

II/2-4-1

1975 SET. 1975

En este número:

- Interés estratigráfico de los Placopariinae en el Ordovícico.
- Los Trilobites del Cámbrico inferior de Alanís (Sevilla).
- El Jurásico de la Sierra de Altomira y su Correlación con el de Sectores Suroccidentales de la Cordillera Ibérica (Cuenca).
- Estudio Geológico y Metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus Yacimientos Minerales de Sn-W. IV. Metalogenia.
- Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central español.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. LXXXVI, Cuarto Fascículo. Julio - Agosto 1975

boletín geológico y minero

1801948

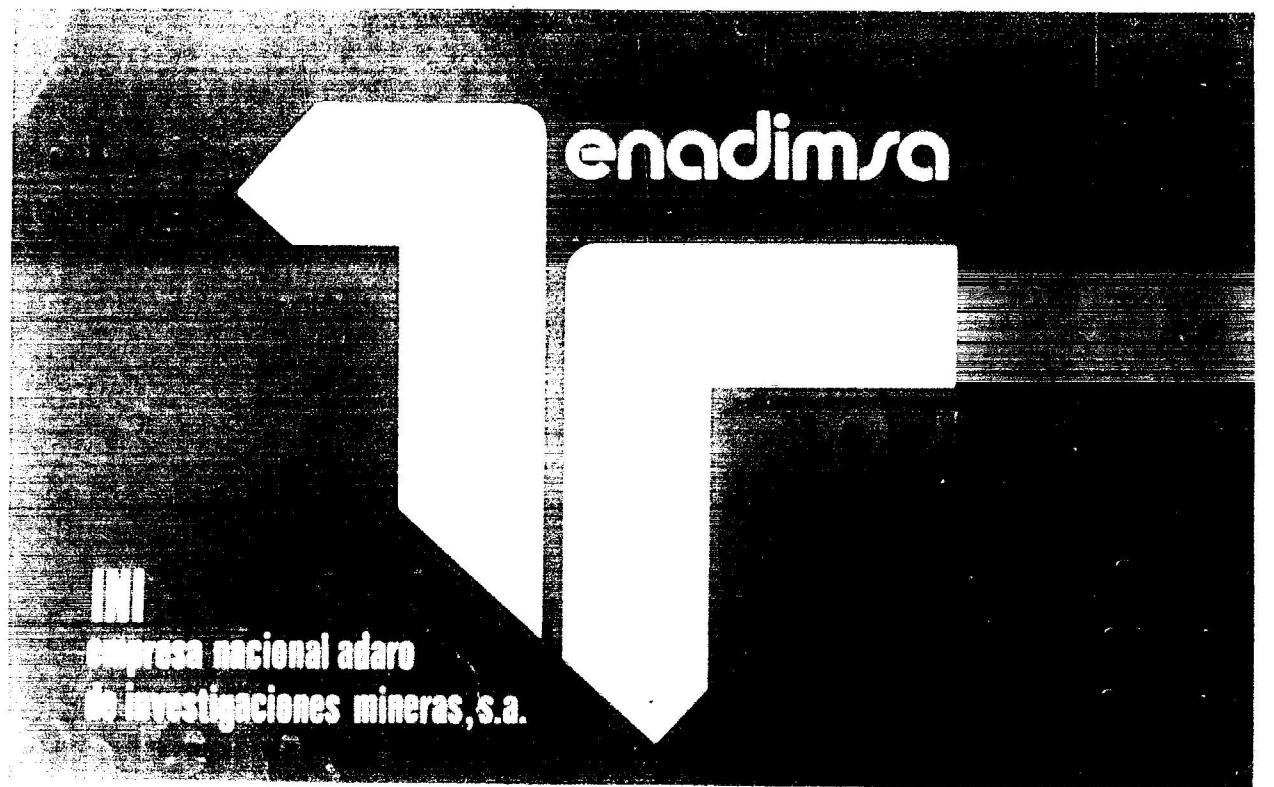
1801949

1801950



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





exploración, investigación e
ingeniería de desarrollo de recursos
del subsuelo y plataforma continental

geológicos
minerales

hidrogeológicos
geotérmicos
geotécnicos

protección del medio ambiente
y tratamiento de residuos
urbanos e industriales

ordenación geológica
de la infraestructura para el
desarrollo regional

domicilio social y gerencia:
serrano, 116. madrid-6
262 41 10*

centro de investigación "juan gavala"
carretera de andalucía, km. 12
getafe (madrid)
797 34 00*



ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y
profundidades de 500 m.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua
limpia de arena.

Instalación de piezómetros.

Instalaciones completas de pozos y bom-
bas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad)
y radiactiva (Rayos gamma).

Acidificaciones.



AGUA Y SUELO, S. A.

Dr. Fleming, 3 - 5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

M A D R I D - 1 6

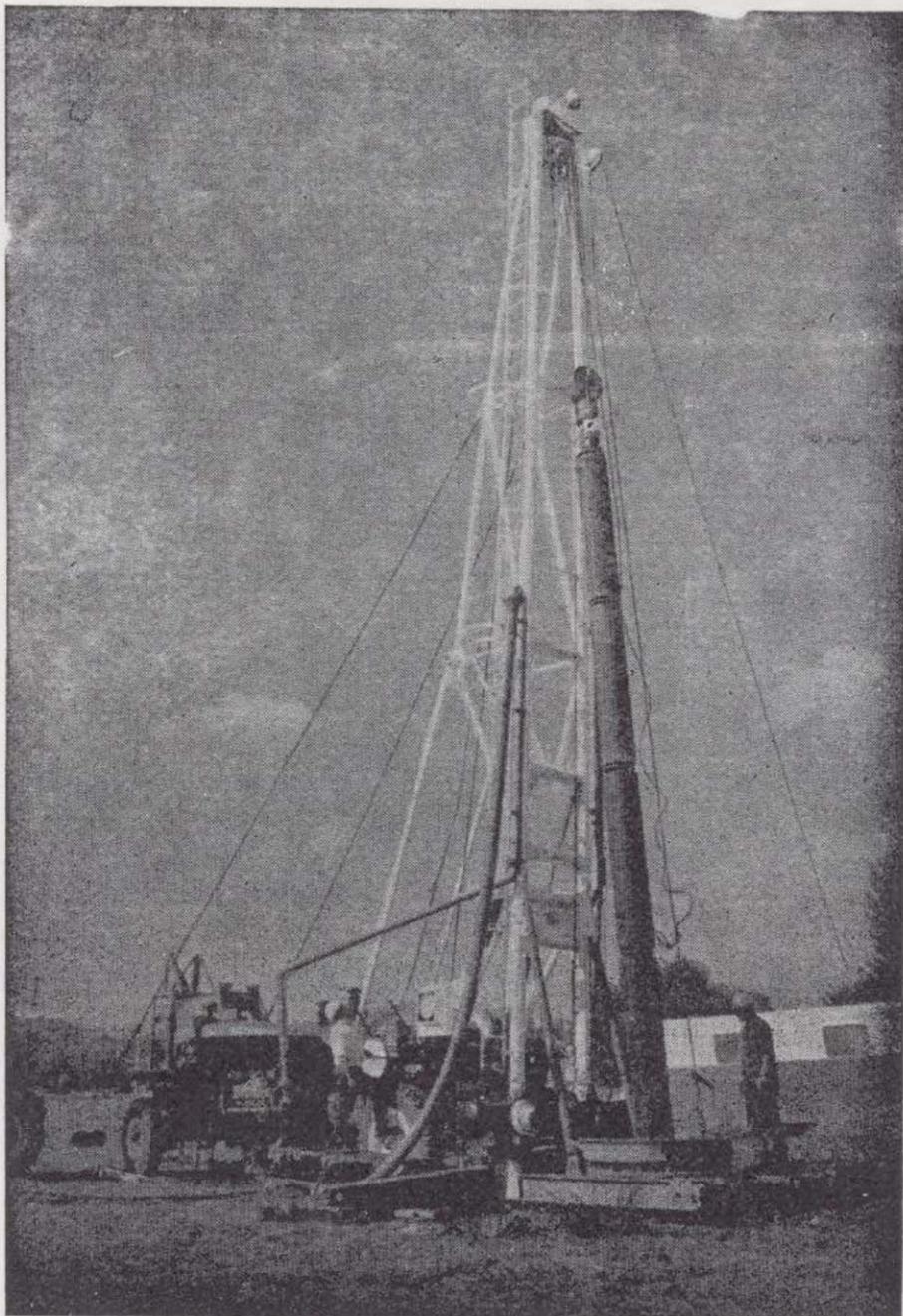
SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR y CRAELIUS con equipos de perfora-
ción «Wire-Line System».

Testigo continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm.
Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y
Multi Shot.





ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 500 m.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalación de piezómetros.

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad) y radiactiva (Rayos gamma).

Acidificaciones.

AGUA Y SUELO, S. A.

Dr. Fleming, 3 - 5.^o piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

M A D R I D - 1 6

SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR y CRAELIUS con equipos de perforación «Wire-Line System».

Testiguo continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm.
Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.

Porque alumbrar
aguas es algo
más que hacer
"agueros"...



reyson, s.i.

RECONOCIMIENTOS Y SONDEOS

una empresa de España
para el desarrollo
español

- construcción de pozos y sondeos
- estudios técnicos
- sondeos de reconocimiento
- aforos y desarrollos
- ensayos de bombeo
- consolidación de filtros
para eliminar arenas
- análisis



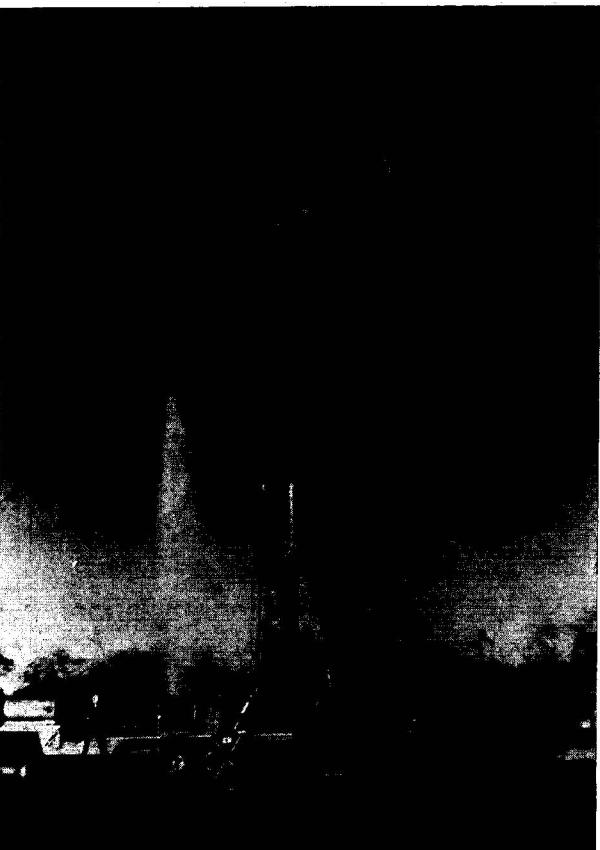
reyson, s.i. RECONOCIMIENTOS Y SONDEOS

Garrigues, 3-9º. Teléfono: 3219303 VALENCIA

EPTISA

PROYECTOS DE INGENIERIA Y ESTUDIOS DE FACTIBILIDAD

- PLANIFICACION DE RECURSOS HIDRAULICOS.
- ESTUDIOS HIDROLOGICOS Y CLIMATOLOGICOS.
- HIDROGEOLOGIA.
- GEOLOGIA Y GEOTECNIA.
- AGRONOMIA.
- TOPOGRAFIA Y GEODESIA.
- PROCESO MECANIZADO DE DATOS.



Estudio de regadío (Valle del Gurgueia). Sondeo de investigación. Piaui (Brasil).

OFICINAS :

Arapiles, 14 (Central)
Teléfono 445 03 00 *
MADRID-15

ESTUDIOS Y PROYECTOS
TECNICOS INDUSTRIALES, S.A.

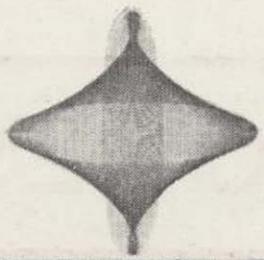
ESTUDIOS Y PROYECTOS
TECNICOS INDUSTRIALES, S.A.



Trasvase Tajo-Segura. Central reversible de Bolarque
y tuberías forzadas.

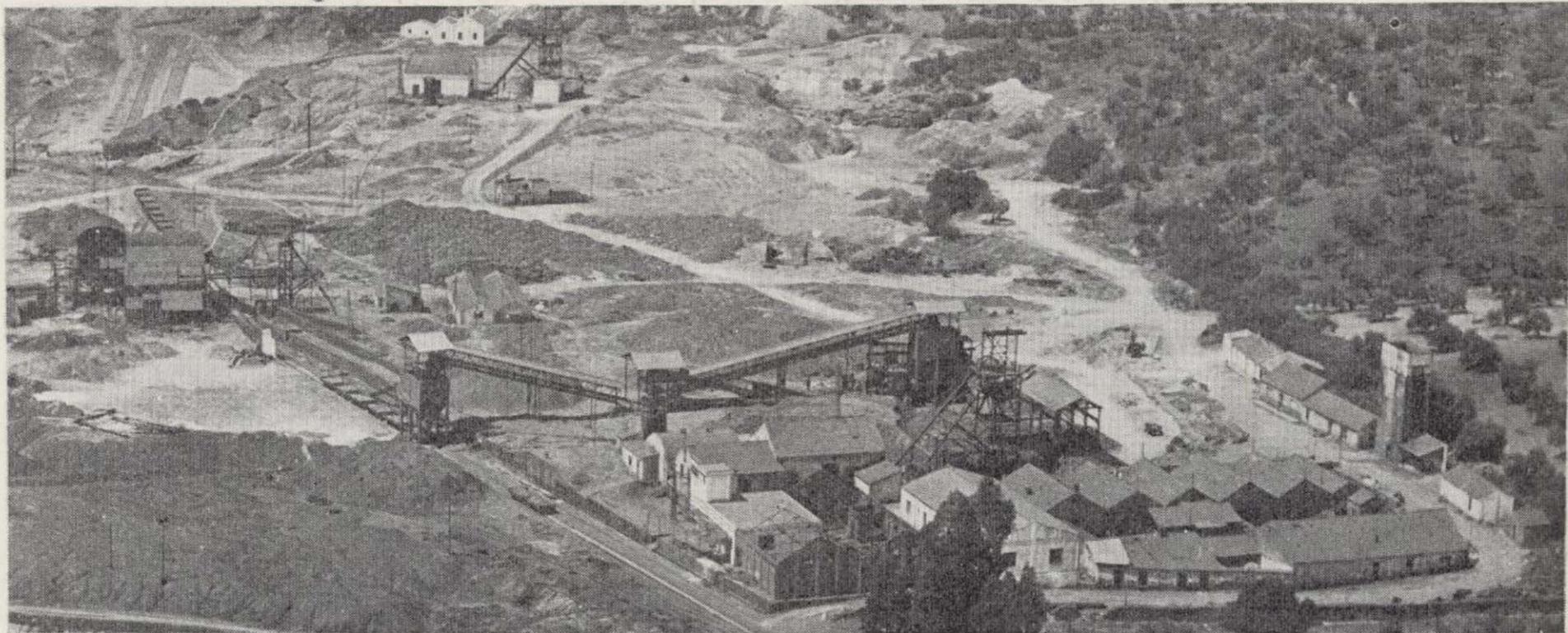
- ESTUDIOS ECONOMICOS.
- OBRAS HIDRAULICAS.
- APROVECHAMIENTOS HIDROELECTRICOS.
- CENTRALES TERMICAS Y NUCLEARES DE PRODUCCION DE ENERGIA ELECTRICA.
- INGENIERIA ELECTRICA.
- INSTALACIONES INDUSTRIALES.
- COMUNICACIONES.
- URBANISMO.

Pío XII, 56
Teléfono 366 42 07 *
VALENCIA-11



INTECSA

INTERNACIONAL DE INGENIERIA Y ESTUDIOS TECNICOS, S.A.



PLANTA PILOTO DE PIRITAS Y PIROCLASTOS. AZNALCOLLAR (SEVILLA)

MINERIA

GEOLOGIA
GEOTECNIA
HIDROGEOLOGIA
EXPLOTACIONES
MINERALURGIA

INGENIERIA CIVIL

CARRETERAS
FERROCARRILES
AEROPUERTOS
PUERTOS
OBRAS HIDRAULICAS
AGRONOMIA
MECANICA DEL SUELO
PUENTES
ESTRUCTURAS
ARQUITECTURA
URBANISMO
INGENIERIA SANITARIA

INGENIERIA INDUSTRIAL

PETROLEO Y PETROQUIMICA
QUIMICA GENERAL Y FERTILIZANTES
METALURGIA
INGENIERIA ELECTRICA
INGENIERIA MECANICA
INGENIERIA TERMOMECHANICA
INDUSTRIAS DEL FRIO
INDUSTRIAS DE LA MADERA
INDUSTRIAS ALIMENTICIAS
TECNOLOGIA DEL MEDIO AMBIENTE

ESTUDIOS ECONOMICOS

ESTUDIOS DE DESARROLLO REGIONAL
ORDENACION DEL TERRITORIO
DESARROLLO TURISTICO
ESTUDIOS SECTORIALES
ESTUDIOS DE VIABILIDAD
ESTUDIOS DE TRANSPORTES
ESTUDIOS ECONOMICO - FINANCIEROS

OFICINAS CENTRALES EN MADRID: C/ CONDESA DE VENADITO 1.
TELEFONOS: 4044000 - 4045100 - 4046100.
4047100 - 4048100.
TELEGRAMAS: INTECSAMA.
TELEX: 22473 INTSA - E.

DELEGACION EN BARCELONA: C/ COMPOSITOR BEETHOVEN 15.
" " CANARIAS: C/ VILLALVA HERVAS 9. STA.CRUZ DE TENERIFE.
" " MURCIA: C/ VILLALEAL 2.
" " VALENCIA: C/ CRONISTA CARRERES 9-11.

DELEGACIONES EN: PORTUGAL LIBIA ARGELIA VENEZUELA ECUADOR BRASIL.

**TODA LA RIQUEZA MINERA
EN SUS MANOS**

**MAPA METALOGENETICO
DE ESPAÑA**

Serie de 93 hojas con memoria descriptiva



El más completo catálogo de nuestras posibilidades mineras, realizado por el

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

EDITADO Y DISTRIBUIDO POR

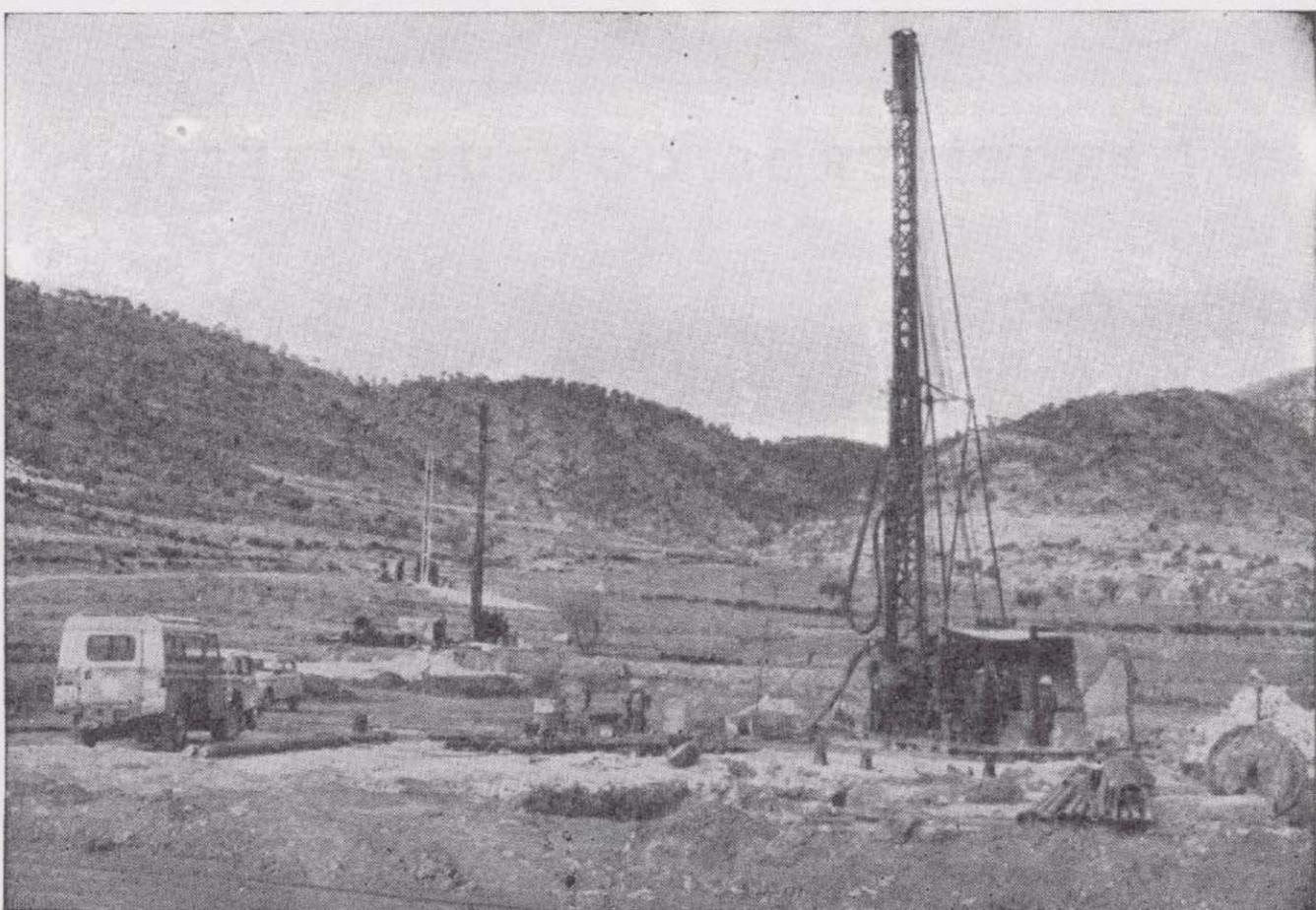
SERVICIO DE PUBLICACIONES

MINISTERIO DE INDUSTRIA

Claudio Coello 44 MADRID 1

The background of the advertisement is a detailed geological map of Spain, showing various regions and mineral deposits. The maps in the hand are specifically labeled 'IGME' and 'MAPA METALOGENETICO DE ESPAÑA'.

SONDEOS RODES



SONDEOS PARA

CAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS, INVESTIGACIONES GEOLOGICAS Y ELIMINACION DE AGUAS RESIDUALES.

ESTUDIOS HIDROGEOLOGICOS.

ACIDIFICACIONES Y CIMENTACIONES DE SONDEOS.

EQUIPOS DE PERFORACION A PERCUSION Y ROTACION PARA PROFUNDIDADES HASTA 1.400 METROS.

★ ★ ★

Consúltenos para cualquier problema de agua que tenga en su finca o industria

★ ★ ★

ERNESTO RODES MARTI

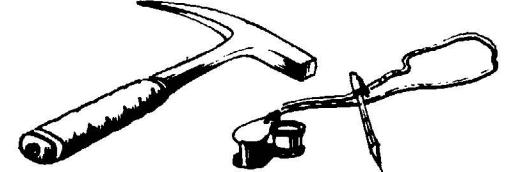
Avda. José Antonio, 21 - Apartado 180 - Teléfono 359
VILLENA (Alicante)



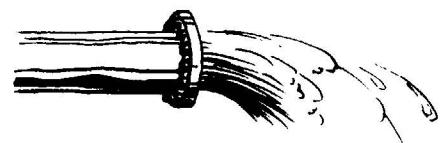
FINA IBERICA S.A

Dr. Fleming 3

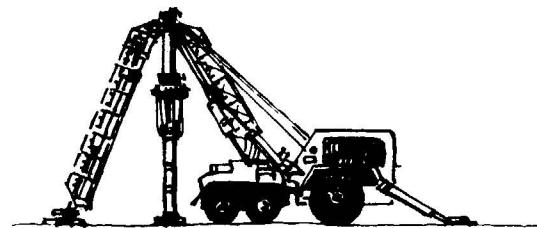
Madrid 16-
Tno. 2 5978 04



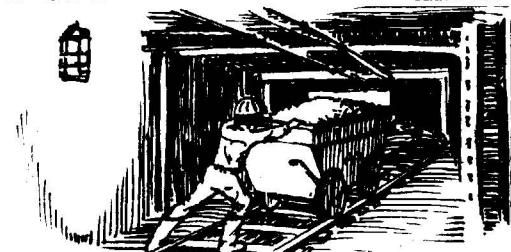
Investigacion
Geologica



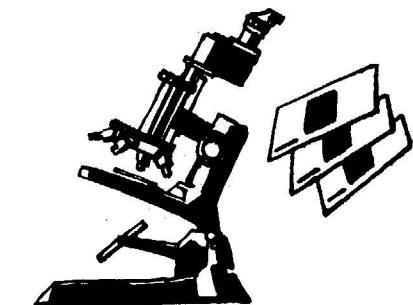
Hidrogeologia



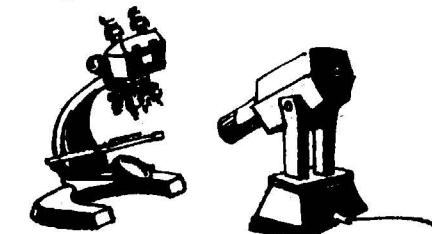
Perforacion



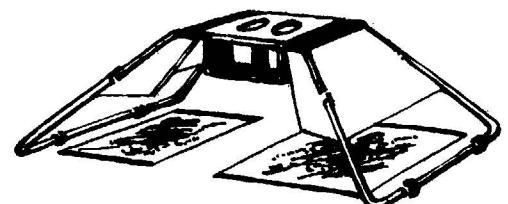
Mineria



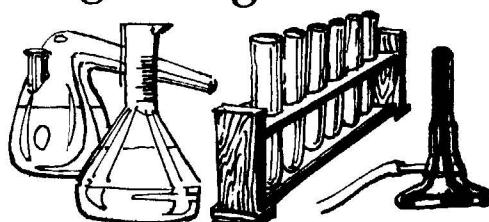
Petrografia



Micropaleontologia

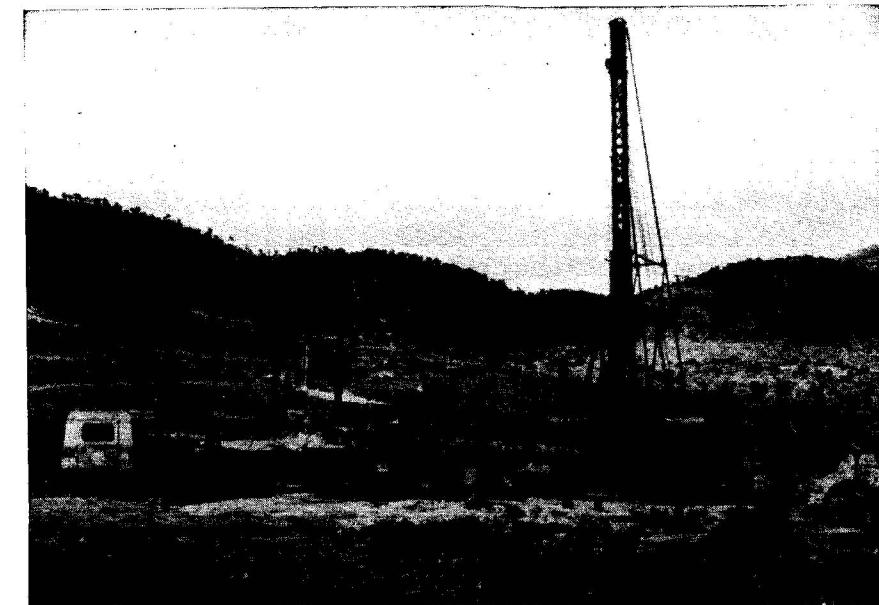


Fotogeologia



Laboratorio

SONDEOS RODES



SONDEOS PARA

CAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS, INVESTIGACIONES GEOLOGICAS Y ELIMINACION DE AGUAS RESIDUALES.

