 3-29, ref. 24, esp., res. ing.

* Tectónica superpuesta, Esquistosidad, Micropliegue, Kink-band, Orogenia hercínica, Metamorfismo regional, Metamorfismo progresivo, Polimetamorfismo, Isograda, Grado metamórfico, Facies metamórfica, Mineral coexistente, Metapelita, Composición mineralógica, Zeolita, Dato mineral, Proterozoico, Provincia de Badajoz, Hercínico Sur.

830198. **O complexo xisto-grauvaquico do Douro: I. Características litoestratigráficas.** DE SOUSA, M. B.

Mem. Not.-publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra. Cent. Estud. Geol. (1979), núm. 88, 31-37, ref. 1, port., res. ing., bibl. IGME.

* Grauwaca, Conglomerado, Pizarra, Esquisto clorítico, Caliza, Textura, Corte geológico, Laminación oblicua, Portugal, Vila Real, Pinhao, Tabucao, Sao Joao de Pesqueira, Paredes de Beira, Alto Douro.

830199. **Complexo xisto-grauvaquico do Douro: II. Os conglomerados de Trevoes, S. Joao de Pesqueira, NE Portugal e seu significado estratigrafico.** DE SOUSA, M. B.

Mem. Not.-publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra. Cent. Estud. Geol. (1979), núm. 88, 39-44, ref. 3, port., res. fran., ing., bibl. IGME.

* Roca metasedimentaria, Caliza, Conglomerado, Metamorfismo de contacto, Matriz, Cemento roca, Diamictita, Edad, Precámbrico, Precámbrico superior, Portugal, Vila Real, Trevoes, Alto Douro, Sao Joao de Pesqueira.

YACIMIENTOS: GENERALIDADES

822295. **Reunión de xeoloxia e Minería do Noroeste Peninsular (Nadal, 1980). Volumen 2: Minería.**

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 1-308, ref. 256, esp., bibl. IGME.

* Reunión, Geología regional, Yacimentología, Galicia.

822302. **Aprovechamiento de yacimientos de medía y pequeña potencia mediante equipos de concentración móviles integrados por módulos.** BALTAR, C. R.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 115-126, ref. 27, esp., bibl. IGME.

* Prospección minera, Mineralurgia, Máquina piloto, Concentración, Concentración gravimétrica, Flotación.

830200. **Alterações metassomaticas uas rochas encaixantes de Jacigos minerais de diferenciação granítica.** COATELO NEIVA, J. M.

Mem. Not.-publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra. Cent. Estud. Geol. (1979), núm. 88, 45-59, ref. 44, port., res. ing., fran., bibl. IGME.

* Metasomatismo, Alteración roca encajante, Fluido mineralizador, Diferenciación magmática, Génesis yacimiento, Yacimiento hidrotermal, Yacimiento neumatolítico, Guía, Paragénesis, Albitización, Greisenización, Cloritización, Sericitización, Skarn, Caolinización, Microclinitización, Moscovitización, Topacización, Turmalinización, Apatización, Fluoritización, Carbonitización, Hematitización.

YACIMENTOLOGIA DE METALES

822300. Estudio comparativo entre técnicas analíticas y mineralométricas para la prospección de Sn en la provincia de Orense. NESPEREIRA, J., y ZANTOP, H.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 59-93, ref. 19, esp., bibl. IGME.

* Estaño sustancia, Prospección minera, Sedimentación actual, Red-drenaje, Muestreo, Granulometría, Análisis menores, Distribución estadística, Provincia Orense.

822310. La zona wolframífera centro-oriental de Salamanca. PELLITERO, E.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 227-244, ref. 17, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tungsteno sustancia, Primario, Terciario, Corte geológico, Roca ígnea, Roca metamórfica, Facies metamórfica, Composición mineralógica, Yacimiento estratiforme, Filón, Paragénesis, Provincia Salamanca.

822313. Tectónica y mineralizaciones pérmicas en la Cordillera Cantábrica Oriental (Noroeste de España). MARTINEZ GARCIA, E.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 263-271, ref. 35, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Primaria, Pérmico, Discordancia angular, Falla, Pliegue, Cinc sustancia, Manganeso sustancia, Plomo sustancia, Cobre sustancia, Control tectónico, Fractura, Provincia Santander, Asturias.

822578. Investigación minera en una zona de las provincias de Cáceres y Badajoz. VIDAL VALDES DE MIRANDA, A.

IGME (1979), 8-125, esp., bibl. IGME.

* Prospección minera, Prospección aluvional, Muestreo, Análisis menores, Casiterita, Estaño sustancia, Wolframita, Scheelita, Tungsteno sustancia, Geología regional, Granito, Índice mineral, Provincia Cáceres, Provincia Badajoz.

830013. Geología del yacimiento de cobre «Buena Esperanza», Norte de Chile. Un ejemplo de mineralización asociada a un cuello volcánico. DEFINIS, A., y PALACIOS, C.