ESTUDIOS HIDROGEOLOGICOS.

ACIDIFICACIONES Y CIMENTACIONES DE SONDEOS.

EQUIPOS DE PERFORACION A PERCUSION Y ROTACION PARA PROFUNDIDADES HASTA 1.400 METROS.

★ ★ ★

Consúltenos para cualquier problema de agua que tenga en su finca o industria

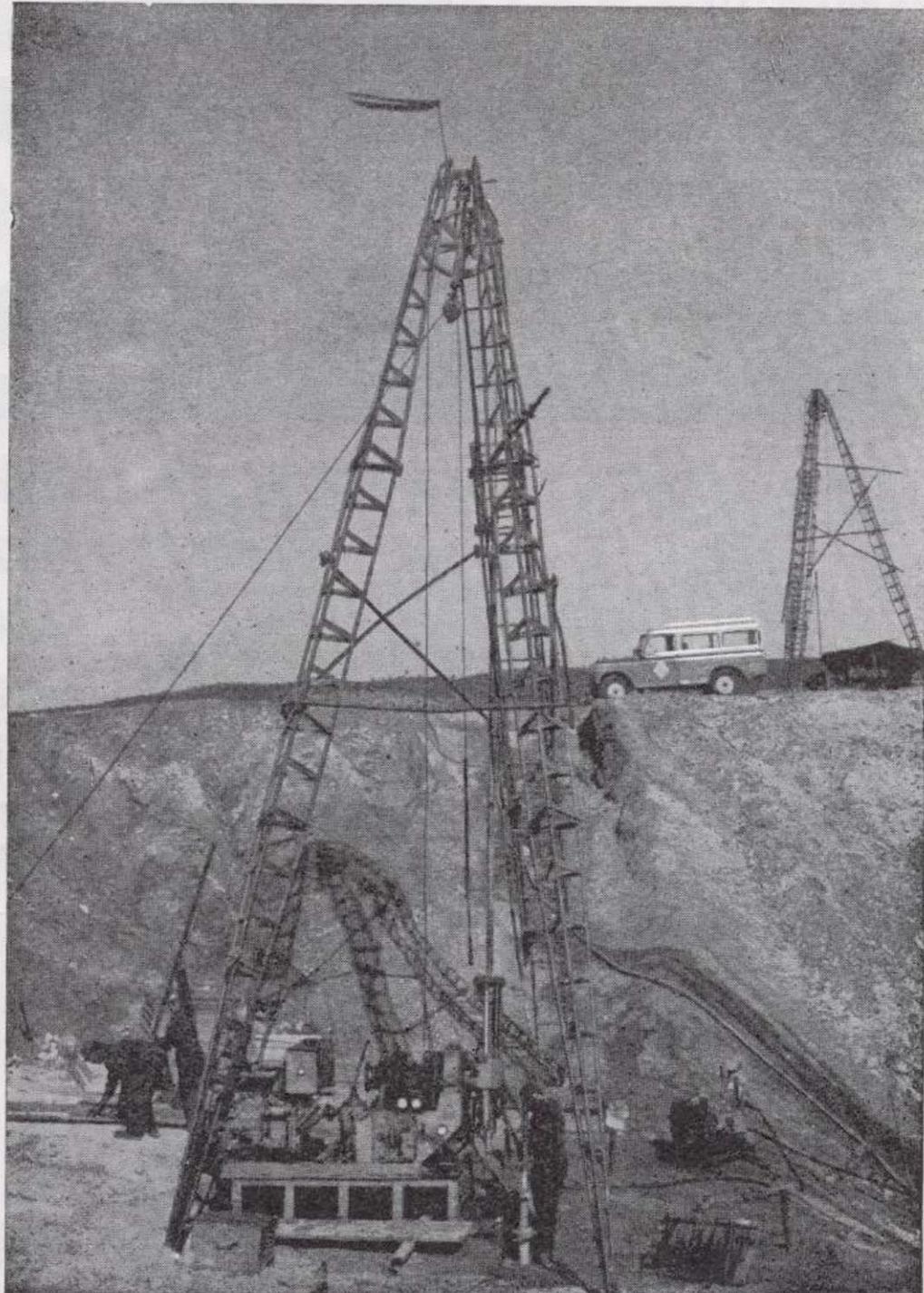
★ ★ ★

ERNESTO RODES MARTI

Avda. José Antonio, 21 - Apartado 180 - Teléfono 359

VILLENA (Alicante)

TERRATEST SU AUXILIAR EN LA INVESTI- GACION MINERA



TERRATEST, S. A.

Estudios Geológicos y Geofísicos. - Métodos magnéticos, electromagnéticos, eléctricos, I. P. (Polarización Inducida), gravimétricos y radio-métricos. Métodos de refracción y reflexión sísmica.

Perforación y Sondeos de Exploración. - Perforación y sondeos con extracción de testigos y muestras de suelo.

Estudios y Control de Perforación de Sondeo. - Mediciones de inclinación y desviación, y orientación de testigos, estudios magnéticos.

Servicio de Alumbramiento y Captación de Agua. - Prospección de agua del subsuelo, perforación de pozos e instalaciones de bombas.

Perforación de Producción. - Perforación de orificios para barrenos en minas y canteras.

Servicios a la Industria de la Construcción. - Estudios sísmicos, perforación de investigación, cimentación, consolidación del subsuelo y estabilización. También muchos otros servicios como muestras del suelo, tamizado de rocas, cortes y aserrado de materiales de construcción, etc.

Desde la investigación hasta la valoración, TERRATEST, S. A., cubre todo el suelo.

TERRATEST, S. A. Avda. José Antonio, 70 - Teléfono 248 68 00 - Madrid - 13

GEOTEHIC, S. A.

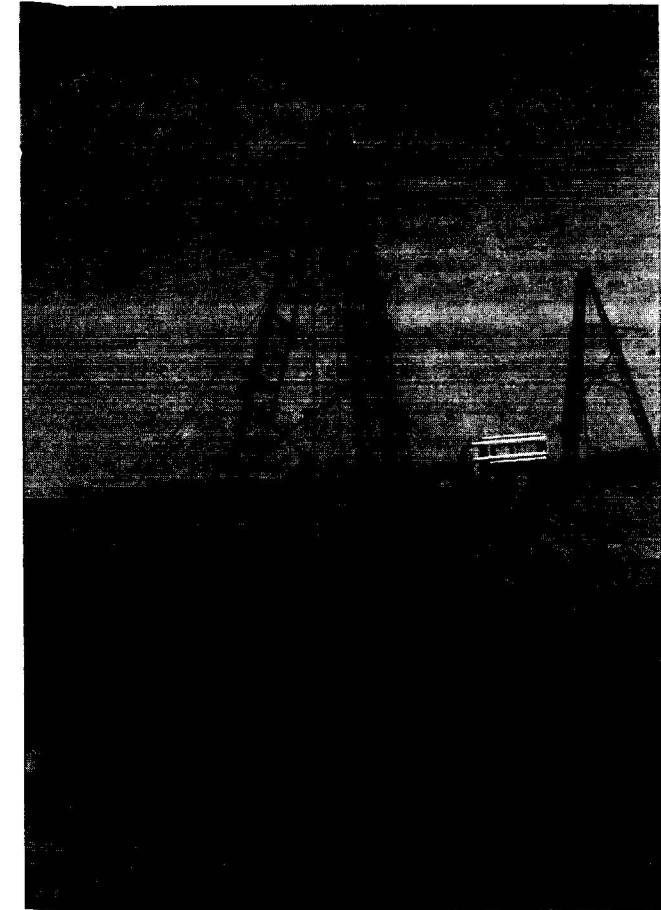
INGENIEROS CONSULTORES

ESTUDIOS DE:

- GEOLOGIA.
- GEOFISICA.
- GEOTECNIA.
- HIDROLOGIA.
- INGENIERIA CIVIL.
- CALCULO ELECTRONICO.
- PETROGRAFIA - METALOGENIA
- PROYECTOS MINEROS
- CONTROL DE COSTOS.

General Mola, 210, 1.^o D — Teléfonos 2 50 18 03 - 45 — MADRID-2

TERRATEST SU AUXILIAR EN LA INVESTI- GACION MINERA



TERRATEST, S. A.

Estudios Geológicos y Geofísicos. - Métodos magnéticos, electromagnéticos, eléctricos, I. P. (Polarización Inducida), gravimétricos y radio-métricos. Métodos de refracción y reflexión sísmica.

Perforación de Producción. - Perforación de orificios para barrenos en extracción de testigos y muestras de suelo.

Estudios y Control de Perforación de Sondeo. - Mediciones de inclinación y desviación, y orientación de testigos, estudios magnéticos.

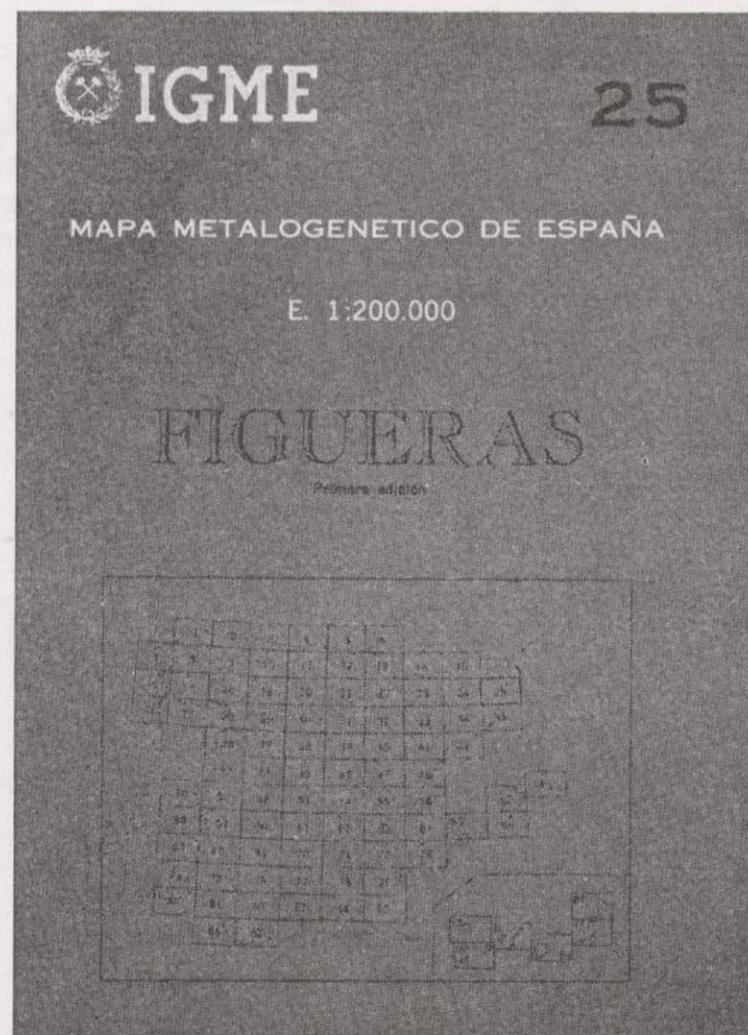
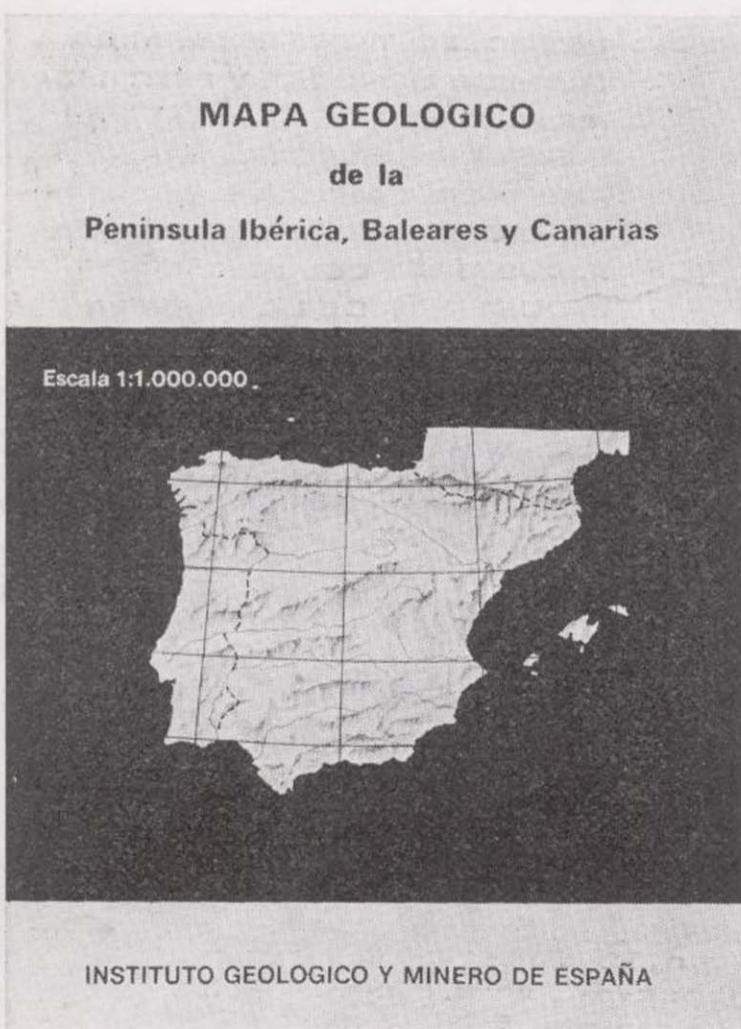
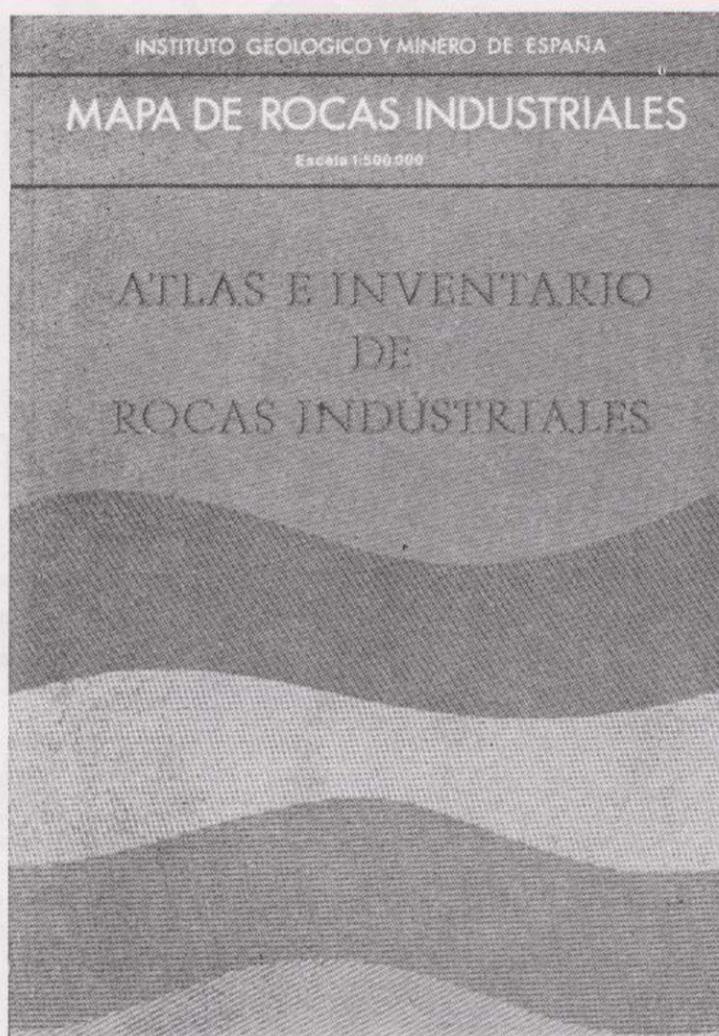
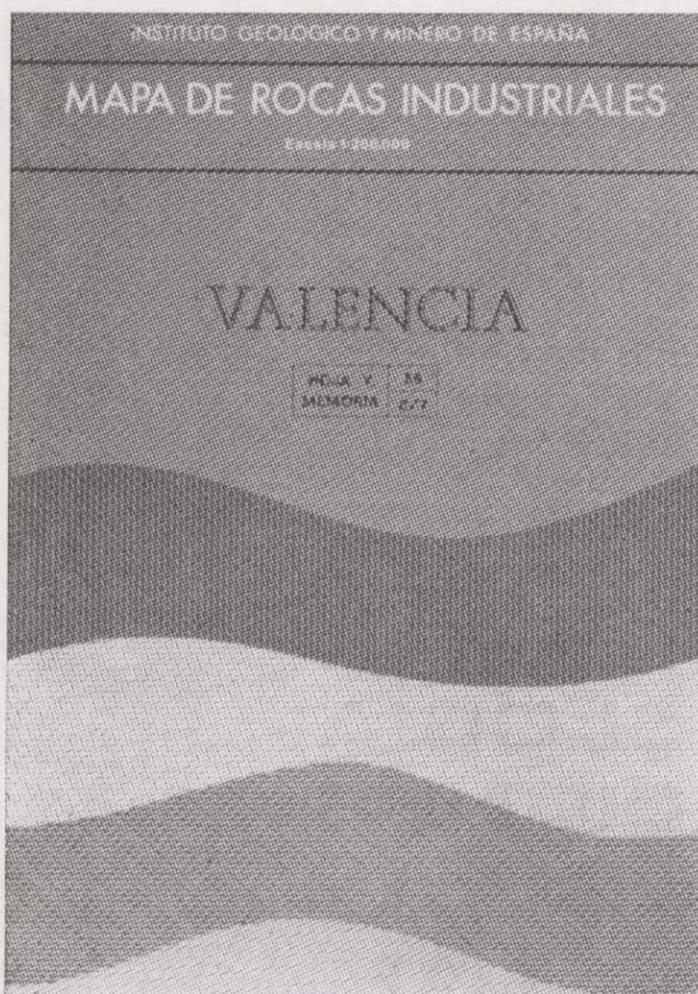
Servicio de Alumbramiento y Captación de Agua. - Prospección de agua del subsuelo, perforación de pozos e instalaciones de bombas.

Perforación y Sondeos de Exploración. - Perforación y sondeos con minas y canteras.

Servicios a la Industria de la Construcción. - Estudios sísmicos, perforación de investigación, cimentación, consolidación del subsuelo y estabilización. También muchos otros servicios como muestras del suelo, tamizado de rocas, cortes y aserrado de materiales de construcción, etc.

Desde la investigación hasta la valoración, TERRATEST, S. A., cubre todo el suelo.
TERRATEST, S. A. Avda. José Antonio, 70 - Teléfono 248 68 00 - Madrid - 13

NUEVAS PUBLICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES - MINISTERIO DE INDUSTRIA
Claudio Coello, 44 - Teléf. 276 20 01 - 276 22 01 - MADRID-1

Compañía Valenciana SILEX, S. L.

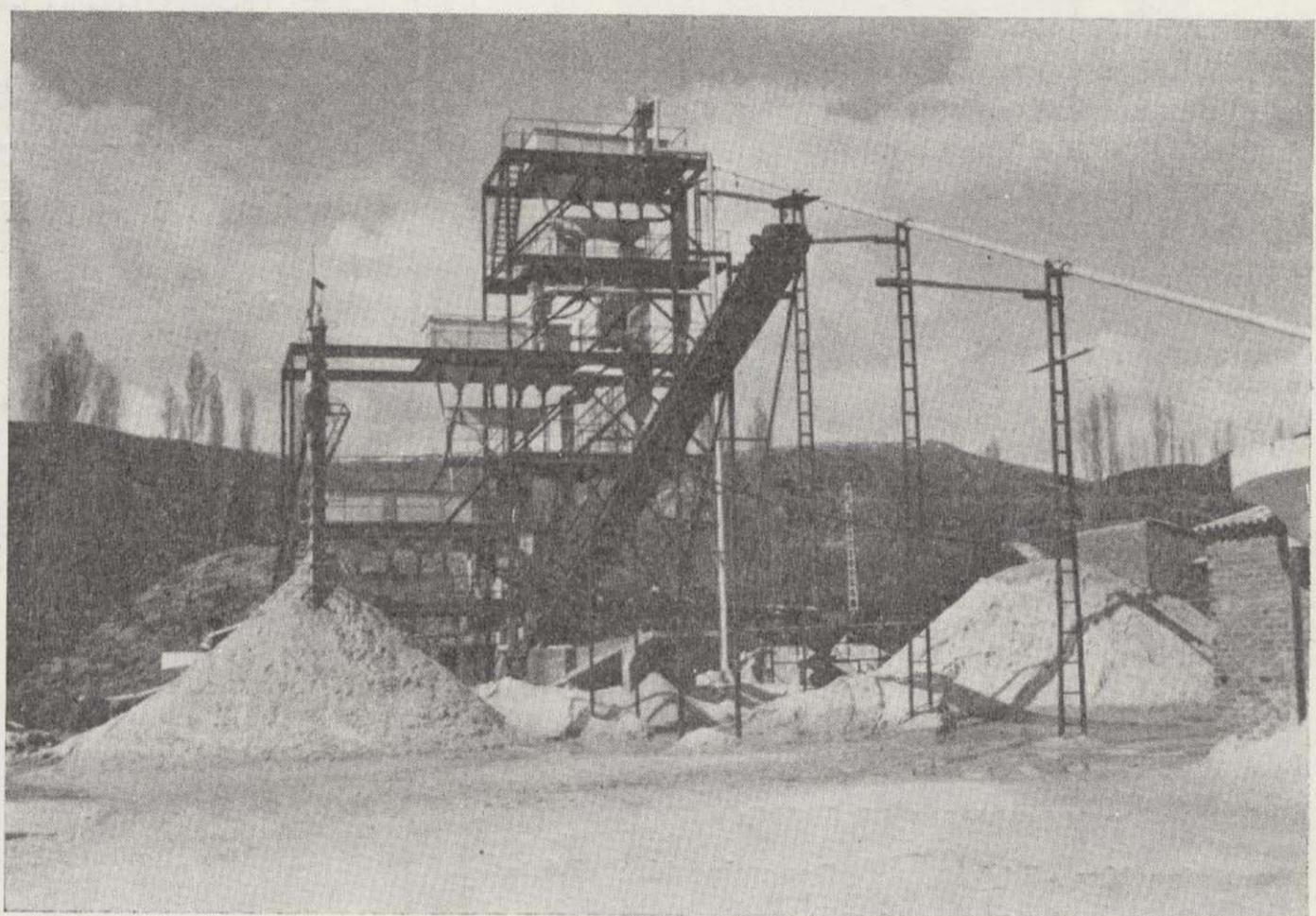
Fabricación de **SILICES** y **CAOLINES**

Gabriel Miró, 47, bajo - Teléfonos 325 41 43 - 325 56 16

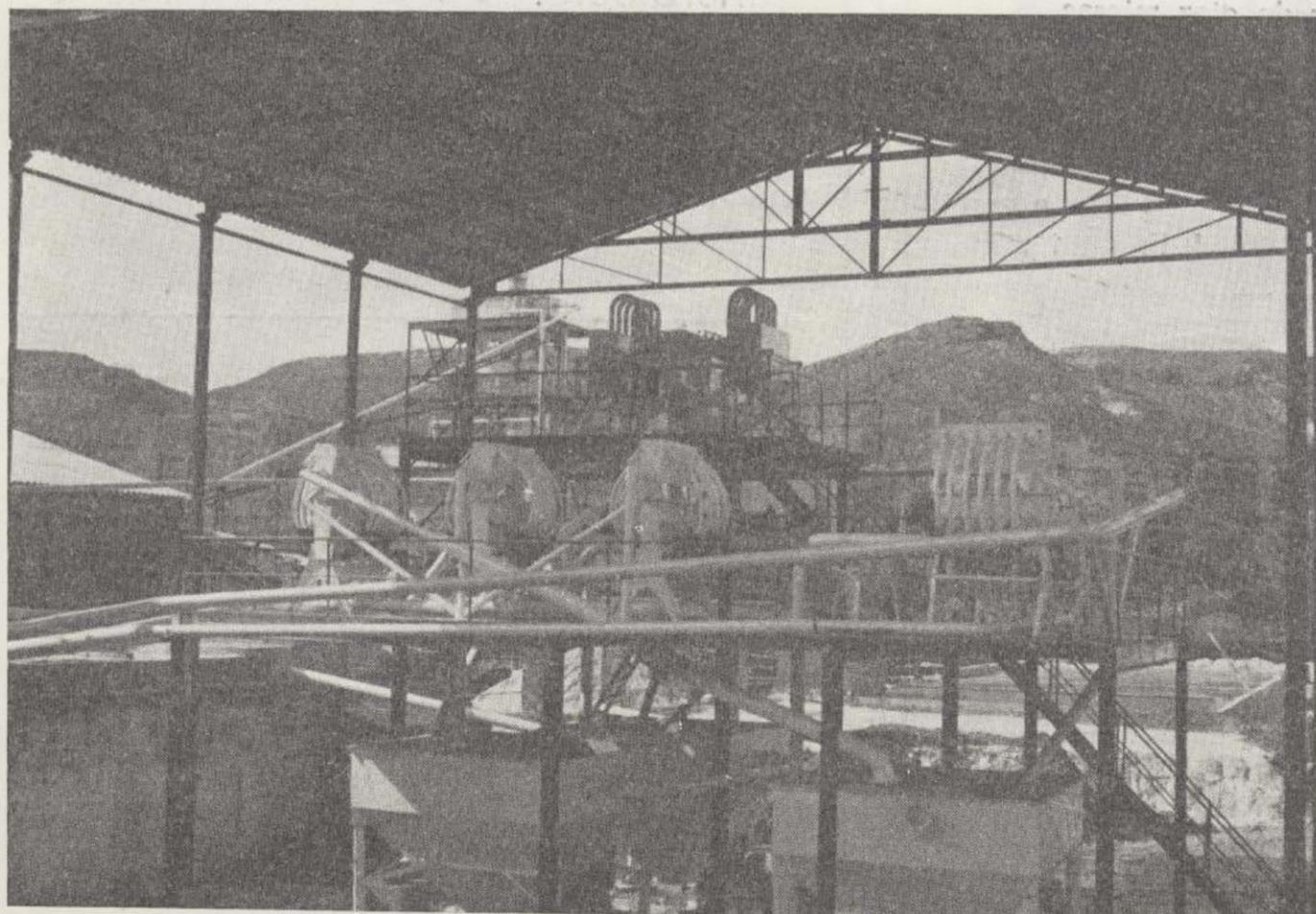
VALÈNCIA (8)

Arenas especiales para la fabricación de **VIDRIO BLANCO**

Caolín para **CERAMICA, CAUCHO y PAPEL**

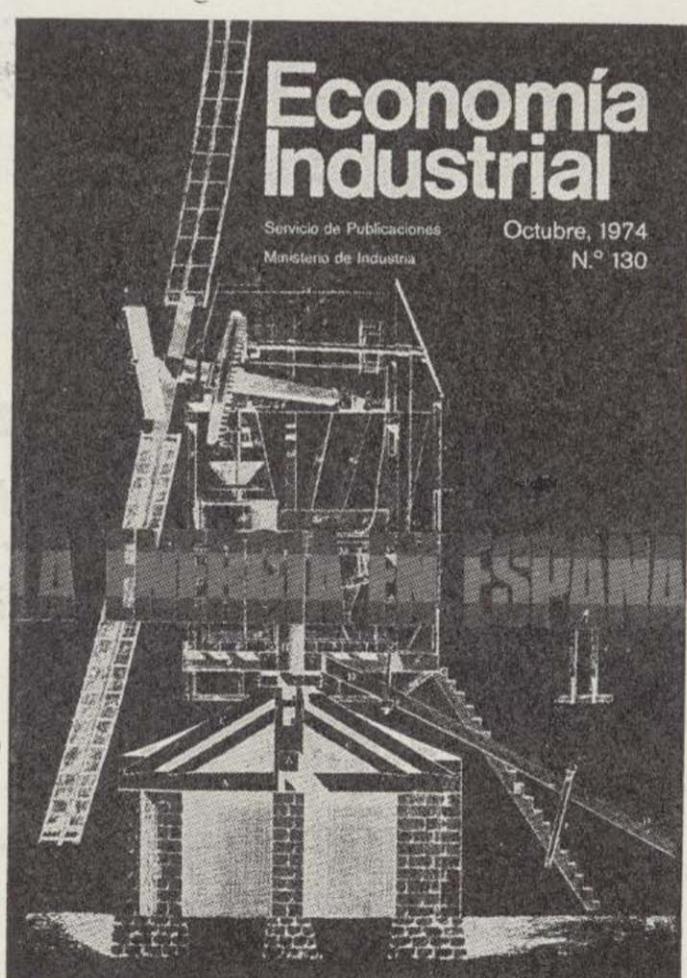
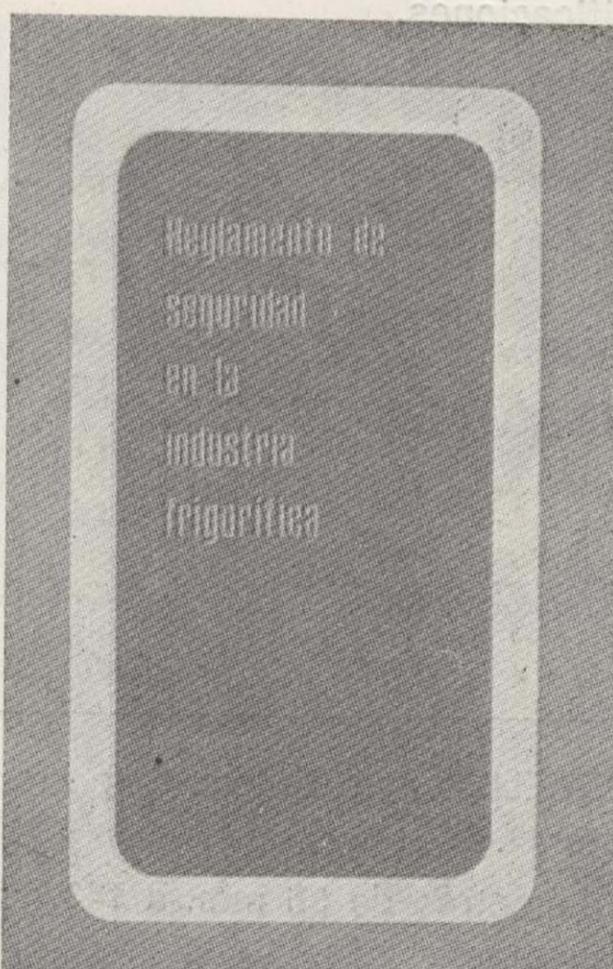
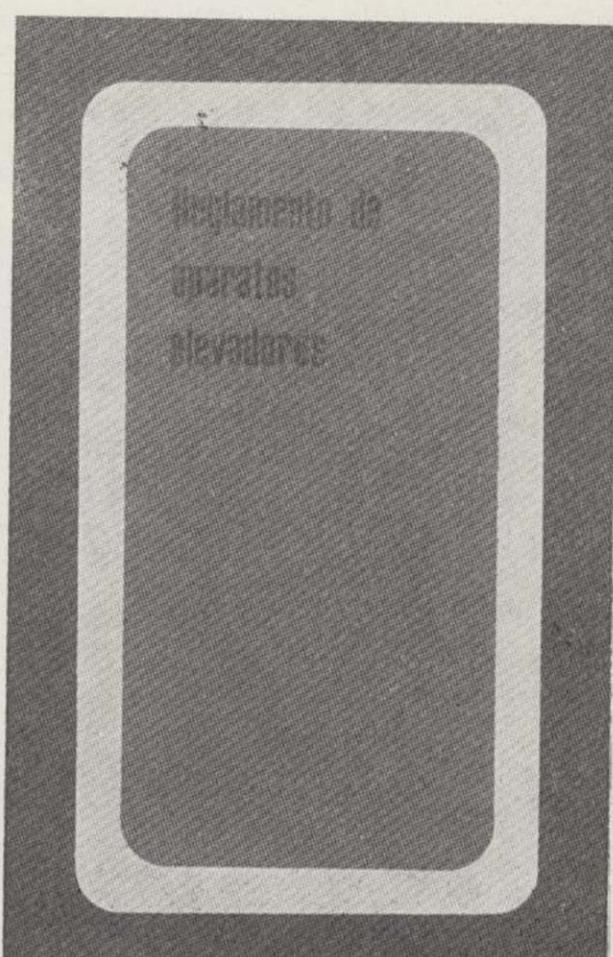
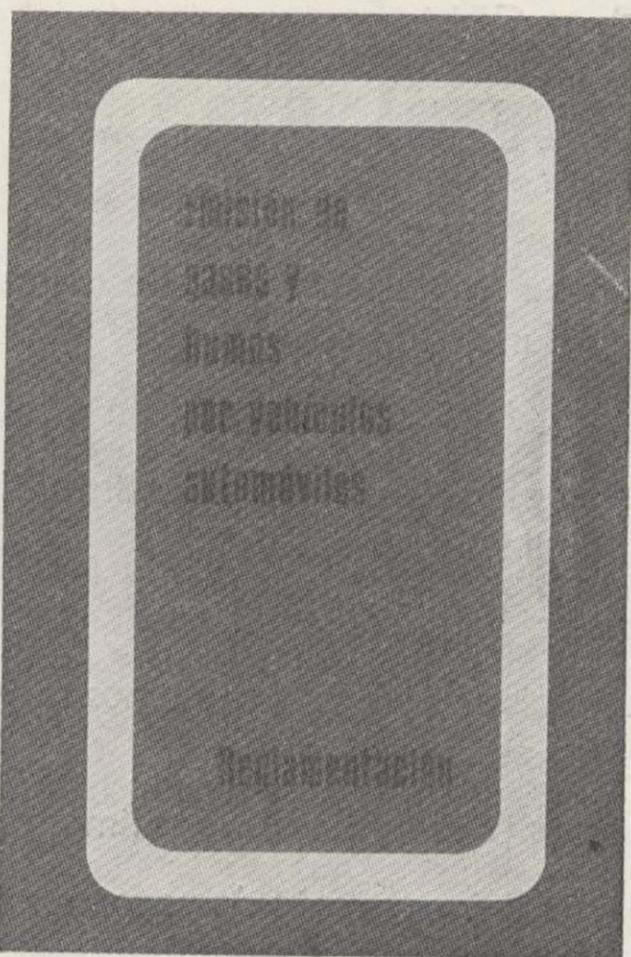


Torre hidráulica para la clasificación de arenas.



Planta de hidrociclos para refinado de Caolín.

NUEVAS PUBLICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES - MINISTERIO DE INDUSTRIA
Claudio Coello, 44 - Teléf. 276 2001 - 276 2201 - MADRID-1

KAOLINÍFERAS DEL TURIA



Juan H. Estevan

KAOLINES Y SÍLICES - MATERIALES REFRACTARIOS
CUARZO IMPALPABLE - PASTAS PARA CERÁMICAS

MINAS Y FABRICAS: Villar del Arzobispo - Teléf. 22
DELEGACION CATALUÑA: VICENTE LUPO LUPO
Paseo Manuel Girona, 21 - Barcelona - 17

Por medio de un ciclo de concentración y clasificación, empleando separadores e hidrociclos de alta precisión, conseguimos una satisfactoria eliminación de arenillas, con un costo mínimo.

Una moderna instalación de filtros prensa, nos permiten disponer del material en óptimas condiciones para su secado y almacenamiento.

En una instalación auxiliar procedemos a su molienda y ensacado si así lo exigen las necesidades del cliente. Como complemento de todo el complejo industrial y en función del mejor servicio al consumidor disponemos de un tinglado de transporte, que nos permite entregar las mercancías en cantidades fácilmente almacenables y con la regularidad y seguridad necesarias.

NUESTROS KAOLINES

KAOLIN CERAMICO

Denominación: «F-1.º A» Denominación: «F-1.º»

Características:

Granulometría: menor de diez micras.

Composición química: Composición química:

SiO ₂	46,9 %	SiO ₂	55,81 %
Al ₂ O ₃	37,7 %	Al ₂ O ₃	31,42 %
Fe ₂ O ₃	1,5 %	Fe ₂ O ₃	0,58 %
TiO ₂	0,2 %	TiO ₂	0,47 %
P. F.	12,3 %	P. F.	10,09 %

KAOLIN PAPEL

Denominación: «F-1.º B»

Granulometría: menor de veinte micras

Color: especialmente blanco

NUESTRAS ARENAS

Cortes normalizados para fundición y vidrio

Características:

Composición Química:

P. E.	0,21 %	Al ₂ O ₃	0,55 %
SiO ₂	99,00 %	MgO	0,00 %
CaO	0,11 %	Na ₂ O	0,04 %
Fe ₂ O ₃	0,02 %	K ₂ O	0,07 %

HARINAS DE CUARZO

LABORATORIOS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Espectrometría de lectura directa.

Espectrometría de absorción atómica.

Epectrografía mediante placas
fotográficas.

Análisis por fluorescencia y difrac-
ción de Rayos X.

Análisis de Radiactividad de aguas
y minerales.

Análisis Químicos.

Microsonda Electrónica.

Metalogenia.

Petrología.

Preparación Mecánica de Minerales.

Mineralogía.

Macro y Micropaleontología.

Geotecnia.

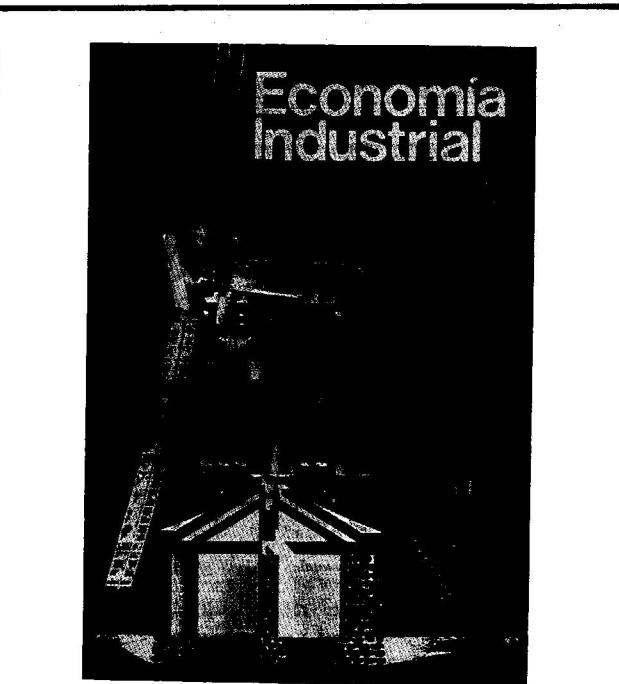
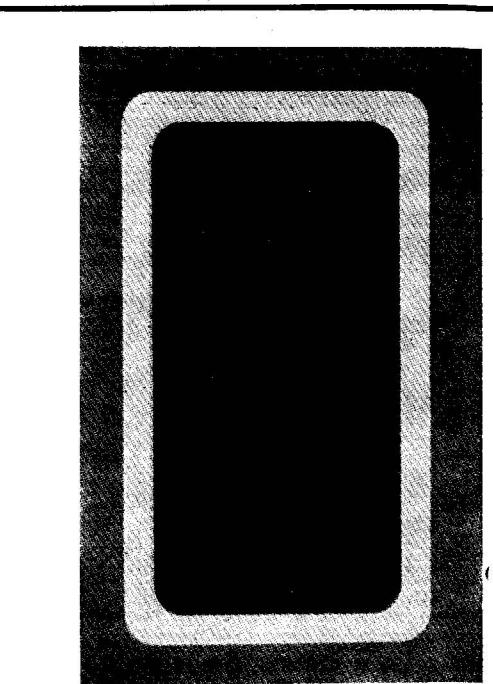
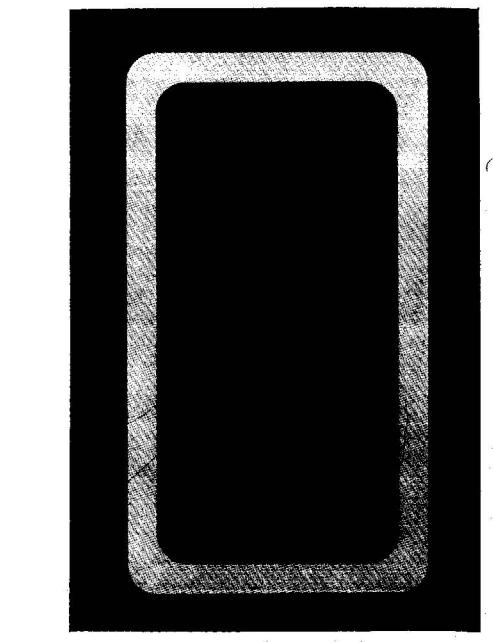
DEPARTAMENTO DE LABORATORIOS IGME

RIOS ROSAS, 23

TELEF. 254 22 00

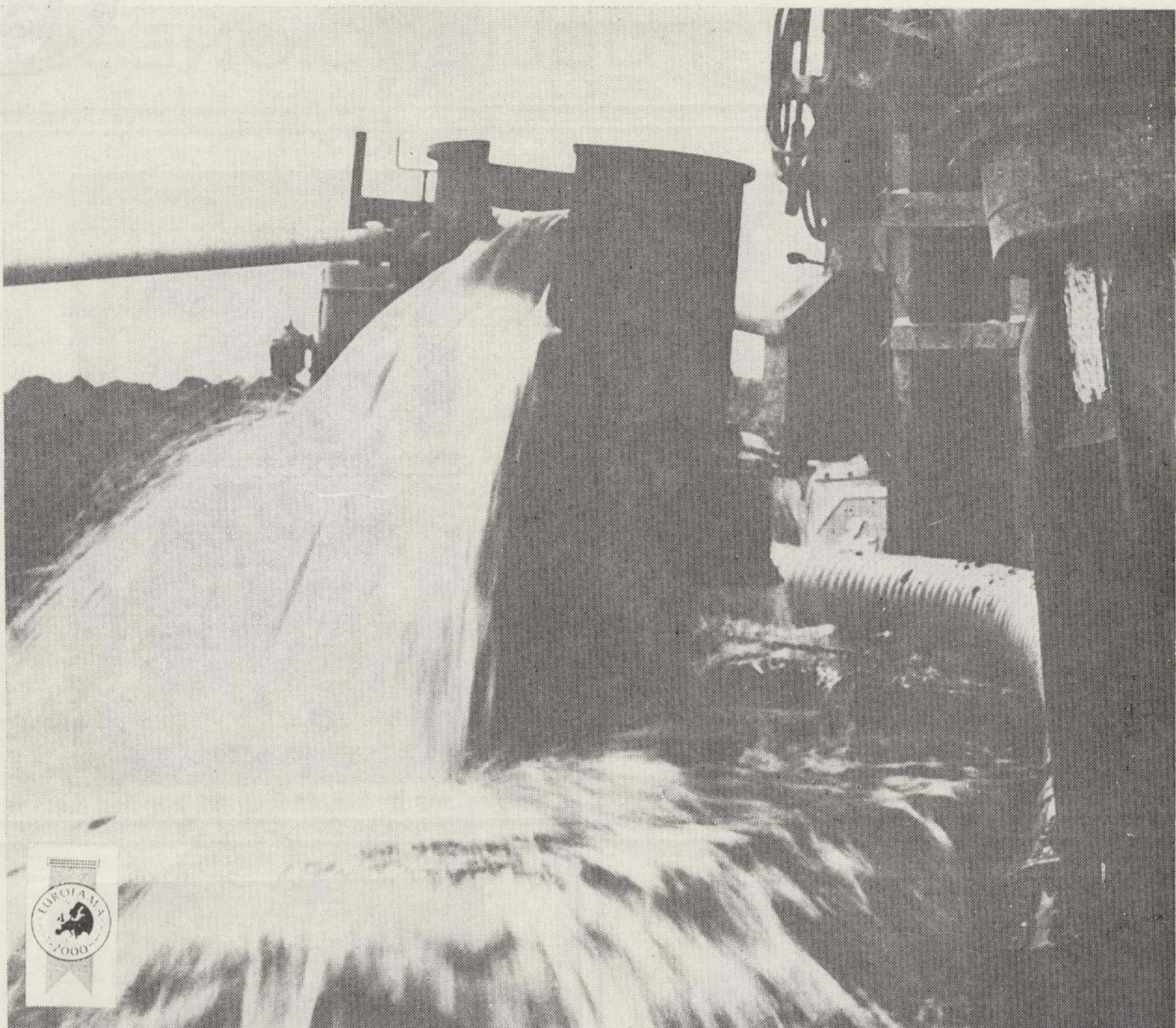
MADRID-3

NUEVAS PUBLICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES - MINISTERIO DE INDUSTRIA

Claudio Coello, 44 - Teléf. 276 20 01 - 276 22 01 - MADRID-1



**El largo camino hacia
el agua exige
equipos y experiencia:
Nosotros sabemos llegar.**

Nosotros alumbraremos el agua que espera bajo sus pies.

Disponemos de modernos equipos capaces de trabajar en cualquier tipo de terreno, contamos con personal especializado en las más avanzadas técnicas de sondeo y llevamos más de veinticinco años captando aguas subterráneas.

En definitiva, estamos preparados para proporcionarle el caudal que usted necesita. Pídanos información.



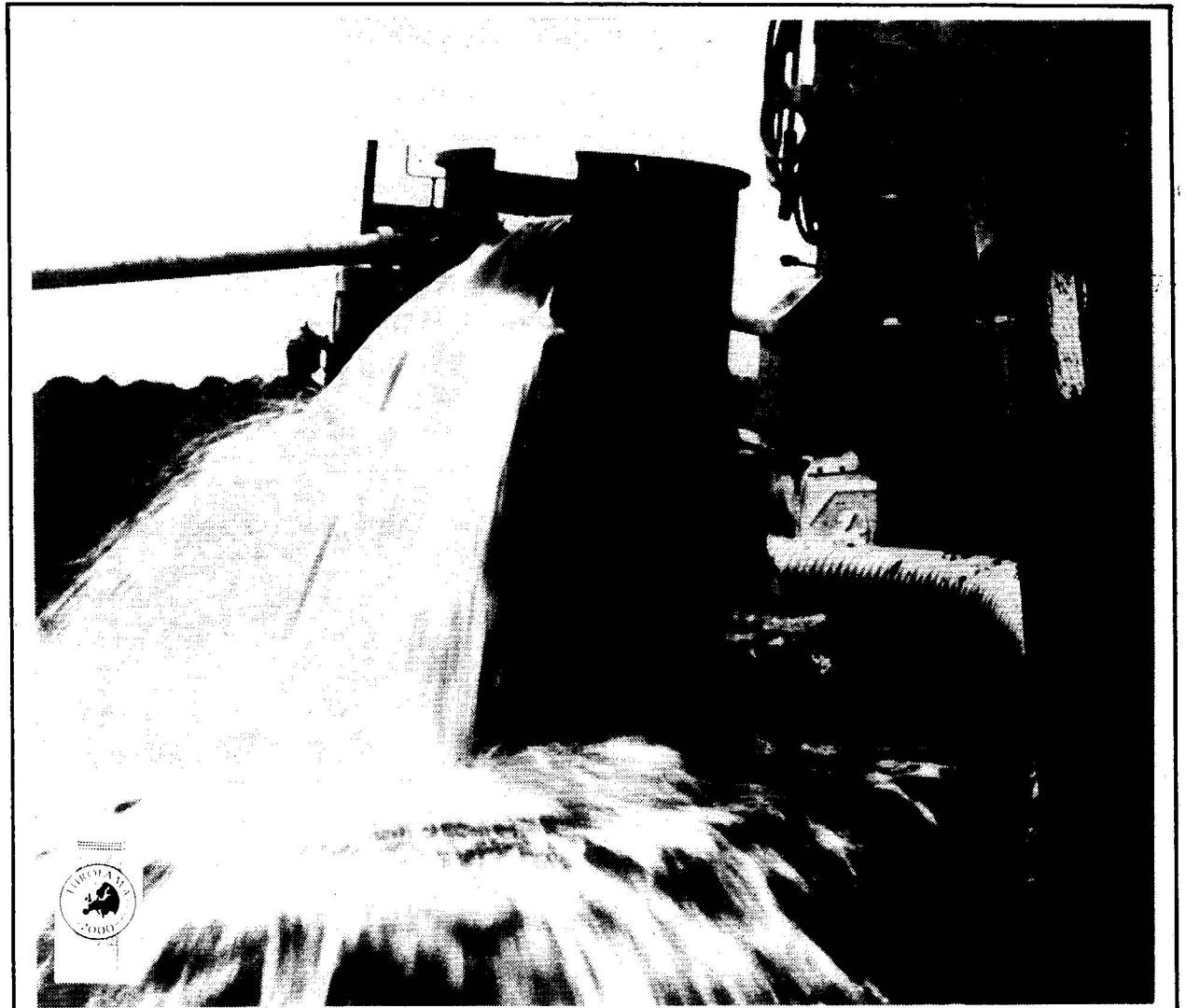
Vegarada

PERFORACIONES

Guzmán el Bueno, 133

Tels. 253 42 00 - 233 71 00 - Madrid-3.