Estud. Geol. (1981), vol. 37, núm. 3-4, 177-185, ref. 11, esp., res. ing.

* Cobre sustancia, Yacimiento epitermal, Yacimiento volcanogénico, Roca volcánica, Gabro, Epigénesis, Alteración hidrotermal, Génesis, Yacimiento, Análisis mayores, Análisis menores, Control tectónico, Control litológico, Jurásico, Chile, Antofagasta.

YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

822305. Investigación del Terciario Lignífero Gallego. LOPEZ JIMENO, E.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 157-164, esp., bibl. IGME.

* Lignito, Sustancia útil, Terciario, Falla, Falla horizontal, Subsistencia, Reserva, Calidad, Prospección minera, Informe actividad, Programa, Provincia La Coruña.

822550. Estudio de los mármoles y calizas del Oeste. Salamanca, Cáceres y Badajoz.

IGME (1979), 1 vol., 1-274, ref. 10 pp., esp., bibl. IGME.

* Mármol sustancia, Caliza sustancia, Dolomía sustancia, Morfología yacimiento, Primaria, Petrología, Análisis químico, Evaluación yacimiento, Mapa geológico, Mapa sustancia útil, Extremadura, Provincia Huelva, Provincia Sevilla, Provincia Salamanca.

SUELOS

822289. Alteración de material granítico del Monte Meda, A Coruña, Galicia, España: datos preliminares. CALVO DE ANTA, R. M.; GUITIAN RIVERA, F., y MACIAS VAZQUEZ, F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 1, 245-251, ref. 15, esp., bibl. IGME.

* Granito, Granito dos micas, Alteración meteórica, Desagregación, Acción climática, Perfil suelo, Roca clásica, Saprolito, Dato A.T.D., Dato RX, Monte Meda, Padrón, Provincia La Coruña.

830060. IX Reunión Nacional de Suelos. Itinerarios de Campo, Granada (1980), 1-105, ref. 12, esp. bibl. IGME.

* Reunión, Suelo, Clasificación, Perfil suelo, Propiedad física, Propiedad química, Composición mineralógica, Provincia Granada.

830101. Características de los suelos forestales del valle de El Jerte. GALLARDO, J. F.; CUADRADO, S., y GONZALEZ, M. I. M.

An. edafol. agrobiol. (1971), vol. 40, núm. 11-12, 1855-1878, ref. 25, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo marrón, Suelo lavado, Sierozem, Perfil suelo, Estructura suelo, Capacidad cambio catión, Granulometría, Materia orgánica, Propiedad física, Propiedad química, PH, Metodología, Provincia Cáceres.

830117. Influencia del catión asociado en la cinética de la reacción del ion fluoruro con arcillas alofánicas. HERNANDEZ MORENO, J. M.; GONZALEZ BATISTA, A.; CABRERA, O. G., y FERNANDEZ CALDAS, E.

An. edafol. agrobiol. (1981), vol. 40, núm. 11-12, 2105-2119, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Fracción fina, Arcilla, Composición mineralógica, Gel coloidal, Silicio, Material sintético, Disolución, Ión fluoruro, Superficie específica.

GEOQUIMICA

822303. Algunos métodos para la prospección de estaño. GARCIA SANCHEZ, A., y GRACIA PLAZA, A. S.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 127-141, ref. 37, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Granito, Análisis menores, Casiterita, Estaño sustancia, Propiedad química, Aureola primaria, Aureola secundaria, Granulometría.

830132. Aspectos edafogeoquímicos en la salinidad en la submeseta sur, Toledo. I. Estudio hidrogeoquímico. GUMUZZIO FERNANDEZ, J.; ASTUDILLO PASTOR, J., y BATLLE SALES, J.

An. edafol. agrobiol. (1982), vol. 41, núm. 1-2, 131-148, ref. 5, esp., ing., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Salinidad, Hidroquímica, Análisis mayores, Análisis menores, Lixiviación, Cartografía, Geoquímica, Evaporita, Mioceno, Plioceno, Distribución estadística, Provincia Toledo.

GEOFISICA

822501. Variaciones lunares de la ionosfera en el observatorio del Ebro. ALBERCA, L.; CARDUS, J., y GALDON, E.

Revista de Geofísica (1982), vol. 38, núm. 1, 3-11, ref. 9, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ionosfera, Luna, Variación diurna, Electrón, Radiación, Sol, Observatorio.

822502. Aportación de la geofísica al conocimiento geodinámico de los Pirineos. CALLART, J.

Revista de Geofísica (1982), vol. 38, núm. 1, 13-30, ref. 48, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Geofísica, Rifting, Geodinámica, Paleomagnetismo, Anomalía magnética, Anomalía Bouguer, Gravimetría, Sismicidad, Perfil geofísico, Corteza terrestre, Zona subducción, Tectónica de placas, Placa, Orogenia, Pirineos.