Delegaciones regionales en toda España



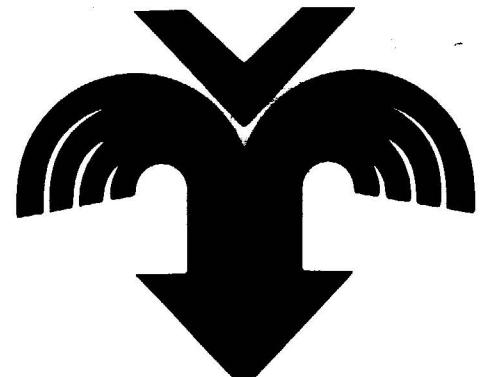
**El largo camino hacia
el agua exige
equipos y experiencia:
Nosotros sabemos llegar.**

Nosotros alumbraremos el agua que espera bajo sus pies.

Disponemos de modernos equipos capaces de trabajar en cualquier tipo de terreno. contamos con personal especializado en las más avanzadas técnicas de sondeo y llevamos más de veinticinco años captando aguas subterráneas.

En definitiva, estamos preparados para proporcionarle el caudal que usted necesita. Pidanos información.

Delegaciones regionales en toda España



Vegarada
PERFORACIONES

Guzmán el Bueno, 133

Tels. 253 42 00 - 233 71 00 - Madrid-3.

Tomo 86

Fascículo IV

Julio - Agosto 1975

Boletín Geológico y Minero

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

S U M A R I O

Geología

M.ª D. GIL CID: Interés estratigráfico de los Placopariinae en el Ordovícico 1

M.ª D. GIL CID: Los Trilobites del Cámbrico inferior de Alanis (Sevilla) 7

P. SÁNCHEZ SORIA: El Jurásico de la Sierra de Altomira y su Correlación con el de Sectores Suroccidentales de la Cordillera Ibérica (Cuenca) 21

R. CASTROVIEJO: Estudio Geológico y Metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus Yacimientos Minerales de Sn-W. IV. Metalogenia 30

A. APARICIO, L. GARCÍA CACHO y M. PEINADO: Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central español 58

Coloquio sobre Problemas Genéticos y Tecnológicos de los Yacimientos metalíferos.—Noticias.—Mercado de minerales y metales.—Información legislativa.—Notas bibliográficas 70

Minería

Estudio de Minerales y Rocas

Información

DIRECCIÓN Y REDACCIÓN

Ríos Rosas, n.º 23 - Madrid-3

Teléfono 234 13 28

ADMINISTRACIÓN

Claudio Coello, n.º 44 - Madrid-1

Teléfono 276 20 01

IGME

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SERVICIO DE PUBLICACIONES — MINISTERIO DE INDUSTRIA

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

Brecha en la falla meridional del Sistema Central.
Aldeaencabo de Escalona (Toledo).

Foto: A. G. UBANELL

Depósito legal: M. 3.279-1958

Nuevas Gráficas, S. A., Andrés Mellado, 18.-Madrid (15).-VIII-1975.

Interés estratigráfico de los Placopariinae en el Ordovícico

Por M.^a D. GIL CID (*)

RESUMEN

En el presente trabajo damos la descripción y edad de tres especies de las Placopariinae (Tribolites) del Ordovícico de los Montes de Toledo, señalando la precisión y utilidad de dichas especies para la datación de las series de este piso.

ABSTRACT

In the present paper a description and position of three Placopariinae species from the Ordovician of Montes de Toledo is given. The usefulness and range of datation of these species in the ordovician series is pointed.

INTRODUCCION

En las series ordovícicas españolas encontramos, en cuanto a su contenido paleontológico se refiere, uno monótoma lista de géneros que aparece, casi siempre, presidida por el *Calymene tristani*. Esta circunstancia y los resultados que vamos obteniendo de nuestras investigaciones del contenido paleontológico del Ordovícico español nos llevan a sacar a su justo punto de interés, un género, el *Placoparia* con sus correspondientes especies, que consideramos se encuentra desconocido y poco apreciado en su importancia determinativa de edad en el Ordovícico.

El género *Placoparia* ha sido recientemente estudiado en su tesis doctoral por el doctor W. HAMMANN, de la Universidad de Wurzburg (Alemania); esta tesis se encuentra en vías de ser publicada, pero, dada la buena amistad que nos une a su autor, obra en nuestro poder el manuscrito de la misma, por lo cual hemos podido efectuar un detallado estudio de nuestros ejemplares de Placoparias. Nosotros sólo vamos a tratar en esta ocasión de tres especies de *Placoparia*; se trata de las que aparecen descritas por W. HAMMANN, en 1971, y que nosotros hemos encontrado en nuestros yaci-

mientos; además consideramos que se trata de las más interesantes en lo que se refiere a su utilidad práctica de determinación de nivel estratigráfico; así, pues, dejamos para un futuro inmediato la publicación de otras especies del género en cuestión.

De las especies del género *Placoparia* hemos encontrado *P. tourneminei*, que aparece en la base del Llandeilo; la *P. cambriensis*, que nos ocupa el Llanvirniense, y la *P. borni*, que nos marca el Llandeilo superior.

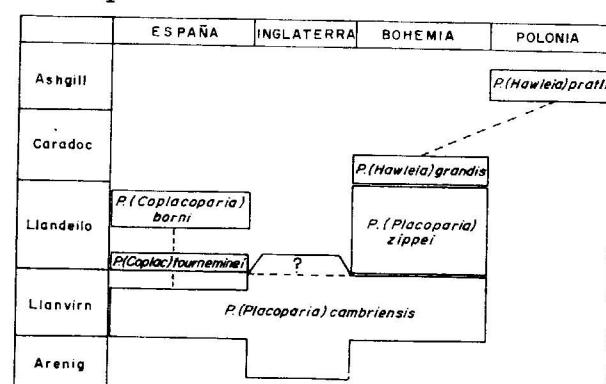


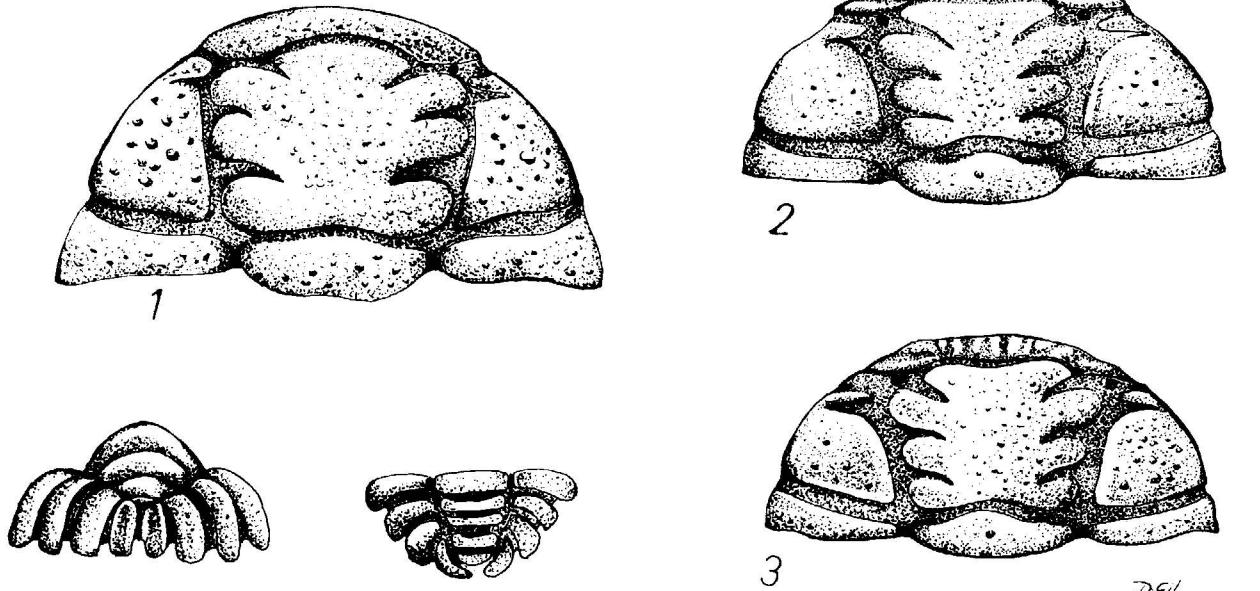
Figura 1

Posición estratigráfica de las tres especies del género *Placoparia*, estudiadas en este trabajo y su correlación en Inglaterra, Bohemia y Polonia (según HAMMAN, 1971)

(*) Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias de Madrid, Instituto Lucas Mallada, C. S. I. C.

A continuación damos los esquemas de las tres especies citadas basáandonos en los dibujos publicados por W. HAMMANN, en 1971.

Dentro de nuestra zona de trabajo hemos encontrado estas especies en los yacimientos de Puerto de San Vicente (Cáceres), Ventas con Peña Aguilera y Navas de Estena (Toledo).



1: *Placoparia (Placoparia) cambriensis*, HICKS, 1875. Especie característica del Llanvirniense ($\times 3$).—2: *Placoparia (Soplacoparia) tourneminei*, ROUAULT, 1847. Especie característica del Llandeilo inferior ($\times 4$).—3: *Placoparia (Coplacoparia) borni*, HAMMANN, 1971. Especie característica del Llandeilo superior ($\times 4$). Esquemas basados en HAMMANN, 1971.

SISTEMATICA

Orden: *Phacopina*, SALTER, 1864.

Suborden: *Cheirurina*, HARRINGTON y LEANZA, 1957.

Superfamilia: *Pliomeridae*, RAYMOND, 1913.

Subfamilia: *Placopariinae*, HUPE, 1953.

Género: *Placoparia*, HAWLE y CORDA, 1847.

Caracteres de la subfamilia *Placopariinae*, HUPE, 1953.

Diagnosis: Es una subfamilia de los *Pliomeridae*, con las características siguientes: La glabela es igual de larga que de ancha o quizás algo más larga y ensanchada hacia delante; las mejillas forman un segmento de medio círculo y las ormas de los ojos son sobresalientes hacia delante; las mejillas

se presentan separadas por surcos profundos, bien total o parcialmente; la sutura es de tipo propio, en los ejemplares adultos acaba en un entrante en forma de L, delante del ángulo de las mejillas; las mejillas libres son pequeñas y tienen forma de hoz, estando formadas por una sutura marginal y un margen lateral; la sutura preglabelar está bien

representada, si bien en algunos casos puede llegar a faltar.

Tórax: Consta de 11-12 segmentos con una zona central o raquis elevada; las regiones pleurales son agudas y curvadas hacia atrás, según un ángulo casi recto.

El pigidio es pequeño y presenta 3-4 anillos de forma de huso (fusiformes); la parte final es pequeña y de forma triangular.

Placoparia (Coplacoparia) borni, HAMMANN, 1971

1855. — *Placoparia tourneminei*, ROUAULT, 1847. VERNEUIL y BARRANDE, Almadén, 968-970.

1918. — *Placoparia tourneminei*, ROUAULT, 1847. BORN, *Calymene tristani*, STUFE, 347-348.

1969. — *Placoparia tourneminei*, ROUAULT, 1847. CHAUVEL-DROT, PILLET y TAMAIN, Precisions sur..., 620.

1971. — *Placoparia (Coplacoparia) borni* n. sp. HAMMANN, Die Placopariinae.

Es un tipo de subdivisión de la *Placoparia (Coplacoparia)* con los caracteres siguientes: El surco preglabelar está ligeramente curvado, en la zona central, hacia el lóbulo central, pudiendo llegar a ser desde ligeramente curvado hasta recto y tanto en el fósil como en el molde es profundo. Las suturas entre el margen y el segmento prefrontal son claras; los surcos de la glabela están bien marcados; el extremo del pigidio, que está doblado hacia abajo, es largo.

La anchura del escudo céfálico llega a ser más del doble de su longitud; todas las crenulaciones están muy marcadas y son profundas. La glabela se extiende de forma regular hacia delante; la anchura del anillo occipital llega a alcanzar el 80 por 100 de la anchura máxima de la glabela en el L_3 ; la longitud de la glabela, incluido el anillo occipital, corresponde a la anchura máxima. La glabela presenta tres pares de cortos surcos laterales, que se van haciendo más profundos en la proximidad de los surcos dorsales.

Los S_1 están ligeramente dirigidos hacia dentro y dejan entre sus extremos internos una zona que corresponde a un medio de la anchura de la glabela en esta área, siendo, por lo tanto, más ancha que la *Placoparia cambriensis* y que *Placoparia tourneminei*.

Los S_2 son más cortos y presentan un recorrido transversal; los S_3 se van inclinando hacia atrás y hacia dentro, yendo a terminar en las suturas dorsales que son profundas y estrechas; el surco preglabelar es más recto que los otros y está bien marcado; generalmente está curvado hacia el lóbulo frontal, pudiendo tener la zona central recta. El área prefrontal está claramente dividida; en el centro del lóbulo frontal hay un segmento que está separado de los bordes, en ambos lados, por unas suturas que discurren transversalmente; en este segmento se encuentran 4 marcas o muescas poco profundas, en las cuales, por arrollamiento, se insertan los 4 apéndices finales del pigidio; el anillo occipital es ligeramente más ancho que el lóbulo frontal y lleva un tubérculo. El margen lateral se va ensanchando justamente antes del ángulo de las mejillas.

Las mejillas libres están muy abombadas y en los bordes presentan 10 muescas cada una, en las cuales, cuando los ejemplares están arrollados, se encajan los segmentos 3 a 11. Las suturas empiezan

directamente en los ángulos de las mejillas y describen, al atravesar las suturas marginales posteriores un ligero arco convexo, yendo a confluir regularmente hacia la parte anterior.

El tórax consta de 11 segmentos. El pigidio está formado como en *P. tourneminei* y *P. cambriensis*.

Edad: Llandeilo superior.

Placoparia (Placoparia) cambriensis, HICKS, 1875.

1852. — *Placoparia zippei*, BARR.

1872. — *Placoparia zippei* (BDEC), 1828, BARR.

1875. — *Placoparia cambriensis*, HICKS. Ancient rocks.

1875. — *Placoparia hopkinsoni*, HICKS. Ancient rocks, 187-188.

? 1908. — *Placoparia zippei*, BOECK, 1828, DELGADO.

1940. — *Placoparia zippei*, BOECK, 1928, WHITTARD.

1957. — *Placoparia (Placoparia) barrandei*, PRAULL y SNAJDAR.

1958. — *Placoparia zippei*, BOECK, 1828.

1957. — *Placoparia cambriensis*, HICKS, 1875, DEAN.

? 1968. — *Placoparia* sp., BATES ANCLESEY.

1971. — *Placoparia (Placoparia) cambriensis*, HICKS, 1875, in HAMMANN, Die Placopariinae.

Descripción: Escudo céfálico de contorno aproximadamente semicircular, casi doble de ancho que de alto; el surco del limbo frontal aparece perfectamente marcado y muy acusado; este limbo tiene la forma de un rodete bien diferenciado. La glabela tiene forma casi rectangular, ensanchada, regular y ligeramente hacia delante; la glabela presenta tres pares de surcos muy acusados. Los S_1 y S_2 tienen su trazado retrodirigido hacia dentro; el S_3 es algo menos profundo y ocupa una posición oblicua respecto al eje de la glabela. El lóbulo frontal es más reducido que en *P. borni* que en *P. tourneminei*, mientras que los lóbulos glabellares presentan una ligera mayor amplitud. El surco preglabelar está bien marcado y es profundo en todo su recorrido. El lóbulo occipital es grueso y no hemos observado presencia de punta o espina.

Los surcos glabellares son, en el S_1 y S_2 equidistantes; el S_3 desemboca en el surco preglabelar, a la altura del surco frontal, dando lugar a una entalladura.

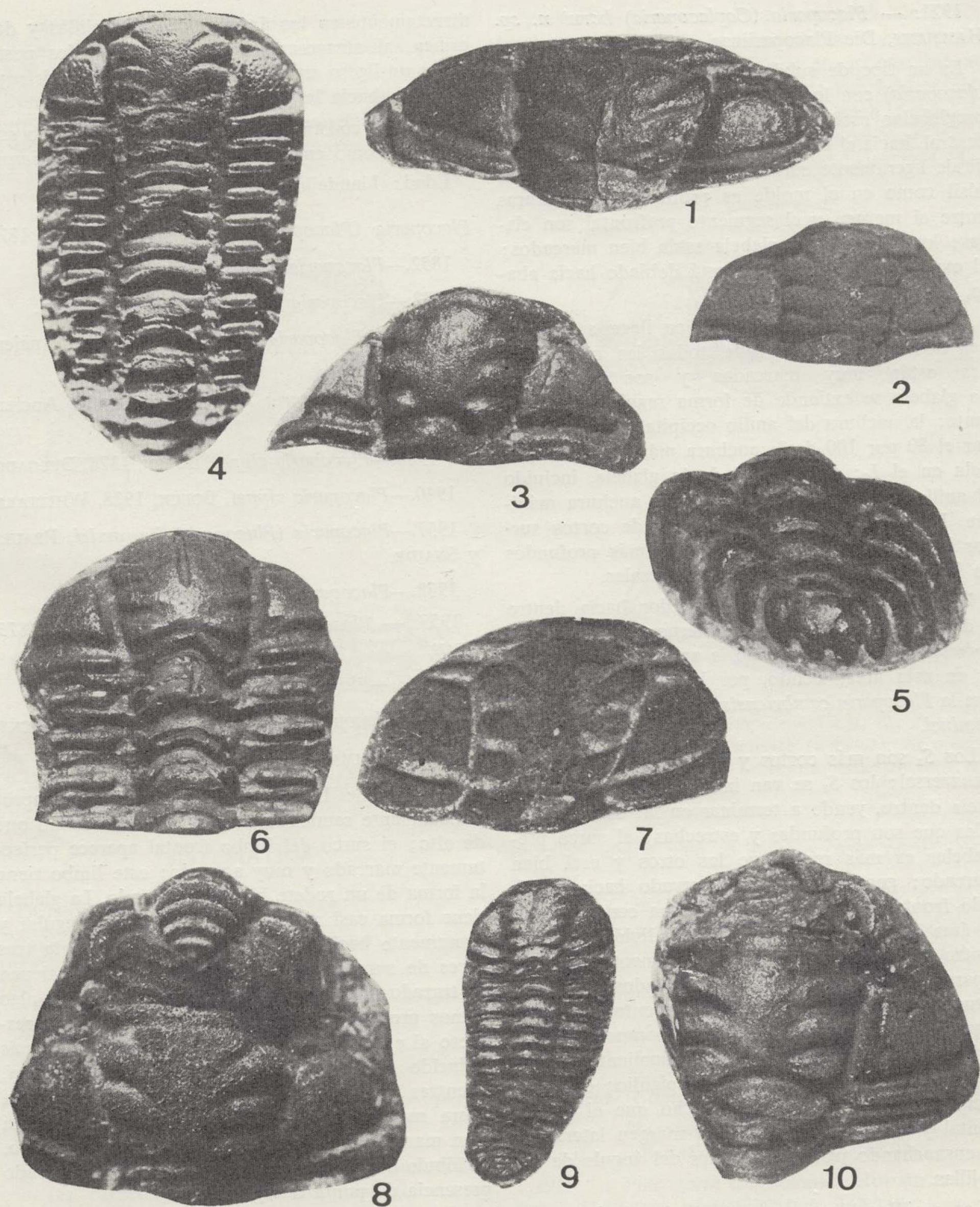


Lámina 1

1 y 4: *Placoparia (Placoparia) cambriensis*, HICKS, 1875. Llanvirniense.—2, 7 y 10: *Placoparia (Coplacocephalum) borni*, HAMMANN, 1971. Llandeiro superior.—8 y 9: *Placoparia (Coplacocephalum) tourneminei*, ROUAULT, 1847. Llandeiborni, HAMMANN, 1971.—5: Molde interno de un pigidio.—6: *Placoparia* sp

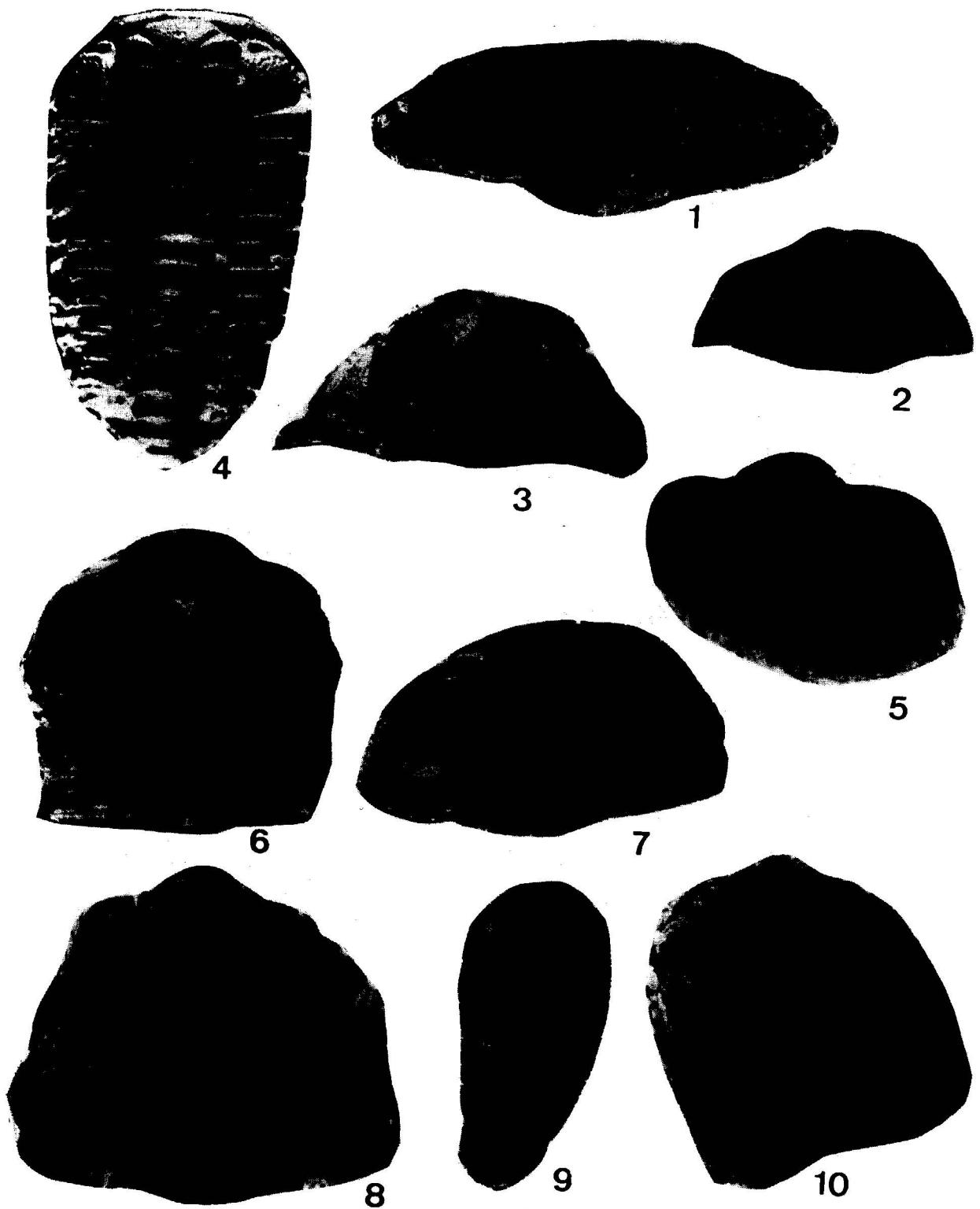


Lámina 1

1 y 4: *Placoparia (Placoparia) cambricensis*, HICKS, 1875. Llanvirniense.—2, 7 y 10: *Placoparia (Coplacoparia) borni*, HAMMANN, 1971. Llandeiro superior.—8 y 9: *Placoparia (Coplacoparia) tourneminei*, ROUAULT, 1847. Llandeiro inferior.—3: *Placoparia (Coplacoparia) aff. borni*, HAMMANN, 1971.—5: Molde interno de un pigidio.—6: *Placoparia sp*.

Las mejillas presentan crenulaciones de tamaño regular y algunas de orden mayor, de forma que en el escudo podemos diferenciar los órdenes de tamaño de crenulaciones, dándose la de mayor dimensión en las mejillas.

El tórax consta de 12 segmentos, no diferenciándose en sus caracteres de las otras especies de *Placoparia*.

El pigidio presenta un contorno semicircular, disminuyendo en anchura en forma rápida y progresiva; las articulaciones son 5 de las cuales la última presenta carácter rudimentario.

Edad: Llanvirniense.

Placoparia tourneminei, ROUAULT, 1847

1971. — *Placoparia tourneminei*, ROUAULT, 1847. Die Placopariinae, HAMMANN.

Observaciones sobre el tipo: En comunicación del profesor Dr. J. L. HENRY, de la Universidad de Rennes, el material de M. ROUAULT de *Placoparia tourneminei* no se ha podido localizar; existe un dibujo de ROUAULT, y de su sucinta descripción se ha podido obtener que tiene 11 segmentos.

En Portugal aparece *P. tourneminei* junto a *Eodalmatina macroptalma*. En Bretaña, en la localidad "La Cougere" aparece en un horizonte estratigráfico situado entre Llanvir-Llandeilo; igual en Angers, donde la *Placoparia* aparece junto a *Eodalmatina*.

En los Montes de Toledo también la encontramos con *Eodalmatina macroptalma*, sobre las pizarras dadas como Llanvirniense por su contenido en Graptolitos del género *Didymograptus*, aparece la *P. tourneminei* y la *D. macroptalma*.

Descripción: El escudo es de forma semicircular ensanchado transversalmente; la glabela se ensancha de forma regular hacia delante; la anchura de los anillos occipitales es un 75 por 100 de la anchura total de la glabela.

El surco aparece arqueado en la zona próxima al lóbulo frontal. La glabela tiene 3 pares de surcos laterales, profundamente marcados y que no atraviesan la glabela; la zona entre S_1 ocupa un tercio de la anchura de la glabela en esta parte; los dos lóbulos posteriores que se forman son igual de anchos, pero más estrechos que el L_3 ; el lóbulo frontal es igual de ancho que el occipital.

El surco occipital está en los bordes más entallado que en la zona central; el anillo occipital pre-

senta en la parte central una pequeña protuberancia.

Las mejillas aparecen perfectamente delimitadas.

El hipostoma de esta especie permanece desconocido, ya que no se han encontrado ejemplares fósiles de él.

El tórax consta de 11 segmentos; en los moldes internos se aprecia que en la parte central los segmentos presentan una zona débilmente deprimida.

El pigidio es la mitad de ancho que la anchura del escudo y las características son las típicas de las *Placoparia*, si bien los segmentos finales son ligeramente más cortos que la *P. borni*.

Relaciones: La *P. tourneminei* está muy relacionada con *P. borni*, de la que puede derivar.

En el Arenig aparece la *P. cambriensis*, conocida sólo en Inglaterra; en Bohemia llega a finales del Llanvir y en España sólo se conoce en el Llanvir bajo.

El intercambio de faunas tuvo lugar durante el Llanvir entre la cuenca de Bohemia y el geosinclinal del oeste de Europa, y se interrumpió durante el Llandeilo; en los mares se produjo, por aislamiento geográfico en las *Placoparias* una evolución diferenciada.

En España, este de Francia, Portugal y Marruecos aparece a principios del Llandeilo la subdivisión *Placoparia (Coplacoparia)*.

La *Placoparia tourneminei* deriva, por continuadas diferenciaciones, a *P. borni*.

Para ver esta relación hay que acudir al esquema de la *Placoparia* del Caradoc de Marruecos, que aparece en DESTOMBES, 1967, p. 133.

BIBLIOGRAFIA

- BARRANDE, J.: Systeme Silurien du Centre de la Boheme. I. Recherches paleontologiques. 1. Crustaces: Trilobites, I-XXX (1852).
- BORN, A.: Die Calymene-Tristani-stufe (mittleres Untersilur) bei Almadén, ihre Fauna, Gleiderung and Verbreitung, Abh. senckenber. nat. Ges, 36: 309 (1918).
- DEAN, W. T.: The distribution of ordovician shelly faunas in the Tethian region. Sistematis Assoc. Public., 7: 11-44 (1967).

DESTOMBES, J.: Les Trilobites du Sous-ordre Phacopina de L'Ordovician de L'Anti-Atlas Maroc. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, n.º 240, 1-113 (1972).

HAMMANN, W.: Die Placopariinae (Trilobita, Cheirurina; Ordovizium), Senckenberg, lethaea, 52 (1), 53-75 (1971).

— Stratigraphische einteilung des spanischem ordoviziums nach Dalmanitasea und Cheirurina (Trilobita), Colloque Ordovicien-Silurien Mem. B. R. G. M. 73; 265-272 (1971).

— Nueve propuestas Trilobites aus dem Ordovizium Spaniens. Senken. lethaea, 53 (5), 371-385 (1972).

HENRY, J. L.: Donnes stratigraphiques sur L'Ordovicien de Bretagne et de Normandie. Bull. Soc. Géol. Miner. Bretagne (C), 1 (L): 11-20 (1969).

HUPE, P.: Clasification des Trilobites. Ann. Paleon., 39, 3-110 (1953).

VERNEUIL, P. E. P., & BARRANDE, J.: Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et devonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montes de Toledo, Bull. Soc. Géol. France (2), 12, 904-1.024 (1855).

Recibido: Octubre 1974.

Los Trilobites del Cámbrico inferior de Alanís (Sevilla)

Por M.^a D. GIL CID (*)

RESUMEN

El presente trabajo comprende una puesta al día de los datos, proporcionados por los esposos RICHTER, en 1940, y por G. HENNINGSMOEN, en 1956, sobre la fauna fósil de trilobites en el yacimiento de Alanís (Sevilla) de edad Cámbrico inferior. Asimismo hemos descrito a nivel de especie la fauna recogida, por último damos un primer intento de correlación con otras faunas españolas, estudiadas por nosotros y de edad similar.

ABSTRACT

The present paper is an up-to-date report of the data presented by RICHTER in 1940 and by HENNINGSMOEN in 1956 in relation to the early Cambrian Trylobites from Alanís (Sevilla). At the same time, the different species of the fauna collected have been described. Finally, a first correlation with other Spanish fauna of similar age, also studied by the author, is given.

Los Trilobites del Cámbrico de Alanís, su historia y correlación con las faunas de Marruecos

El estudio de los Trilobites de la zona de Alanís se inició en el año 1937, en el cual los profesores LOTZE y SIMON realizaron una excursión a la zona de Tesis de este último; el profesor LOTZE, en las capas de la estación de Alanís, consideró, como probable, la existencia de fósiles, y así se lo indicó a SIMON. Los esposos RICHTER, en 1938, acompañaron a SIMON al yacimiento, encontrando abundante fauna fósil, que pasaron a estudiar.

En 1940-49 se publicaron los resultados de los estudios realizados, y en 1950-51, los obtenidos por SIMON. No obstante se llegaba a conclusiones sorprendentes, ya que las determinaciones de los RICHTER daban una edad de Cámbrico superior para la fauna de Alanís; esto se encontraba en desacuerdo con el cuadro estratigráfico general de la zona. Posteriormente, quedó demostrado que la fauna pertenecía al Cámbrico inferior.

(*) Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Madrid. Instituto Lucas Mallada, C. S. I. C.

En 1952, LOTZE emprende una nueva campaña; en el otoño de este mismo año, G. HENNINGSMOEN encuentra en Alanís ejemplares mucho mejor conservados que los que utilizaron los RICHTER en sus determinaciones; en este viaje le acompañaba el profesor T. KOBAYASHI, de la Universidad de Tokio; esta expedición había sido planificada por el profesor B. MELÉNDEZ.

Los esposos RICHTER, durante los años 1955 y 1956, pusieron a disposición del profesor HENNINGSMOEN, tanto los ejemplares propios como los que, formando parte de colecciones, procedieran de Alanís.

El material recogido se localizó, según las siglas empleadas por los RICHTER, en los puntos 7e y 7g; apareciendo los nuevos 7m y 7l, siendo por lo tanto cuatro los puntos que proporcionaban material de estudio.

En 1957, HENNINGSMOEN hace revisión de las 11 especies encontradas y que deja reducidas a 6. Después de esta revisión no se han efectuado estudios de detalle de la fauna de Alanís. En 1962, K. SDZUY, de la Universidad de Würzburg (Ale-

DESCRIPCION DE LA FAUNA

Superfamilia *Redlichiacea*, RICHTER, 1932.

(*Redlichiidea*, RICHTER, 1932. *Redlichiacea* STOMER, 1949. *Mesonacida*, WHITEHOUSE, 1939. *Redlichiacea*, HENNINGSMOEN, 1951.)

La extensión de esta superfamilia es muy variable, según el autor que la considere. R. RICHTER atribuye a los *Redlichiidea* las siguientes familias:

Redlichiidea, *Paradoxididae* y *Olenidae*. Posteriormente fue revisada por RICHTER, en 1941, esta agrupación, entrando la superfamilia como sinonimia de los *Olenellacea* (SWINNERTON, 1954).

A partir de un gran tronco común precámbrico, cuyas principales remificaciones corresponden a la superfamilia *Zacantoidea*, *Bathyuriscidea*, *Dikelocephalidea*, *Ellipsocephalidea*, *Criptolithidea*, *Ptychoparidea*, *Calymenidea* y *Redlichiidea*; esta última superfamilia forma una rama lateral perfectamente separada, que desaparece sin descendientes en el Cámbrico medio (HENNINGSMOEN, 1951).

La superfamilia *Redlichiacea* fue, en 1951, estudiada y sometida a discusión por el doctor G. HENNINGSMOEN, el cual agrupa en dicha superfamilia a las siguientes familias: *Ellipsocephalidae*, MATTHEW, 1887; *Olenopsidae* KOBAYASHI, 1935; *Paradoxididae*, EMMRICH, 1893; *Protolenidae*, RICHTER, 1948, y *Redlichidae*, POULSEN, 1927; como ya apunta HUPE, 1952, desgraciadamente no da razón del porqué de este agrupamiento.

Las dificultades para la elaboración de un diagnóstico de esta superfamilia se deben a la casi perfecta continuidad existente entre los géneros y familias que la forman; no obstante, pasamos a dar un esquema de los caracteres típicos de los *Redlichiacea*.

1) Ausencia casi constante de un surco periglabelar verdadero; la glabela no aparece típicamente separada de las mejillas más que por una variación en la inclinación del caparazón; no obstante, el surco periglabelar está bien acusado en muchos casos.

2) Ausencia casi general de surcos glabellares oblicuos, dirigidos hacia atrás.

3) Tamaño, generalmente, muy grande de los ojos.

4) Presencia de una cresta ocular bien diferenciada, a excepción de las formas muy evolucionadas.

5) El número de segmentos torácicos oscila alrededor de 15; no llega a ser menor de 11-13, como en el caso de *Strenella*.

6) Tamaño muy reducido del pigilio, el cual presenta típicamente 1-2 segmentos (*Paleolenus*), si bien existen excepciones (*Resserops*).

7) Desarrollo larvario presentando caracteres constantes; el protaspis presenta unos grandes lóbulos oculares que rodean la casi totalidad del céfalon; el meraspis presenta frecuentemente un segmento macropleural, que es el segundo en el caso de *Redlichia intermediata* (LU, 1940); las macropleuras desaparecen en el caso de individuos adultos, salvo el caso de pertenecer a uno de los dos segmentos posteriores.

Se pueden diferenciar en esta superfamilia dos grandes grupos: el primero, que es el más primitivo, pertenece únicamente al Cámbrico inferior; el segundo presenta elementos en el Cámbrico inferior, llegando al Cámbrico medio.

I) Grupo de los *Redlichiacea* con glabela subcónica:

- Familia Redlichidae.
- Familia Neoredlichidae.
- Familia Latiredlichidae.
- Familia Saukiandidae.
- Familia Abadillidae.
- Familia Dolerolenidae.
- Familia Bathynotidae.
- Familia Metadoxididae.
- Familia Antalladiidae.
- Familia Protolenidae.

II) Grupo de los *Redlichiacea* con glabela subcuadrangular o dilatada por delante:

(*Ellipsocephalidae*, RICHTER, 1932.)

Según el criterio de HUPE, 1952, es de interés separar los *Paleolenidae* de los *Ellipsocephalidae*, incluso a nivel del pequeño detalle de la "relativa pequeñez del ojo"; se señala así que se trata de dos ramas de evolución paralela; los primeros pertenecen a la provincia Oeste-Pacífica (HUPE, 1952, b); los segundos a la provincia Atlántica (HUPE, 1953).

Este grupo comprende las familias:

- Familia Ellipsocephalidae.
- Familia Paleolenidae.
- Familia Paradoxididae.
- Familia Hicksidae.



Lámina 1

1 (a y b): Moldes externo e interno de un ejemplar de *Saukianda andalusiae*, R. E. RICHTER, 1940.—2: Cranidio de *Saukianda andalusiae*, R. y E. RICHTER, 1940; el cual conserva la espina en el lóbulo occipital.—3 y 4 (a, b): Moldes internos y externos de cranidos de *Perrector perrectus*.—5, 6, 8 y 10: *Strenueva sampelayoii*, R. y E. RICHTER, 1940.—7 y 9: *Strenueca melendezii*, GIL CID, 1973

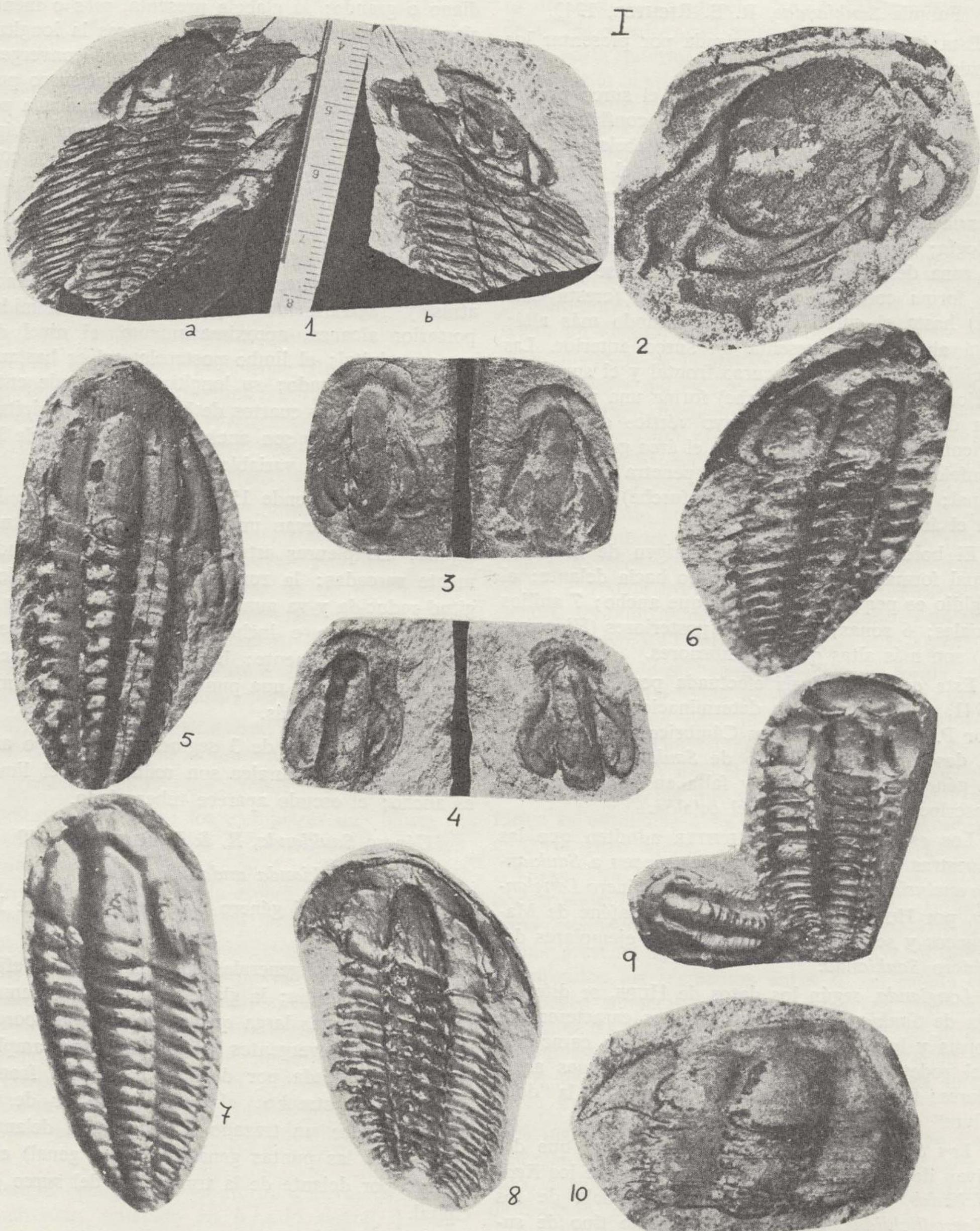


Lámina 1

1 (a y b): Moldes externo e interno de un ejemplar de *Saukianda andalusiae*, R. E. RICHTER, 1940.—2: Cranidio de *Saukianda andalusiae*, R. y E. RICHTER, 1940; el cual conserva la espina en el lóbulo occipital.—3 y 4 (a, b): Moldes internos y externos de cranidios de *Perrector perrectus*.—5, 6, 8 y 10: *Strenueva sampelayoi*, R. y E. RICHTER, 1940.—7 y 9: *Strenueca melendezi*, GIL CID, 1973

Falimia *Saukiandiae*, R. E. RICHTER, 1940.

Esta familia está caracterizada por presentar los siguientes caracteres:

El surco frontal (saumfurche) y el surco preglabellar (stirliche Ruckenfurche) son confluentes en la zona media; carece de área preglabellar; el surco frontal, que es más acusado que el surco preglabellar, recorriendo el conjunto del cráñido sin desviación; este surco es ancho y es neto en morfología; la glabela se presenta muy redondeada en la zona delantera; el lóbulo palpebral se prolonga de forma continua sobre la fixigena (cresta ocular) hasta el surco dorsal, no pasando más allá; está abultado y presenta un surco anterior. Las mejillas, fijas, entre el curso frontal y el surco anterior (vordere Leistenfurche) forma una prominencia de forma triangular, cuyo vértice o punta se orienta hacia la zona interna; el área general (wangenfeld) de la mejilla libre no penetra en la punta genal; el surco marginal (saumfurche) no irrumpie en el ángulo genal.

El borde posterior tiene el origen de la punta genal formando un ángulo agudo hacia delante; el pigidio es pequeño, más largo que ancho; 7 anillos axiales; 6 zonas; las bandas posteriores (Hinteraae) son más altas que las anteriores.

Esta es la diagnosis efectuada por RICHTER, en 1941, p. 23. Según las determinaciones efectuadas por P. HUPE, 1952, en su Cámbrico de Marruecos, la descripción del pigidio de *Saukianda* pertenece al género *Resserops* (?) y falta en la diagnosis la descripción del tórax y del cefalón.

Los esposos R. y E. RICHTER admiten que las muestras figuradas por ellos pertenecen a *Saukianda andalusiae*; las formas referidas al género *Longianda*, por HUPE, 1952, proceden del Issaféne de Marruecos y se encuentran asociadas a ejemplares del género *Saukianda*.

Longianda, según los datos de HUPE, se diferencia de *Saukianda* por los siguientes caracteres: la forma y longitud relativa de la glabela; caracteres del rodete frontal; presencia de forámenes anteriores; forma de las fixígenas y anchura de la "doublure" del cefalón.

Los *Saukiandidae* se pueden considerar que derivan de los *Latiredlichidae* y por ellos de los *Redlichidae*. Constituyen una rama paralela de los *Noeredlichidae*, que tienen el mismo tipo de sutura preocular, HUPE, 1952.

HUPE completa la diagnosis de los *Saukiandidae* con los siguientes datos: Trilobites de tamaño me-

diano o grande; la glabela presenta, más o menos alargada, variando entre 1,5 ó 2 veces la longitud del anillo occipital; los lados son poco convergentes o ligeramente contraídos a nivel del surco preoccipital; normalmente se presenta redondeada por delante; convexa; los surcos occipital y preoccipital son transglabellares; el occipital es muy convexo hacia atrás; los otros surcos glaberales son discontinuos; el área preglabellar es nula; el rodete frontal es ancho; las fixígenas son estrechas y su anchura es inferior a un medio de la glabela; los lóbulos oculares están muy inclinados hacia atrás y regularmente arqueados; su extremidad posterior alcanza, aproximadamente, el nivel del surco occipital; el limbo posterolateral es bastante estrecho y alargado; su longitud comprende entre dos tercios y tres cuartos de la del anillo occipital; las mejillas libres son anchas y la posición de las puntas genales es variable.

El tórax comprende 15 segmentos torácicos; los anillos axiales llevan un pequeño tubérculo o una espina; las pleuras están geniculadas y profundamente surcadas: la zona proximal tiene una longitud reducida y va aumentando desde el primer al tercer segmento e incluso al cuarto, para luego disminuir rápidamente; la parte discal es mucho más larga y forma una punta aguda, cada vez más recurvada hacia atrás.

El pigidio consta de 3 segmentos axiales o anillos; los lados pleurales son reducidos; el limbo es ancho; el escudo aparece tuberculado.

Género *Saukianda*, R. & E. RICHTER, 1940

Genotipo *Saukianda andalusiae*.

La diagnosis del género *Saukianda* se puede hacer como sigue:

Los caracteres generales son los mismos definidos para la familia; la glabela es, aproximadamente, 2,5 veces más larga que ancha, con los bordes débilmente convergentes o subparalelos; ampliamente redondeada por delante; el rodete frontal es bastante estrecho; el borde posterior de las fixígenas tiene un trazado oblicuo hacia delante; la base de las puntas genales (ángulo genal) está situado por delante de la transversal del surco occipital.

Derivación del nombre: Según sus autores, está formado a partir del nombre de la subfamilia *Saukiinae* y del genotipo.

Edad y reparto geográfico: Zonas 11 y 12 de LOZTE; en Marruecos, zona VI, en el Antiatlas occidental.

Saukianda andalusiae, R. & E. RICHTER, 1940

1958.—*Saukianda andalusiae*, RUD y E. RICHTER, 1940. HENNINGSMOEN, Capas de *Saukianda*: 261, Taf. 36, Fig. 1-4, Taf. 37, Fig. 1-7, Taf. 39, Fig. 4, Abb. 1 (Hierin ältere Synonyme).

v 1959.—*Saukianda andalusiae*, RICHTER & RICHTER. HARRINGTON, in: Treatise on invertebrate paleontology, 0202-0203, Abb. 144/2.

v 1961.—*Saukianda andalusiae*, RUD & E. RICHTER, 1940. LOTZE, Kambrium Spaniens: 170, 174.

v 1961.—*Saukianda andalusiae*, RUD & E. RICHTER, 1940. SDZUY, Trilobiten: 257, Taf. 2, Fig. 16 (Hierin weitere Synonyme).

v 1962.—*Saukianda andalusiae*, RUD & E. RICHTER, 1940. SDZUY, Entzerren von Fossilien (Im Druck).

1962.—*Saukianda andalusiae*, R. & E. RICHTER, 1940. SDZUY, Trilobiten uas dem., p. 196.

1971.—*Saukianda andalusiae*, R. & E. RICHTER, 1940. SDZUY, Acerca de la correlación, etc. I Cong. Hisp. Lus. Amer. Geol Acon., p. 753-768.

1972.—*Saukianda andalusiae*, R. & E. RICHTER, 1940. SDZUY, Das Kambrium der..., etc., p. 1-191.

1972.—*Saukianda andalusiae*, R. & E. RICHTER, 1940. GIL, Estudio de la fauna Cámbrica de Alanís.

Derivación del nombre: relativo a Andalucía.

Descripción: Sobre los ejemplares que obran en nuestro poder, recogidos todos ellos en los yacimientos del "conjunto Ananís" y Zafra, podemos referir la descripción de la especie *Saukianda andalusiae*, haciendo hincapié en sus detalles morfológicos.

Los tamaños de los ejemplares recogidos oscilan alrededor de los 10 centímetros, como máximo, de largo, en sentido sagital.

Hemos comprobado el hecho indicado por G. HENNINGSMOEN, en 1958, acerca de las deformaciones de los fósiles, y consideramos que en los cranides estudiados existen abundantes formas W y L.

Escudo cefálico: El contorno general de forma semicircular, achatado en sentido sagital. La anchura de la base de la glabela es un tercio, aproximadamente, de la anchura total del escudo; el cranido representa la mitad del total de la anchu-

ra del escudo. La glabela tiene forma subcuadrangular, de bordes casi paralelos, muy redondeada en la parte anterior; los surcos, S_1 y S_2 , están profundamente marcados; el trazado del S_1 es algo cóncavo, pero menos que el S_2 , cuyos bordes en las proximidades del surco dorsal están francamente inclinados hacia atrás; como consecuencia de esta inclinación del surco S_2 , el lóbulo frontal adquiere una forma subcuadrangular de contorno muy suavizado y redondeado; los S_3 y S_4 tienen un desarrollo mucho menor y no son transglabellares, como lo son S_1 y S_2 ; el trazado de los S_3 y S_4 es subparalelo entre sí y dirigido oblicuamente hacia atrás según un ángulo, aproximado, de unos 30°.

La superficie de la glabela aparece recubierta, así como el resto del escudo, por una crenulación pectoral de grano mediano; el surco dorsal es marcado, neto y profundo; el lóbulo occipital presenta, en ocasiones, espina occipital de longitud media; las fixígenas son estrechas y están bien delimitadas por el perfil de las crestas oculares, cuyo trazado es siempre nítido. El área preglabellar es muy reducida y, a veces, se puede asimilar al surco preglabellar; el rodete frontal no alcanza gran desarrollo, siendo, aproximadamente, de un séptimo o un octavo de la longitud del escudo.

Las mejillas libres, cuya presencia en forma aislada es de resaltar, dada su abundancia en los yacimientos, aparecen con un regular abombamiento en su zona próxima a las fixígenas; en la parte interna presentan una crenulación de características similares a las que adornan a la glabela; la forma es asimilable a un triángulo; la punta genal es corta, pero aguda.

Tórax: En los ejemplares de nuestra colección hemos contado 14 segmentos en el tórax; la longitud es dos tercios de la total del caparazón; el raquis presenta un relieve medio, pero bien individualizados los segmentos entre sí; el raquis es de bordes subparalelos; las pleuras son surcadas y terminadas en punta; la anchura total del tórax es equivalente en sus tres porciones; ocupando el raquis un tercio del total, siendo la relación final 1:1:1 entre raquis y pleuras.

Pigidio: Es de tamaño pequeño, si bien los ejemplares que hemos podido recoger no han ofrecido la calidad debida para poder dar una buena descripción.

Familia Neoredlichidae, HUPE, 1952.