822612. Gravimetría en las cuencas de El Pardo y Brunete. PLATA TORRES, J., y AVILER-HURTADO, C.

IGME (1979), 1-8, esp., bibl. IGME.

* Gravimetría, Tectónica, Geología estructural, Método gravimétrico, Anomalía Bouguer, Anomalía residual, Provincia Madrid.

822614. Gravimetría regional en el borde sur, tercio central, de la faja pirítica hispánica. FERNANDEZ ALONSO, E.

IGME (1980), 1-23, esp., bibl. IGME.

* Gravimetría, Topografía, Geología regional, Instrumentación, Gravimetría Worden, Nivel gravimétrico, Anomalía Bouguer, Anomalía gravimétrica, Provincia Huelva.

SISMOLOGIA

822503. Atenuación de ondas sísmicas en el Manto de la Tierra. GUTIERREZ, F.

Revista de Geofísica (1982), vol. 38, núm. 1, 31-42, ref. 10, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Atenuación, Onda sísmica, Onda P, Manto, Planeta tierra, Modelo dos fases, Modelo matemático.

822504. Sismicidad inducida por grandes presas en España. BUFORN, E., y UDIAS, A.

Revista de Geofísica (1982), vol. 38, núm. 1, 43-52, ref. 5, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sismicidad, Sismicidad inducida, Presa, Riesgo sísmico, Magnitud sísmica, Observatorio, Instrumentación, Presa de Camarilla, Presa de Almendra, España.

822509. Parámetros focales de terremotos ocurridos en dorsales oceánicas. UDIAS, A., y CORREIG, A.

Revista de Geofísica (1982), vol. 38, núm. 1, 85-94, ref. 28, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Seismo, Dorsal oceánica, Momento sísmico, Falla activa, Fractura.

ENERGIA

822332. El gas natural en España, EYRIES, M.

Rutas gas (1982), núm. 24-25, 93-97, esp., bibl. IGME.

* Gas natural, Utilización sustancia, Importación, Sociedad del Estado, Política Estado, España.

822359. Simposio sobre recursos energéticos. Ministerio de Industria y Energía. Comisaría de Energía y Recursos Minerales. Madrid (1982), 4 vol., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Energía, Carbón, Hidrocarburo, Uranio sustancia, Central eléctrica.

822493. Memoria del Centro de Estudio de la Energía. Año 1981.

Mem. Centro Estudios Energía (1981), 50 pp., esp., bibl. IGME.

* Energía, Sociedad del Estado, Informe actividad, Demanda, Producción, Importación, Política Estado, España.

822591. Estudio de posibilidades de hullas y antracitas en el sur de la Cordillera Cantábrica.

IGME (1979), 1-62, ref. 140, esp., bibl. IGME.

* Geología económica, Carbonífero, Carbón, Antracita, Geología regional, Mapa geológico, Región Cantábrica.

822606. Estudio previo para la elaboración de un plan de investigación y desarrollo de sistemas de laboreo en la minería del carbón y posibilidades de aplicación de los procesos de conversión del carbón a los yacimientos españoles.

IGME (1979), 3 vol., ref. 91, esp., bibl. IGME.

* Encuesta preliminar, Carbón, Explotación, Tecnología minera, Gaseificación, Licuefacción, Carbón coque, Reserva, Investigación, Coste, Mano de obra, Productividad, España.

830039. Investigación de recursos energéticos.

Ministerio de Industria y Energía. Comisaría de la Energía.

Minerpress (1982), núm. 127, 16 pp., esp., bibl. IGME.

* Energía, Política Estado, Legislación, Legislación minera, Investigación científica, Informe actividad, Carbón, Reserva, Producción, Importación, Residuo doméstico, Residuo industrial, Residuo agrícola, Reciclaje, Biomasa, Energía geotérmica, España.

tan favorablemente al proceso. AMOR BOUZAS, F., y MURAS, A.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1981), vol. 2, núm. 2, 169-188, ref. 17, esp., bibl. IGME.

* Placer, Explotación, Inversión económica, Coste, Beneficiación mineral, Mineralurgia, Concentración gravimétrica, Instrumentación.

822404. Actualización y mejora del archivo de rocas industriales. Galicia. Memoria. IGME.

Pp. 3-234, ref. 55, esp., bibl. IGME.

* Geología regional, Sustancia no metálica, Inventario, Propiedad física, Galicia.

822471. El plan de abastecimiento de minerales prevé duplicar las producciones nacionales en cuatro años.

Hornaquera (1979), núm. 221, esp., bibl. IGME.

* Política de Estado, Política de aprovisionamiento, Metal sustancia, Sustancia no metálica, Investigación, Financiación, Importación, Capacidad de producción, España.

ECONOMIA

822307. Esquema económico sobre el beneficio de minerales metálicos de precio medio. Experiencias que afec-



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - Madrid-3