Comprende formas con escudo cefálico semicircular, alargado transversalmente; la glabela es subcó-

nica, alargada, con tres pares de surcos normalmente discontinuos; las suturas preoculares son poco divergentes, formando siempre con el eje un ángulo inferior a 45°; los lóbulos palpebrales están poco diferenciados; lóbulos oculares estrechos y cortos; área preglabellar muy estrecha y a veces nula; mejillas libres amplias. Tórax con 14-15 segmentos. Pigidio de 1-8 segmentos.

Género *Perrector*, R. E. RICHTER, 1940

Especie tipo: *Perrector perrectus*, R. y E. RICHTER, 1940.

Sinonimia: *Resserops*, R. RICHTER (especie tipo: *R. resserianus*, RICHTER, 1940).

Perrector perrectus, RICHTER, 1940.

1940.—*Perrector perrectus nov. sp.*, R. y E. RICHTER.

1940.—*Resserops resserianus nov. sp.*, E. RICHTER.

1940.—*Saukianda andalusiae nov. sp.*, E. RICHTER.

1952.—*Perrector perrectus*, R. y E. RICHTER - R. y E. RICHTER.

1952.—*Resserops resserianus*, R. y E. RICHTER - HUPE.

1957.—*Perrector perrectus*, RICHTER - HENNINGS-MOEN.

La descripción del género *Perrector*, dada por R. y E. RICHTER, en 1940, es lo siguiente: "Es un género que por numerosos caracteres se aproxima a los *Saukiinae*, si bien no tiene un surco glabellar continuo; el surco frontal es poco profundo en la parte anterior de la glabera y se hace más profundo en cada lado. Carece de área preglabellar.

La glabera no está acuminada y es casi cuadrangular, estrecha y muy larga. Presenta tres surcos laterales, débiles, generalmente dirigidos hacia atrás, siendo a veces imperceptibles. El surco occipital es igualmente muy débil. La rama anterior de la sutura es corta y poco dirigida hacia el exterior. El arco ocular es muy largo, alcanzando el surco del limbo posterior. Cresta ocular bien diferenciada, formando una prolongación ininterrumpida del lóbulo palpebral, esta cresta es corta. El lóbulo palpebral es plano; la mejilla fija es pequeña y se hace más profunda delante del ojo; su punta (punta del limbo posterolateral) es estrecha y corta.

HUPE (1952) añade: "En la especie tipo, el tórax tiene por lo menos 12 segmentos. El pigidio que se atribuye a esta especie es muy alargado y

de forma elíptica. La zona surcada está abombada; presenta, rodeando a los lóbulos pleurales, un limbo plano, no surcado, cuya anchura es casi igual a la altura de un anillo axial. El raquis es, aproximadamente, el triple de largo que de ancho, con 7 anillos axiales; se prolonga por medio de un abultamiento (cresta prostaxial) que atraviesa el limbo y alcanza el borde posterior.

Derivación del nombre: Alude a la forma muy rectilínea de la glabera.

Edad y distribución geográfica: En el Antiatlás (Marruecos, zona VI. En España (Andalucía).

Género: *Gigantopygus*, HUPE, 1953.

Genotipo: *Gigantopygus papillatus*, HUPE, 1953.

En 1950, HENRY y GENUVEVE TERMIER dan, en su Paleontologie Marocaine, T. II, Vol. XXXVI, figuras 25-26, el croquis de un fragmento del pigidio y dos segmentos torácicos incompletos, pertenecientes a la colección Bondon, que se asemejan con cierta reserva al género *Macropyge*; este género es el único representante de la familia *Macropigidae*, creada por KOBAYASHI, en 1937. El género de STUBBLEKELD (1927) es característico del Ordovícico inferior y su presencia en el Cámbrico inferior era, al menos, sorprendente.

HUPE, en 1953, estudió un buen número de ejemplares de dicha colección, Bondon, que le permiten atribuir dicho pigidio y segmentos torácicos a un céfalon que, dados sus caracteres, se puede colocar próximo a los *Neoredlichidae*.

Descripción del género: Son Trilobites de tamaño grande (próximo a los 15 centímetros, como máximo), presentando un pigidio característico. Escudo céflico de contorno semicircular alargado en el sentido transversal; la glabera es subcónica ampliamente redondeada por delante; presenta 3-4 pares de surcos glabellares; los S_3 y S_4 se unen frecuentemente, casi llegan a ser transglabellares; el surco occipital es casi discontinuo, atenuándose en la zona central. Rodete frontal aplanado, más o menos ancho; área preglabellar muy estrecha o nula. Las suturas preoculares son moderadamente divergentes, formando con el eje, en el comienzo de los lóbulos oculares, un ángulo netamente inferior a 45°; poco después se acodan bruscamente para atravesar el amplio rodete más o menos paralelamente al eje. El limbo posterolateral es largo y estrecho. Los lóbulos oculares son muy arqueados, alcanzando, por lo menos, el nivel del surco occipital; el surco pseudopalpebral aparece bastante neto. Las fixígenas tienen una anchura variable, que



Lámina II

1 y 3: Librigenas de *Saukianda andalusiae*: 1, forma L, y 2, forma W.—2: Granidio de *Saukianda andalusiae*, R. y E. RICHTER, 1940; forma L.—4 y 10 (a, b): Moldes interno y externo de *Perrector perrectus*.—5 y 7: Pigidio de *Saukianda andalusiae*, R. E. RICHTER, 1940; forma L.—8 y 9: Escudos céfalicus de *S. Sampelayoi*: 8, forma W, y 9, forma L.—6: Pigidio de *Gigantopygus* sp.

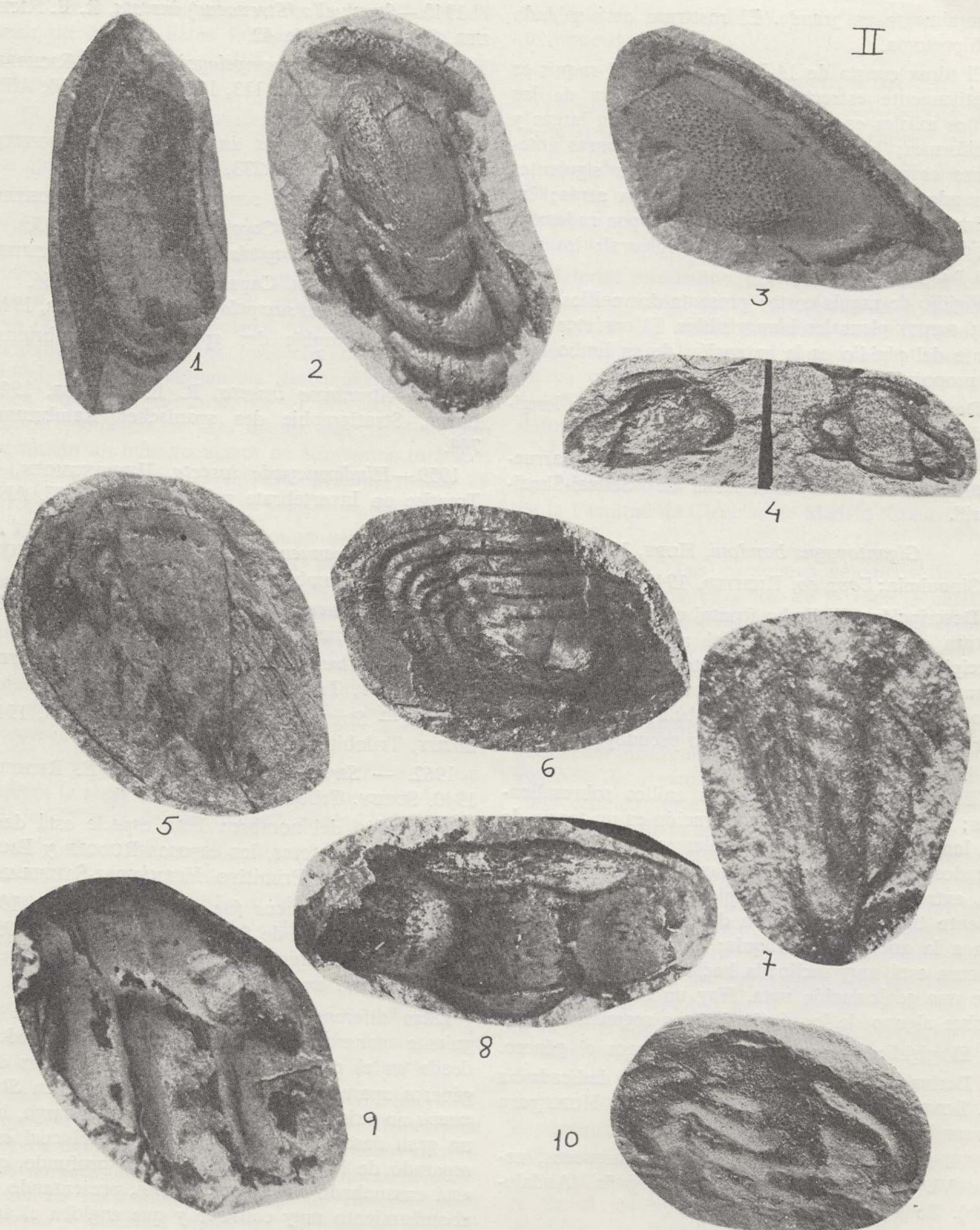


Lámina II

1 y 3: Librigenas de *Saukianda andalusiae*: 1, forma L, y 2, forma W.—2: Granidio de *Saukianda andalusiae*, R. y E. RICHTER, 1940; forma L.—4 y 10 (a, b): Moldesinterno y externo de *Perrector perrectus*.—5 y 7: Pigidio de *Saukianda andalusiae*, R. E. RICHTER, 1940; forma L.—8 y 9: Escudos cefalicus de *S. Sampelayoi*: 8, forma W, y 9, forma L.—6: Pigidio de *Gygantopygus sp*

generalmente es grande. El rostrum está soldado al hipostoma.

El tórax consta de 14-15 segmentos. El raquis es relativamente estrecho; la altura relativa de los anillos axiales es variable. Las pleuras son largas y falciformes; la parte proximal de las pleuras anteriores es prácticamente transversa; las siguientes van adquiriendo posición oblicua hacia atrás; las últimas se van incurvando y acaban por rodear el pigidio. Carece de segmento macropleural; los surcos pleurales son largos.

Pigidio de raquis corto; presenta dos anillos axiales; surcos pleurales bien visibles. El carácter chocante del pigidio es la extensión de su limbo, que le proporciona una forma muy alargada.

Derivación del nombre: Alude a la gran longitud del pigidio.

Reparto geográfico y edad: Antiatlas (Marruecos), Andalucía (España). Zona de "Souzai-Schneideri".

Gigantopygus bondoni, HUPE, 1953

Sinonimia: *Eops eo*, RICHTER, 1940.

Descripción: El limbo frontal es muy amplio; su altura es prácticamente igual a la del segmento occipital y del preoccipital juntos. La anchura máxima de la fixígena es, aproximadamente, dos tercios de la altura total de la glabella; el lóbulo ocular está muy arqueado; el surco pseudopalpebral es muy neto.

El raquis torácico tiene los anillos sobresalientes; en la zona central, la elevación es un tercio de la longitud. Los surcos pleurales son anchos y profundos, por lo menos en las pleuras anteriores; la extremidad del curso pleural del primer segmento tiene una distancia del surco dorsal idéntica a la anchura del raquis; la parte distal de la pleura está muy inclinada hacia atrás y va seguida de una geniculación neta. Hay un tubérculo impar sobre alguno de los 6 (?) últimos segmentos.

El pigidio es como el descrito para el género.

Derivación del nombre: Especie dedicada a J. BONDON, cuya colección ha servido a HUPE para crear la especie.

Edad y reparto geográfico: En Marruecos, zona VI. Localidad tipo: Isaféne. España (Andalucía). Zona "souzai-schneideri".

Strenueva sampelayoi, R. E. RICHTER, 1940

1940.—*Strenuela (Strenueva) sampelayoi* n. sp., R. E. RICHTER, Saukianda stufe.

1940.—*Strenuela (Strenueva) insecta*, R. E. RICHTER, Saukianda stufe 42.

1953.—*Strenueva sampelayoi*, R. E. RICHTER, 1940. HUPE, Antiatlas, 113, 114, 206, 209, 210, Abb. 14/1.

1953. *Hindermeyeria insecta*, R. E. RICHTER, HUPE, Antiatlas, 209, 233, 264, Abb. 56/21.

1958. — *Strenueva sampelayoi*, R. E. RICHTER, 1940. HENNINGMOEN, Capas de Saukianda, 265.

1958. — *Hindermeyeria insecta*, R. E. RICHTER, 1940. HENNINGMOEN, Capas de Saukianda, 266.

1958.—*Strenueva sampelayoi*, R. E. RICHTER, 1940. LOTZE, Stratigraphie des spanischen Kambriums, 744.

1958.—*Strenueva insecta*, R. E. RICHTER, 1940. LOTZE, Stratigraphie des spanischen Kambriums, 744.

1959.—*Hindermeyeria insecta*, HENNINGMOEN, in Treatise on Invertebrate paleontology, o 207, Abb. 149/8.

1961. — *Strenueva sampelayoi*, R. E. RICHTER, 1940. LOTZE, Kambrium Spaniens, 174.

1961.—*Strenueva insecta*, R. E. RICHTER, 1940. LOTZE, Kambrium Spaniens, 174.

1961. — *Strenueva sampelayoi*, R. E. RICHTER, 1940. SDZUY, Trilobiten: 299, 229, 301.

1961. — *Strenueva insecta*, R. E. RICHTER, 1940. SDZUY, Trilobiten: 229, 301.

1962. — *Strenueva sampelayoi*, R. E. RICHTER, 1940. SDZUY, Trilobiten, 2.

Derivación del nombre: Esta especie está dedicada por sus autores, los esposos RUDOLF y EMMA RICHTER, a don Primitivo HERNÁNDEZ-SAMPELAYO.

El género *Strenueva* fue creado en el año 1940 como un subgénero de *Strenuela*. P. HUPE, en 1952, establece las diferencias esenciales entre *Strenueva* y los géneros *antatlasia* e *Hindermeyeria*.

Estas diferencias podemos resumirlas de la siguiente manera: Glabella más ampliamente redondeada en el caso de *Strenueva*; en los otros dos géneros aparece subtruncada por delante. En *Strenueva* no existe área prefrontal y, sin embargo, hay un gran desarrollo del rolete frontal, el cual está separado de la glabella por un surco profundo, que está ensanchado en la zona central, presentando un abombamiento muy convexo y que engloba el área preglabellar.

HUPE (1952) hace alusión a la existencia del carácter hundido del área preglabellar en algunas de

las formas de este género, de la localidad andaluza de Alanís. Estas formas son las que hemos dado como especie nueva, denominándolas *Strenueva melendezi*.

El cranidio de *Strenueva* se diferencia del de *Angusteva* en que presenta una anchura relativa de su glabella, algo mayor, así como por la ausencia de una espina occipital.

El hecho de estar encuadrados los miembros del género *Strenueva* en el grupo de los *Polímeros* se debe al descubrimiento del profesor G. HENNINGMOEN (1952) en Alanís; el cual encontró ejemplares de *Strenueva sampelayoi* muy completos; presentaban 12 segmentos torácicos, dato que hasta aquel momento permanecía desconocido; un examen posterior realizado por el profesor P. HUPE sobre ejemplares de esta misma especie, dio como resultado un número mayor de segmentos torácicos para los componentes de este género, siendo de 14-15 el nuevo obtenido. El pidigio es muy pequeño.

El aspecto del tórax es muy semejante al de *Antatlasia* e *Hindermeyeria*; las pleuras se presentan según una dirección normal al eje del cuerpo; presentan un surco ancho y profundo, jalónado por dos bandas estrechas y que llegan hasta la extremidad de cada pleura; el raquis es relativamente ancho, llegando a alcanzar las medidas del género *Antatlasia*, pero es más ancho que el de *Hindermeyeria*.

Edad y reparto geográfico: En Marruecos pertenece a la zona VI. En Andalucía aparece en las llamadas "Capas de Saukianda", zona 12 de LOTZE.

P. HUPE (1952) señala esta fauna como asociada al *Serrodiscus serratus*, R. E. RICHTER, en las margas abigarradas, rojas y verdes (Herrería-mergel) que se encuentran por debajo de las capas de Rincon (Rincon schisten).

El carácter de estas capas se asemeja mucho a las capas y de Amouslek de la zona VI de Marruecos; así, pues, se equiparan las arenas de Rincon a las arenas terminales de Amouslek.

Las observaciones realizadas por G. HENNINGMOEN (1957) sobre nuevo material proporciona nuevos datos de detalle sobre los caracteres externos de esta fauna; este autor hace notar la semejanza de las regiones torácicas de *Hindermeyeria insecta* y *Analisia guillermo*, apuntando que las protuberancias o espinas axiales parecen estar ausentes; las crestas ocupares y los surcos glabulares están poco marcados en las formas L, mien-

tras que en las formas W están netas y claramente marcadas.

Strenueva melendezi, n. sp.

Derivación del nombre: Esta especie está dedicada al profesor don Bermudo MELÉNDEZ.

Localidad típica: El mayor porcentaje de ejemplares de esta especie lo hemos encontrado en los puntos 1 (Km. 141,700) y 2, Hornillo Viejo (véase figura 1).

Material estudiado: Contamos en nuestra colección con un total de 15 ejemplares de la nueva especie, 4 de los cuales presentan casi completos los caracteres morfológicos del caparazón; el resto son, en su casi totalidad, escudos cefálicos, los cuales aparecen neta y claramente marcados los detalles definitorios.

Todo el material de esta nueva especie se encuentra depositado en el Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias de Madrid (Colección Gil Cid).

Descripción: Los caracteres genéricos de estas formas son similares a los de la especie anteriormente descrita; estribando las diferencias específicas en la morfología del cranidio; así, pues, nos vamos a limitar a describir esta región para dar sus características.

El escudo cefálico presenta forma semicircular, ligeramente acuminada en el punto sagital medio; ausencia de ornamentación en la superficie del escudo cefálico; la anchura de la base de la glabella es un cuarto de la anchura máxima del escudo cefálico; las fixígenas tienen una anchura semejante a la de la glabella; la anchura del cranidio en su parte basal es tres cuartos de la anchura total del escudo cefálico; la longitud máxima del cranidio (longitud en sentido sagital) es, en los ejemplares medidos por nosotros, un tercio de la longitud total del ejemplar; la longitud de la glabella es dos tercios de la de la glabella, quedando un tercio ocupado por el área preglabellar; la glabella está perfectamente delimitada por los surcos que marginalmente la recorren; estos surcos son siempre netos y profundos; la segmentación glabellar es nula; el lóbulo occipital está perfectamente individualizado, ocupando un sexto de la longitud total del escudo; la forma general de la glabella es troncocónica, de lados subparalelos; la cúspide aparece muy redondeada y bien delimitada por un profundo surco; el área preglabellar presenta una hendidura que lo diferencia de la *Strenueva sampelayoi*; esta hendidura

Número de zona	Nombre de zona	Fauna más importante	Localidades	Cámbrico medio (?)		
				Cámbrico inferior B	Cámbrico inferior C	Valdemiedes
18	<i>mureoensis - hastata</i>	Paradoxides mureoensis.	Zafra (?) Murero A ₉ -A ₁₀	Capas (Lorze-Sdzuy, 1961)	Sdzuy, 1971	
17	"	"	Zafra (?) Murero A ₇ -A ₈	Capas de Murero A ₇ -A ₈		
16	<i>ibericus - ondulata</i>			Capas de Murero A ₆ .		
15	<i>ibericus</i>			Capas de Murero A ₅ .		
14	<i>termierella - Perrector</i>			Capas de Murero A ₅ -A ₄ .		
13	<i>Relaspis - Kingaspis - Pseudolenum</i>	Realpis stenoides, Kingaspis vejatus, Pseudolenum wegei.	Cortijos Zafra (Córdoba).	Areniscas de Cortijos.	Areniscas de Da-roca.	
12	<i>Saukianda - guillermoi</i>	Strenueva sampelanoi, Eops eo, Alanisia guillermo, Saukianda andalusiae, El-lipostrenua, Saukianda an-dalusiae, Perrector pe-rectus.	Alanis Zafra (Cór-doba).	Capas de Lobo, horizonte superior.	Guadalcanal 3, Alanís.	
11	<i>alanisiana - Saukianda</i>	Saukianda andalusiae, El-lipostrenua	Alanis Zafra.	Capas de Lobo, algo más bajas.		
10	<i>speciosus - morenica</i>	Aldonnia - morenica.	Arroyo Viar, Llere-na, Cumbres Mar-yores.	Capas al Norte del Arro-yo Viar.	Guadalcanal 2, Cala 2, Llerena.	
9	<i>serratus</i>	Eodiscus serratus.	Noez.	Margas superiores Herre-ria.	Cala 1, Vila Boim.	
8	<i>souzai - schneideri</i>	Atops calanus, Triangu-lapis fusca, Protaldo-naia morenica, Hicksia hispanica, Delgadella souzai, Callavia lotzei, Longianda, Gigantopy-gus bondoni.	Arroyomolino - Ca-návalo, Llere-na, Zafra, Cum-bres Mayores.	Margas medias de Herre-ria, pizarras verdes de Vila Boim.		
7	<i>cornuta - sevillana</i>	Terrierella sp, andalusia-na cornuta.	Guadalcanal.	Capas altas de Molinos.	Guadalcanal 1.	

ocupa la porción media dentro de la extensión total del área, quedando ésta dividida en dos partes equivalentes; su trazado es longitudinal y comienza en el borde anterior del cranidio para ir a desembocar en el surco preglabellar; la anchura de este surco es mediana y tiene las proporciones del surco preglabellar. Rodete frontal estrecho. Las fixígenas están, en la mayor parte de los casos, muy abombadas, proporcionando al conjunto un marcado carácter diferenciador. Puntas genales cortas.

En los ejemplares que hemos encontrado, tanto de esta nueva especie como de *Strenueva sampelanoi*, hemos contado 14 segmentos torácicos; siempre bien individualizados y con las puntas pleurales acabadas en una punta aguda, pero corta. El pigidio es pequeño, pero no hemos encontrado ejemplares lo bastante perfectos para dar sus caracteres morfológicos.

Edad y reparto geográfico: Es la misma que la de *Strenueva sampelanoi*; zona 12 de LOTZE.

Conclusión: Estas dos especies, *Strenueva sampelanoi*, R. E. RICHTER, 1940, y *Strenueva melendezi n. sp.*, proporcionan una datación muy precisa en aquellas series estratigráficas en las cuales aparecen; según la reciente terminología dada por SDZUY (1971), están situadas en el Marianense superior, siendo equivalente a las faunas de Guadalcanal 3 y dentro de la Cordillera Ibérica, equivalente a la parte superior de las pizarras de Huérmeda. En Marruecos correspondería a la formación Tasousekht, y en Siberia, con la Botoma.

Relaciones con otras faunas y conclusiones

Los Trilobites de Alanís presentan conexiones claras con Zafra y Murero, al tener especies comunes. No obstante, durante el curso de nuestro trabajo de investigación de estas faunas, hemos ido cimentando la hipótesis de una relación más estrecha entre Alanís-Zafra que entre Alanís-Murero, sobre todo en lo que se refiere a la posición estratigráfica de niveles con igual contenido faunístico. Para poder establecer la identificación de Zafra-Murero es preciso poder determinar, a nivel específico, el contenido faunístico de los niveles del Cámbrico medio, sobre todo, de los ejemplares que hemos encontrado de Paradoxides. El interés que reviste el cierre del círculo Alanís-Zafra-Murero es de gran importancia, dado que esta zona sería y abarcaría una representación muy completa del Cámbrico inferior y medio.

Los yacimientos de Alanís contienen fauna de edad Cámbrico inferior, sin que hayamos encontrado representantes de Cámbrico medio. Si hemos hallado Arqueociátidos; su estado de conservación no ha permitido una determinación precisa en cuanto a la especie.

HUPE (1952), en su obra sobre el Cámbrico de Marruecos (p. 45), nos habla de las posibles conexiones de la fauna del Antiatlas; este autor coloca Saukianda, Resserops, Perrector Eops y formas afines dentro de los Redlichiiidae. En Marruecos tenemos fauna semejante a la de Alanís en la zona IV (Longienda y Gigantopygus). P. HUPE (1952, p. 46) nos habla de las provincias faunísticas existentes en el Cámbrico inferior: Provincia de Olenellus, que comprende América del Norte, Europa septentrional y occidental, y la provincia de Redlichia (Mar Muerto, Irán, Himalaya, Asia oriental y Australia). La fauna de Alanís está relacionada con la provincia de Redlichia.

SDZUY (1971, p. 757) indica que la fauna más elevada dentro del Cámbrico inferior, fuera de la región celtibérica, es la de los Cortijos de Malagón (Ciudad Real); en nuestros trabajos hemos encontrado fauna de los Cortijos en Zafra y en otros yacimientos, inéditos hasta la fecha, en las proximidades de Córdoba.

En el cuadro 1 hemos representado un intento de correlación y de situación relativa de las faunas de Alanís con otros yacimientos del Cámbrico inferior próximos.

Recibido: 31 de julio de 1974.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- GIL CID, D.: Nuevo yacimiento de Trilobites en el Cámbrico inferior de Huelva (Sierra Morena). Estudios Geológicos, 27-293-296 (1971).
- *Strenueva melendezi noc sp.* del Cámbrico inferior de Alanís (Sevilla), Estudios Geológicos, 28-463-467 (1972).
- Aportación al conocimiento del Cámbrico inferior de Sierra Benera, Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.), 70: 215-222 (1972).
- Nota preliminar sobre el contenido faunístico y edad del Cámbrico de Zafra y Alconera (Badajoz), Boletín Geológico y Minero, 84-26-31 (1973).
- GIL CID, D., & YAGÜE, A.: Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo, Estudios Geológicos, 28, 105-109 (1972).

- HENNINGSMOEN, G.: Remarks on the classification of Trilobites, Norks. Geol. Tidsskr, 29, 174-217 (1951).
- Los Trilobites de las Capas de Saukianda, Cámbrico inferior, en Andalucía, Estudios Geológicos, 14, números 35-36, 252-269 (1957).
- LOTZE, F., & SDZUY, K.: Das Kambrium Spaniens, tomos I y II, Estratigrafía y Paleontología, Akad. Wissens, Liter, Mainz, 693 págs. (1961).
- HUPE, P.: Contribution a L'étude du Cambrien Inferieur et du Precambrien III de L'Antiatalas marocain, Notes et Memoires du Services Geologiques du Maroc, 401 páginas (1952).
- Classification des Trilobites, Annales de Paleontologie, 39, 326 págs. (1953).
- RICHTER, R. & E.: Die Saukianda-stufe von Andalucien, eine fremde Fauna im europäischen Ober-Kambrium, Ab. senkenberg Naturfors. Ges, 450, 1-88 (1940).
- Die fauna des Unter-Cambrum von Cala in Andalusie, Ab. Senckenberg Naturfors Ges, 455: 1-80 (1941).
- SDZUY, K.: Nueve Trilobites aus dem Mittelkambrium von Spanien, Senkem. lethaea, 39, 235-253 (1958).
- VEGAS, R.: Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y la Sierra al norte de la provincia de Cáceres (Extremadura española), Boletín Geológico y Minero, 82, 351-358 (1971).
- Precisiones acerca del Cámbrico del Centro y Sur de España. El problema de la existencia de las Sierras de Cáceres y Noroeste de Badajoz, Estudios Geológicos, 27, 419-425 (1971).

Recibido: Octubre 1974.



El Jurásico de la Sierra de Altomira y su Correlación con el de Sectores Suroccidentales de la Cordillera Ibérica (Cuenca)

Por P. SANCHEZ SORIA

RESUMEN

En esta nota se describen las series estratigráficas del Jurásico en la Sierra de Altomira y en la zona comprendida entre los embalses de Alarcón y Contreras del extremo suroccidental de la Cordillera Ibérica. Ambas series ofrecen gran semejanza entre sí, lo cual permite establecer una correlación bastante precisa. Mediante esta correlación se llega a datar indirectamente el Jurásico de la Sierra de Altomira, problema que no había sido resuelto satisfactoriamente hasta ahora a causa de la ausencia de fauna.

En la zona SO de la Ibérica la serie abarca desde el Hettangien hasta el Kimmeridgiense, mientras que en Altomira la serie termina en el Bathoniense. En ambos casos el Jurásico está fosilizado por sedimentos discordantes pertenecientes a distintos pisos del Cretácico inferior.

RÉSUMÉ

On décrit les séries stratigraphiques du Jurassique à la Sierra d'Altomira et à la zone comprise entre les barrages d'Alarcón et Contreras à l'extrême suroccidentale de la Chaîne Iberique. Les deux séries offrent une grande ressemblance, ce qui permet d'établir une correlation assez précise. C'est ainsi qu'on arrive à dater indirectement le Jurassique de la Sierra d'Altomira, problème que jusqu'au présent n'avait été pas résolu satisfactoriement à cause de l'absence de faune.

Au SO de la Chaîne Iberique la série jurassique comprend de l'Hettangien au Kimeridgien tandis qu'à Altomira la série n'arrive qu'au Bathoniense. "Le Jurassique est partout fossilisé par sediments discordants appartenant à divers étages du Crétacé Inférieur.

1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Aunque desde muy antiguo algunos autores se habían ocupado del estudio de la Sierra de Altomira, la diferenciación de Jurásico y Cretácico fue puesta de relieve con cierto detalle por vez primera en 1933 por RICHTER y TEICHMUELLER. Estos autores atribuyen al Liásico la formación carbonatada que aparece bajo el Albense en muchos lugares y a veces con notable extensión, en la Sierra de Altomira. Posteriormente, los autores que han realizado estudios en esta región han mantenido dicho criterio, es decir, han considerado como Liás, de manera indiferenciada y basándose en su-

puestos paleogeográficos, el yacente de las facies Utrillas.

Sin embargo, en estudios más recientes (*) hemos podido observar que, aun a pesar de la pobreza faunística que no permite dataciones precisas, en la formación infra-albense de gran parte de la Sierra de Altomira estarían representadas series jurásicas posteriores al Liás, y, desde luego, que esta formación es mucho más compleja y variada de lo que se venía suponiendo.

Pero además de estas observaciones dentro de la propia Sierra de Altomira hemos podido com-

(*) Fundamentalmente Tesis Doctoral del autor.

probar, en estudios llevados a cabo últimamente (7) en áreas adyacentes enclavadas ya en sectores sur-occidentales de la Cordillera Ibérica (fig. 1), que las series jurásicas de estos sectores y las de Altomira presentan tal semejanza de facies que pueden establecerse correlaciones litológicas bastante segu-

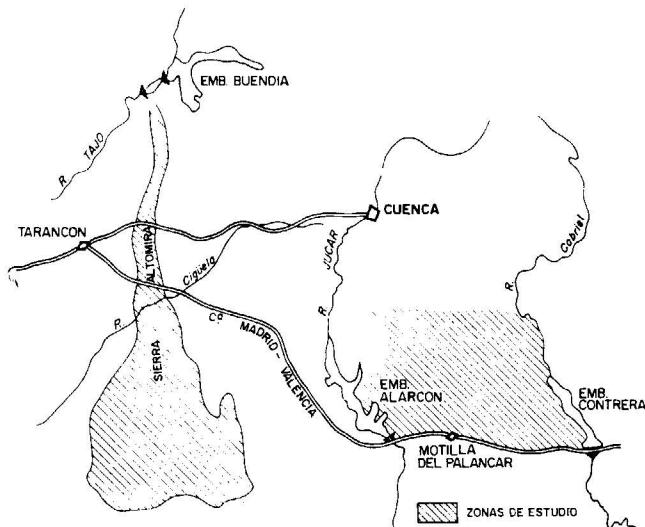


Figura 1
Esquema de situación

ras. Por otra parte, el hallazgo de fauna y la consecuente datación precisa de varios pisos en aquellos sectores de la Cordillera Ibérica, permite, de manera indirecta, llegar a datar con bastante seguridad las series jurásicas de Altomira; problema que hasta la fecha no había sido resuelto satisfactoriamente (**), y que constituye el objeto fundamental de esta nota.

2. DESCRIPCION DE LAS SERIES

2.1. SIERRA DE ALTOMIRA

La serie típica completa sólo es observable, como después veremos, en la mitad meridional de la Sierra de Altomira. En esta zona, atendiendo principalmente a criterios litológicos, los tramos que resumidamente la integran son, de muro a techo, los siguientes:

(**) Incluso nuestra nota publicada anteriormente (15) quedaría, en lo referente al Jurásico superior, rectificada con los datos ahora aportados.

A) Complejo dolomítico inferior.—En detalle suele ser muy variado, pudiéndose distinguir diversos horizontes en cuanto a sus caracteres texturales y composición más o menos dolomítica. En líneas generales, es un tramo formado por dolomías y calizas dolomíticas de aspecto carniolar, con frecuencia brechificadas y oqueras, de carácter masivo y colores blanquecinos o pardos con tintes rojizos.

En la Sierra de Almenara, donde afloran los términos más bajos, este tramo alcanza un espesor superior a los 200 metros, apareciendo en la base unos 30 metros de calizas dolomíticas blanquecinas, muy cristalinas y bien estratificadas, lo que les da un aspecto característico y diferente del resto del paquete.

Aunque el Trías no llega a aflorar en la Sierra de Altomira puede afirmarse —según hemos comprobado en zonas suroccidentales próximas— que este tramo dolomítico inferior reposa sobre el Keuper. De ahí que hayamos atribuido a dicho tramo una edad Liásica inferior como ya es clásico en toda la Cordillera Ibérica.

B) Calizas grises. Se trata de una barra de unos 30-40 metros de espesor, situada a techo del tramo anterior, formada por calizas grises litográficas de fractura conoidea, a veces oolíticas, con restos de crinoides (fig. 2) y esquirlas de conchas (biomicritas).

C) Complejo calizo-dolomítico medio. — Este tramo aunque más calcáreo, se presenta en el campo con características bastante parecidas al tramo A, con el cual a veces puede confundirse. Son calizas y dolomías brechoides (fig. 3), pardo-rosadas, con frecuencia masivas, oqueras, con deposiciones espáticas irregulares de color blanquecino. Se definen a veces niveles de caliza dolomítica estratificada de color pardo que suelen conservar oolitos. Lateralmente, sobre todo en sentido meridional, estos materiales se hacen más calcáreos e intercalan numerosos niveles margo-arcillosos oscuros, a veces yesíferos. El espesor más corriente de este tramo es de unos 60 metros.

D) Calizas oolíticas tableadas.—Es un tramo muy característico formado por calizas tableadas en lechos de 10 a 40 cm, en las que se dibujan numerosos estilolitos, de color crema o rosado-amarillento, con abundantes oolitos, crinoides y secciones de braquiópodos (fig. 4), así como microfauna constituida por *Nautiloculina*, *Lenticulina*, et-

cétera. Su espesor varía normalmente entre 60 y 80 metros.

Estas calizas pueden estar afectadas por una dolomitización secundaria, en cuyo caso el tramo se torna masivo y pierde su característico aspecto.

E) Complejo margo-dolomítico superior.— Dentro de éste incluimos los dos tramos finales de la serie, cuyas características litológicas son bastante diferentes entre sí:

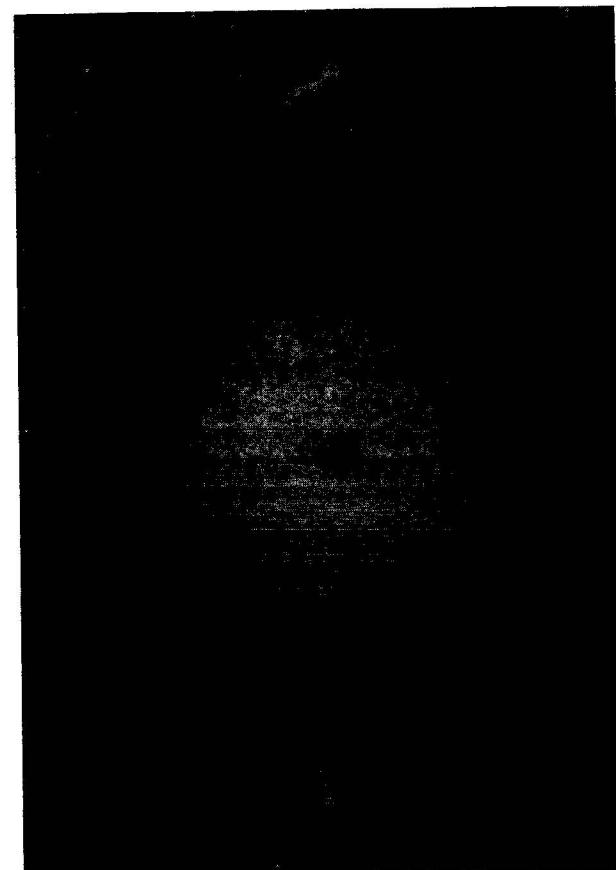


Figura 2

Biomicrita típica del Pliensbachiense (Tramo B) de la Sierra de Altomira. Hoz del Cigüela. L N x 35



Figura 3

Intraesparita del Toarcense (Tramo C) en facies calizo-dolomíticas de la zona N de Altomira. Muestra recogida de 700 m. al O del kilómetro 6 carretera Saelices-Almonacid del Marquesado. L N x 28



Figura 4

Aspecto microscópico característico de las calizas tableadas oolíticas con restos de Crinoides, del Bajociense de Altomira (Tramo D). L N x 35

El tramo de base (E_1) está formado por margas y arcillas yesíferas de colores abigarrados, rojo, gris, verde y oscuro, definiéndose algún nivelillo de yeso secarioideo de hasta 20 cm de espesor. Contienen también cristales bipiramidados de cuarzo, así como algunos restos de algas y ostrácodos. Estas facies margo-arcillosas pasan en sentido meridional a otras progresivamente calcáreas, que finalmente



Figura 2

Biomicrita típica del Pliensbachiense (Tramo B) de la Sierra de Altomira. Hoz del Cigüela. L N x 35



Figura 3

Intraesparita del Toarcense (Tramo C) en facies calizo-dolomíticas de la zona N de Altomira. Muestra recogida de 700 m. al O del kilómetro 6 carretera Saelices- Almonacid del Marquesado. L N x 28

cétera. Su espesor varía normalmente entre 60 y 80 metros.

Estas calizas pueden estar afectadas por una dolomitización secundaria, en cuyo caso el tramo se torna masivo y pierde su característico aspecto.

E) Complejo margo-dolomítico sueprior.—Dentro de éste incluimos los dos tramos finales de la serie, cuyas características litológicas son bastante diferentes entre sí:

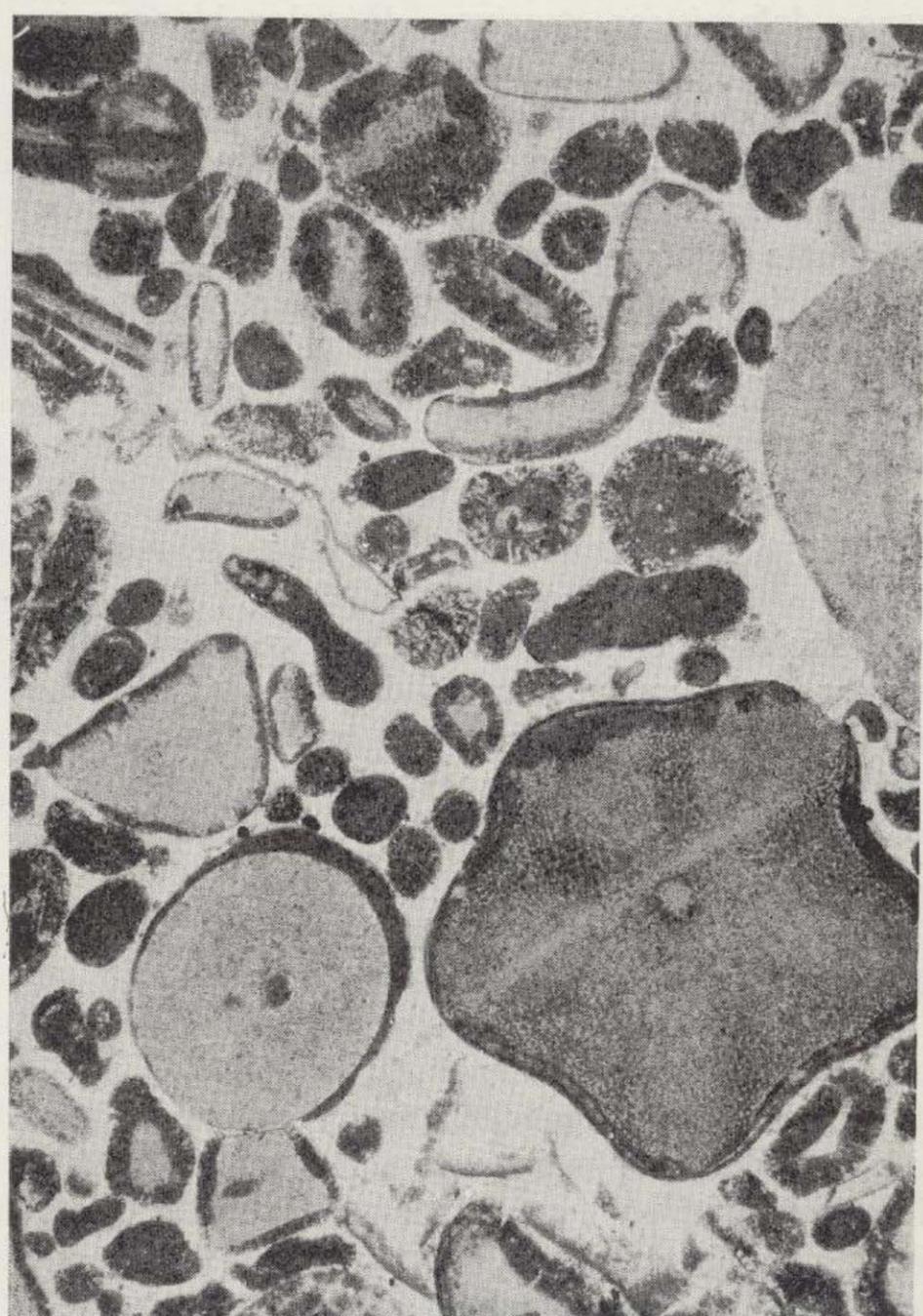


Figura 4

Aspecto microscópico característico de las calizas tableadas oolíticas con restos de Crinoides, del Bajociense de Altomira (Tramo D). L N x 35

El tramo de base (E_1) está formado por margas y arcillas yesíferas de colores abigarrados, rojo, gris, verde y oscuro, definiéndose algún nivelillo de yeso secaroideo de hasta 20 cm de espesor. Contienen también cristales bipiramidados de cuarzo, así como algunos restos de algas y ostrácodos. Estas facies margo-arcillosas pasan en sentido meridional a otras progresivamente calcáreas, que finalmente

quedan constituidas por una alternancia de calizas y dolomías margosas blanquecinas, de medio claramente marino, con finos niveles arcillosos y restos de fauna de gasterópodos y lamelibranquios, así como algunos niveles oolíticos. El espesor de este paquete varía de 0 a 80 metros, manifestándose el aumento de potencia en sentido suroriental.

El tramo final del Jurásico (E_3), sobre el que ya se apoyan en discordancia las facies Utrillas, se compone de un nivel en el techo de calizas más o menos dolomíticas, masivas, de color blanquecino o morado, y debajo, una masa calizo-dolomítica brechoide que hacia el sur pasa a una brecha intratacional muy característica de caliza gris sublitoránea muy compacta, soldada y frágil. Ambos horizontes calcáreos son azóicos y su espesor conjunto varía en el mismo sentido que el tramo margoso inferior, con valores comprendidos entre 0 y 110 metros.

2.2. ZONA SUROCCIDENTAL CORDILLERA IBÉRICA

Al hablar de esta región nos referimos fundamentalmente a la zona comprendida entre los embalses de Alarcón y de Contreras en la cual se han concentrado nuestras observaciones, si bien hemos comprobado que el Jurásico se extiende mucho más al N con facies iguales o muy parecidas.

Los tramos litológicos de que consta la serie son, de muro a techo, los siguientes:

A) Complejo calizo-dolomítico inferior.—Se apoya directamente sobre el Keuper. La serie comienza con unos 20-30 m de dolomías o calizas dolomíticas blanquecinas, muy cristalizadas y bien estratificadas. Encima continúa un conjunto de 100-120 m de espesor de calizas pardas o grises, calizas dolomíticas y algún nivel margoso. En la mitad superior de este conjunto son frecuentes los restos de microfauna entre los que cabe citar por su interés *Haurania deserta* Henson y *Haurania amiji*, así como Ostrácodos, Crinoides, Gasterópodos y Algas.

Lateralmente este complejo se dolomitiza y se hace carniolar y masivo.

B) Calizas grises.—Consta de un paquete de unos 20 m de caliza gris (Biomicritas principalmente) bien estratificadas, con algún nivel margoso intercalado en los que se ha encontrado *Rhynchonella dumbletonensis* Dav, *Terebratula ovolum* Quenst y Crinoides. Con frecuencia este tramo se dolomi-

tiza y no es posible su separación del complejo inferior.

C) Complejo margo-calizo.—Conjunto de espesor variable entre 20 y 80 m predominantemente margoso en el que intercalan frecuentes bancos de calizas margosas, dolomías y calizas grises, cuya proporción presenta notables variaciones laterales. Se reconocen *Lingulina pupa* Terq, Lagénidos, restos de Crinoides, Gasterópodos y ejemplares de *Rynchonella* y *Terebratula* indeterminables.

D) Calizas oolíticas tableadas.—Tramo muy característico de 60-70 m constituido por calizas tableadas de color pardo amarillento y rosado, con niveles muy oolíticos y abundantes Crinoides. La microfauna, aunque no muy determinativa, es relativamente abundante, presentándose una asociación de *Trocholina alpina* Leup, *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Vidalina martana*, *Guadryina*, *Spirophathalmidium*, *Marginulina*, *Frondularia*, *Glomospira*, *Hemigordius*, *Pfenderina*, *Nodosaria*, etc.

Con frecuencia estas calizas se dolomitizan y toman entonces un aspecto masivo de color pardo.

E) Complejo calizo dolomítico superior.—Consta de un nivel en la base (E_1) de arcillas gris-verdosas con espesor bastante constante en esta zona de unos 8-10 m. Encima un tramo (E_2) de dolomías pardo rojizas de grano grueso y aspecto brechoide, con un espesor de unos 80 m. Estas dolomías son de sustitución, apreciándose a veces restos difusos de microfauna. Finalmente, el complejo termina con un nivel (E_3) de unos 12-15 m de calizas que destacan en el paisaje por su intenso color blanco lechoso. Son biomicritas, a veces oolíticas, en las que se han encontrado *Protopeneroplis striata* Weynch, *Chrysalidina* sp., *Pfenderina*, *Gaudryina*, Charáceas, Ostrácodos y Lamelibranquios.

Todos los conjuntos descritos encuentran una representación privilegiada en el flanco occidental del anticlinal de Yémeda a lo largo de la carretera que une esta localidad con la de Paracuellos (Hoja número 664).

F) Calizas con ammonites.—Se trata de un paquete de unos 30 m de calizas de color crema o pardo-amarillento, generalmente tableadas, nodulosas y aspecto margoso (biomicritas). Contienen abundante macrofauna entre la que destacan: *Divisospinctes bifurcatus* Quenst, *Ortosphinctes tiziani* Ossel, *Lidoceras planula* Zieten, *Dichotomoceras* di-

chotomus Buckman, *Berniceras inconspicuum* Loriol, *Aulocothyris impressa* Venbucht, *Hibolites hastatus* Btair, *Cidaris florigemma* Phill, *Cribospongia clatrata* Gold, *C. reticulata* Gold, *Rynchonella inconstans* Sow, *Terebratula bisuffarinata* Schl, *T. boloniensis* Regaux y Sauvage, *T. Zieteni* P. de Lonn. La microfauna también es abundante, entre la que destacaremos solamente *Gobochaete alpina* Lomb, *Nebecularia* y *Protoglobigerinas*.

Estas calizas afloran bien en los valles del Cármen y del Guadazaón al N de Enguídanos. En los demás lugares casi siempre están muy alteradas y recubiertas, manifestándose únicamente su existencia por la característica aparición de restos sueltos y dispersos en la superficie de esponjas y ammonites.

G) Tramo arcilloso final.—La serie jurásica termina en esta zona con un tramo (separado del anterior por una costra ferruginosa de 2-3 cm) de petritas gris-ceniza, de aspecto arenoso, con níquellos de caliza arenosa color ocre-amarillento. Contienen, además de pequeños Belemnites y Ammonites mal conservados, restos de microfauna: *Lenticulina quenstedti* Gumb, *L. muensteri* (Roemer), *Ammoniaculites coprolitiformis* (Schawag), *Haplophragmoides*, *Triplaxia*, *Citharina* y otros.

Sobre este tramo se apoya el Aptense en suave discordancia, de ahí que la potencia de este Jurásico final sea de unos 25-30 m en las zonas más meridionales y desaparezca en las septentrionales.

3. EDADES Y CORRELACIONES

La correspondencia entre las series descritas de la Sierra de Altomira y SW de la Ibérica es tan clara (fig. 5) que precisa de pocos comentarrios, a no ser algunos referentes a ciertas indeterminaciones cronológicas o imprecisiones en cuanto a sus límites.

Tramo A. Hettangiense-Sinemuriense

La microfauna hallada determina una edad comprendida entre el Hettangiense superior y el Pliensbachiense. Dado que fue recogida en la mitad superior del tramo, es lógico pensar que dicho tramo en conjunto abarca, al menos, al Hettangiense y Sinemuriense completos, estando ello de acuerdo con las atribuciones usuales que se vienen haciendo de esta formación en toda la Ibérica. Se desconoce si las zonas bajas estériles pueden alcanzar edades anteriores.

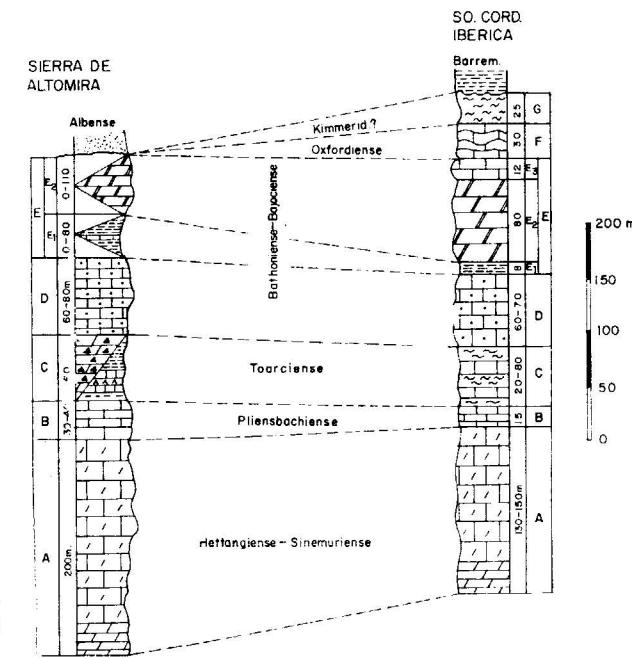


Figura 5

Columnas estratigráficas del Jurásico y su correlación

La correspondencia entre Altomira y la Ibérica es patente tanto por la similitud de facies (recuérdese incluso la existencia del paquete de dolomías blanquecinas tableadas de la base en ambas zonas), como por las formaciones en que quedan enmarcadas.

Tramo B. Pliensbachiense

La similitud litológica y situación en la serie no deja dudas acerca de la correlación de este tramo en las dos zonas estudiadas.

La fauna de braquiópodos recogida en el techo del tramo pertenece al Pliensbachiense superior, por lo que se considera que los límites cronológicos y litológicos deben coincidir aproximadamente. Es decir, que el Pliensbachiense estaría representado por el tramo de calizas grises. Por otra parte, este tramo se presenta con las mismas facies también en la Serranía de Cuenca donde le ha sido atribuida esta misma edad (10).

Tramo C. Toarcienense.

La edad de este tramo ha sido determinada por su contenido en microfauna en diversos puntos del sector suroccidental de la Ibérica que hemos estudiado. Pero además se trata de un tramo característico en la Sierra de Albarracín, Serranía de Cuenca y otros amplios sectores de la Ibérica, donde ha sido bien datado por su abundante fauna de Ammonites (10 y 12).

Las facies de este tramo en las zonas septentrionales de Altomira son, como hemos visto, bastante diferentes, pero en las meridionales se hacen progresivamente margosas adquiriendo cierta semejanza con las de la Ibérica. De cualquier forma, el hecho de que en Altomira este tramo queda comprendido entre otros dos que son idénticos en la Ibérica (las calizas grises pliensbachienses por debajo y las calizas oolíticas tableadas por encima), no deja dudas en cuanto a su correlación.

Tramos D y E. Dogger.

En la zona Alarcón-Contreras estos tramos están mal caracterizados por fauna. Únicamente el nivel terminal (E₃) del tramo E contiene microfauna que lo data como Bathoniense. El resto de este tramo E, así como el D, quedan aquí realmente indeterminados cronológicamente. Sin embargo, el tramo D tiene gran continuidad en la Serranía de Cuenca (10) y sobre todo en Sierra de Albarracín, donde se presenta como las típicas calizas con nódulos de silex y ha sido datado mediante Ammonites como Bajociense (12). Por todo ello podemos decir que estos dos tramos pertenecen al Dogger, sin poder precisar más sobre los límites de pisos, aunque de un modo aproximado se pueda asignar el D al Bajociense y el E al Bathoniense.

En la Sierra de Altomira el tramo D es muy característico y presenta idénticas facies que en la zona Alarcón-Contreras. El paquete margo-arcilloso E₁ no presenta realmente grandes semejanzas en ambos lugares, pero el E₂, sin embargo, es de facies iguales (dolomías rojizas granudas a zonas brechoides) sobre todo si la comparación se establece con las zonas medias de Altomira. Además anotamos la particularidad de que en el extremo Sur de Altomira, ya en el borde de la Mancha de Albacete, este paquete E₂ toma gran uniformidad presentándose como dolomías masivas pardo-blancineas idénticas en aspecto, espesor y posición a las que alcanzan gran extensión en el borde sur de

dicha llanura manchega, donde han sido igualmente atribuidas al Dogger (5).

La duda que se presenta en la correlación de estos tramos es la de si el nivel de calizas blancas E₃ del SW de la Ibérica y no visible en Altomira está o no incluido en el techo del paquete E₂ de esta última zona, con la consiguiente imprecisión de que la serie jurásica de Altomira termine al final del Bathoniense o ligeramente por debajo.

Tramo F. Oxfordienense.

Este tramo, lo mismo que el siguiente, falta en Altomira. No obstante, su existencia en el extremo SW de la Ibérica tiene notable interés por cuanto que muestra la extensión a esta zona de unas facies oxfordienses muy características en otras regiones situadas más al NE.

Es de notar la falta de caracterización del Calloviano y del Oxfordienense inferior, desconociéndose si ello se debe a la existencia de una verdadera laguna estratigráfica o bien, a que su existencia se reduzca a algún nivel de condensación en la base de las calizas de espongiarios como ha sido puesto de manifiesto en el Rincón de Ademuz (9) donde queda incluido en un nivel de oolitos ferruginosos con espesor inferior al m que representa al Bathoniense y Calloviano incluidas tres lagunas estratigráficas, una de las cuales abarca al Oxfordienense inferior. Por otra parte, este nivel de oolitos ferruginosos en la base del Oxfordienense es característico también de la Sierra de Albarracín (12). Sin embargo, dicho nivel no lo hemos encontrado en la zona estudiada.

Tramo G. Kimmeridgiense.

Las arcillas y margas de este tramo, aunque tienen paralelismo en la serie de otros lugares de la Ibérica, en nuestra zona no se puede asegurar su edad, máxime teniendo en cuenta que en entre este tramo y el Oxfordienense se encuentra una hard-ground ferruginoso muy definido de unos centímetros de espesor.

El Cretácico inferior se apoya en discordancia sobre este tramo u otros inferiores, desconociéndose si la sedimentación jurásica terminó aquí o por el contrario continuó, pero sus depósitos fueron barridos por la erosión preaptense en esta zona.

restringida al S. del río Cigüela, como consecuencia de la gran regresión que, simultáneamente o algo más tarde, se manifiesta generalizadamente tanto en la Ibérica (nivel condensado de oolitos ferruginosos y cortejo de lagunas estratigráficas) como en vastos dominios de la Península (11) y que en Altomira determina la retirada definitiva del mar jurásico.

Los primeros afloramientos del Bathoniense aparecen unos tres kilómetros al S del Cigüela, en la rama más oriental de Altomira, en forma de cuña, de manera que su espesor pasa de ser nulo hasta alcanzar unos 200 m en el extremo meridional de la Sierra. Por otra parte, su aparición se retrasa progresivamente hacia el S conforme nos desplazamos a las alineaciones más occidentales de Altomira, de forma que el borde septentrional de la cuenca seguiría una línea NNE-SSO, tal como se indica en la figura 6. Paralelamente al cambio de espesor se produce un cambio de facies, sobre todo

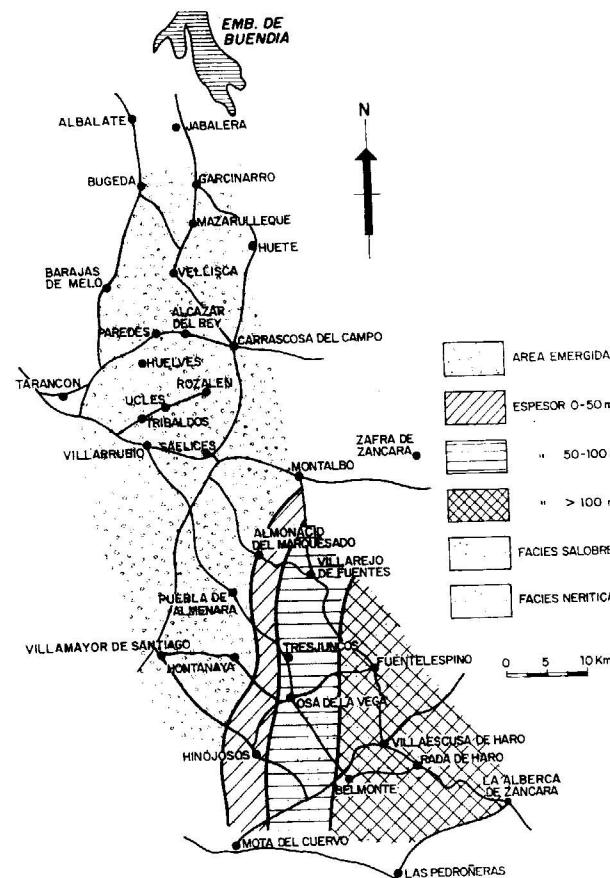


Figura 6
Distribución del "Bathoniense" en la Sierra de Altomira

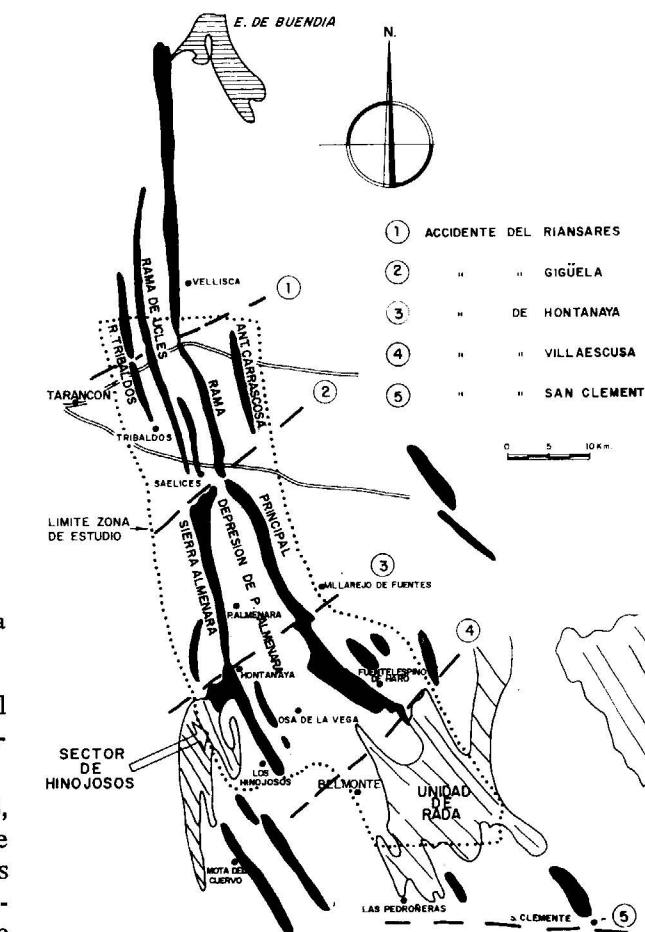


Figura 7
Esquema de las unidades estructurales de la Sierra de Altomira

en el tramo margo-arcilloso de la base (E_1), pasando, como se ha indicado, de facies lagunares salobres en el N a otras de tipo nerítico, con progresivas identaciones calcáreas, al S.

Esta directriz paleogeográfica NNE-SSO que marca el límite entre la cuenca de sedimentación y las áreas septentrionales que permanecieron emergidas desde el final del Bajociente aproximadamente, estaría en parte motivada también, según nuestra interpretación, por una serie de importantes accidentes en el basamento que, con esa misma dirección se manifiestan claramente en la cubierta mesozoica de Altomira por un cortejo muy definido de complicaciones estructurales, y que hemos definido y catalogado como se indica en la figura 7.

Estos accidentes en el basamento han jugado un papel importante en distintas épocas a lo largo de la historia geológica de la región pero, ciñéndonos al Jurásico, habrían actuado desde el Bajociente como zonas débiles a favor de las cuales se habría producido un movimiento de bloques descendentes hacia el SE, que favorecieron el confinamiento de la cuenca a estas zonas surorientales, mientras que, como se ha dicho, las noroccidentales permanecieron emergidas. Esta emersión sería, por la misma causa, progresiva hacia el N y de ahí que la erosión prealbense actuase, como se ha dicho, preferencialmente en el sentido septentrional biselando los tramos inferiores. Ello no quiere decir que posteriormente el Bathoniense no haya sido también afectado por esta dilatada etapa erosiva; por el contrario, se observan algunos pliegues, originados por movimientos neokimméricos, decapitados y fosilizados también por las facies Utrillas.

En lo que se refiere al Lías, es de notar en Altomira la persistencia de depósitos muy someros, de ambiente lagunal en general, aunque se registren en algunos tramos ciertos cambios de facies que nunca llegan a significar modificaciones importantes en las características paleogeográficas de la cuenca de sedimentación. Estos cambios se refieren fundamentalmente al Pliensbachiense y Toarciente, donde las calizas grises a veces oolíticas del primero y las calizo-dolomías del segundo, pasan, en la zona S del río Cigüela, a un tramo único indiferenciable de margas y arcillas grises a veces yesíferas, alternando con niveles de calizas margosas blanquecinas y calizas colíticas de color gris oscuro. Estos cambios son al principio locales y de distribución irregular, generalizándose meridionalmente. La observación en superficie de los mismos se hace bastante difícil

y los mejores datos se han obtenido de columnas de sondeos y algunos afloramientos diseminados en los núcleos de anticlinales situados entre las localidades de Hontanaya y Los Hinojosos.

El tramo de calizas oolíticas tableadas del Bajociente presenta gran uniformidad de facies, de ambiente muy somero, en toda la región.

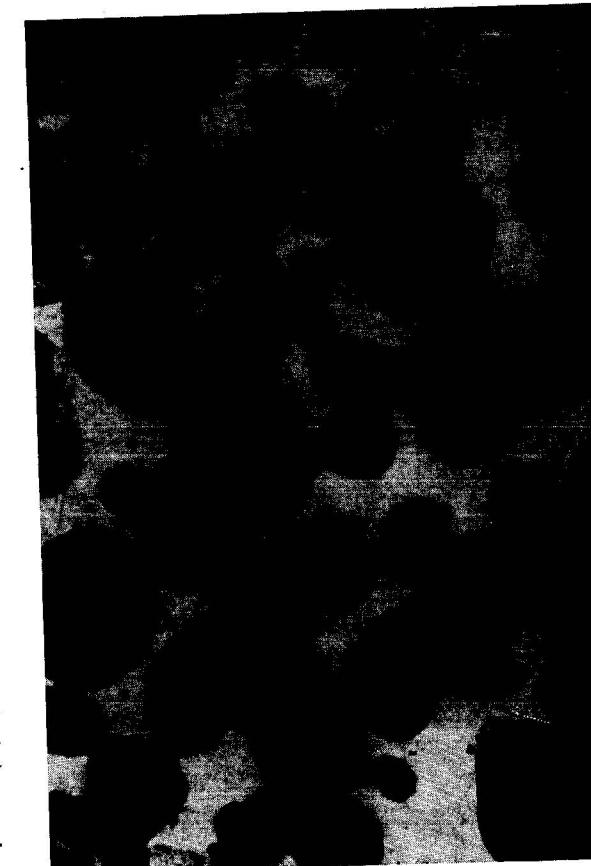


Figura 8

Estado inicial de dolomitización secundaria en las calizas tableadas del Bajociente de Altomira. Afloramiento situado 5,5 Km. al NNE de Tresjuncos. Véase cómo los romboedros de dolomita se superponen indistintamente sobre oolitos y matriz. L N x 38

Finalmente, cabe indicar que las formaciones caláreas sufren localmente fuertes dolomitizaciones (cuyo carácter secundario queda bien patente en la figura 8) que tienen como resultado el enmascaramiento y uniformización de la serie jurásica la cual adquiere en tales casos carácter masivo e indiferenciado.

BIBLIOGRAFIA

- ABRIL BAREA, J.; ABRIL HURTADO, J., y SÁNCHEZ JIMÉNEZ, A.: *Estudio geológico de la Sierra de Almenara (SO de la provincia de Cuenca)*. "Bol. Geol. y Minero", núm. 103, Madrid (1967).
- BULARD, F.: *Nouvelles données sur les facies de l'Oxfordien dans le Nord des Chaines Iberiques (Espagne)*. "Bull. Soc. Geol. France", 10, pp. 561-65. París (1968).
- BULARD, F.: *La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien dans la bordure Nord-Est des Chaines Iberiques*. "Cuad. Geología Ibérica", n. 2, pp. 425-437, Madrid (1971).
- BULARD, F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F.; VIALlard, P.: *Le Jurassique de la partie orientale des Chaines Iberiques*. "Cuad. Geología Ibérica", n. 2, pp. 333-34, Madrid (1971).
- FOURCADE, E.: *Le Jurassique et le Cretacé aux confins des Chaines Iberiques et bétiques*. "Tesis doctoral. Fac. Scien", París (1970).
- FONTBOTE, J. M., y RIBA, O.: *Estudio geológico de los alrededores de Mota del Cuervo (Cuenca)*. "Notas y Com. del Inst. Geol y Minero de España", n. 44, pp. 35-71, Madrid (1956).
- GABALDÓN, V.; OLIVIER, C.; SÁNCHEZ SORIA, P.: *Memorias explicativas y hojas geológicas núm. 663 (Valera de Abajo) y 664 (Enguández)*. "Inst. Geol. y M. de España" (in litt.), Madrid (1974).
- GAIBAR PUERTAS, C.: *Algunas precisiones sobre la litosestratigrafía, el espesor y la edad atribuibles al Mesozoico que, apoyado sobre el Keuper y constituyendo* *Le Jurassique moyen et Supérieur de la Chaîne Iberique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia y Cuenca*. "C. R. Somm. Soc. Geol. France", Fasc. 6, pp. 206-209, París (1970).
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R.: *Dei Entwicklung der Keltiberischen Ketten*. "Abh. Ges. Wiss. Gottingen, Mathphys kl.", 3.ª serie, 4-7, Berlín (1933).
- SÁNCHEZ SORIA, P.: *Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)*. "Tesis doctoral. Fac. Ciencias", Madrid (inédito) (1973).
- SÁNCHEZ SORIA, P., y PIGNATELLI GARCÍA, R.: *Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca-Guadalajara)*. "Bol. Real Soc. Esp. H. Nat.", T. 65, pp. 231-240, Madrid (1967).
- TINTANT, H., et VIALlard, P.: *Le Jurassique moyen et Supérieur de la Chaîne Iberique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia y Cuenca*. "C. R. Somm. Soc. Geol. France", Fasc. 6, pp. 206-209, París (1970).

el yacente de las capas de Utrillas aflora en la hoja número 661 (Villarejo de Fuentes, Cuenca). "Bol. Geol. y M", T. LXXXIX, 1.º Fasc., pp. 1-16, Madrid (1968).

GÓMEZ, J. J., y BACELAR, J.: *El Bathoniense, Calloviano y Oxfordiano, en facies de oolitos ferruginosos, en el límite SW del Rincón de Ademuz (Valencia-Cuenca)*. "Estudios Geológicos", Vol. XXIX, n. 4, pp. 355-366. Inst. L. Mallada, Madrid (1973).

MELÉNDEZ HEVIA, F.: *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca*. "Tesis doctoral. Fac. Ciencias de Madrid", Serie A, n. 153-154, Madrid (1971).

MOUTERDE, M. R.: *Esquisse de l'evolution bioestratigraphique de la Península Ibérica au Jurassique*. "Cuad. Geología Ibérica", n. 2, Madrid (1971).

RIBA, O.: *Estudio geológico de la Sierra de Albaracín*. "CSIC. Inst. Lucas Mallada", Madrid, 283 pp. (1959).

RICHTER, G., y TEICHMULLER, R.: *Dei Entwicklung der Keltiberischen Ketten*. "Abh. Ges. Wiss. Gottingen, Mathphys kl.", 3.ª serie, 4-7, Berlín (1933).

SÁNCHEZ SORIA, P.: *Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)*. "Tesis doctoral. Fac. Ciencias", Madrid (inédito) (1973).

SÁNCHEZ SORIA, P., y PIGNATELLI GARCÍA, R.: *Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca-Guadalajara)*. "Bol. Real Soc. Esp. H. Nat.", T. 65, pp. 231-240, Madrid (1967).

TINTANT, H., et VIALlard, P.: *Le Jurassique moyen et Supérieur de la Chaîne Iberique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia y Cuenca*. "C. R. Somm. Soc. Geol. France", Fasc. 6, pp. 206-209, París (1970).

Recibido: Enero 1975.

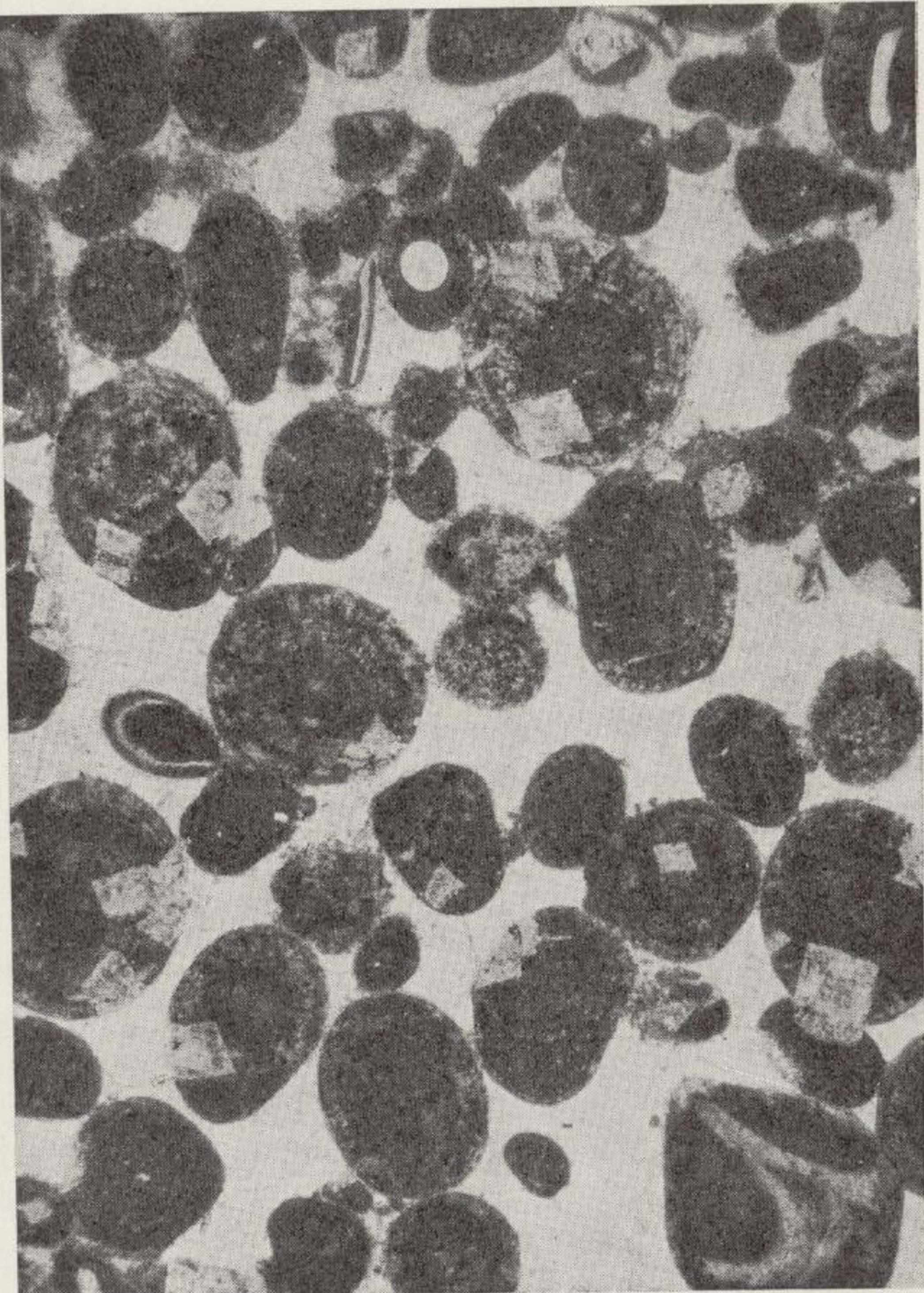


Figura 8

Estado inicial de dolomitización secundaria en las calizas tableadas del Bajociente de Altomira. Afloramiento situado 5,5 Km. al NNE de Tresjuncos. Véase cómo los romboedros de dolomita se superponen indistintamente sobre oolitos y matriz. $L N \times 38$

MINERIA

Estudio Geológico y Metalogénico de la Zona de Beariz (Orense) y de sus Yacimientos Minerales de Sn-W

IV - Metalogenia

Por R. CASTROVIEJO (*)

RESUMEN

Se establecen la paragénesis de las distintas minas o grupos mineros accesibles, su secuencia de cristalización y sus condiciones de formación, que en general son neumatolíticas para la mineralización de interés económico (casiterita y wolframita, que se presentan en filones de cuarzo y mica blanca sobre todo), pudiendo haber una transición hasta el período hidrotermal (mineralización neumatolítico - hidrotermal de casiterita, wolframita y scheelite). La fase hidrotermal propiamente dicha es casi siempre estéril. En la mayor parte de las minas —si no en todas— quedan todavía reservas sin explotar, pero ninguna de ellas está en actividad actualmente.

Del estudio petrográfico y observaciones de campo, se deduce que ciertas zonas pueden tener interés para una prospección en busca de reservas ocultas. Estas zonas están situadas fuera de las hasta ahora explotadas.

Finalmente, se dan indicaciones acerca de la prospección minera en el área estudiada y se proponen algunas cuestiones de interés para ulteriores investigaciones.

ABSTRACT

The parageneses of the various accessible mines or mining groups are established, as are their approximate crystallization sequences and their conditions of formation, which are generally pneumatolytic in the case of economically interesting mineralization (cassiterite and wolframite, which appear mostly in white mica-quartz-lodes), although there is occasionally a transition towards hydrothermal conditions (pneumatolytic - hydrothermal mineralization of cassiterite, wolframite and scheelite). The true hydrothermal phase is hardly ever important. There are still some ore reserves of unknown quantity in the deep levels of all or most of the mines, none of which are in activity presently.

After petrographic and field observations, some promising zones are suggested, which are located outside the heretofore worked areas.

Finally, some suggestions about mining exploration in the area are given and some questions are brought up, the solution of which might be interesting should further studies be pursued.

RÉSUMÉ

Les paragenèses des différents mines ou groupes miniers accessibles ont été établies ainsi que les séquences de cristallisation et les conditions de formation, qui sont en général pneumatolytiques pour les mineralisations d'intérêt économique (cassiterite et wolframite, qui se présentent surtout dans des filons de quartz et micas blancs). Une transition au stade hydrothermal peut être possible (minéralisation pneumatolytique-hydrothermale de cassiterite-wolframite-schéelite). Le stade hydrothermale proprement dit est presque toujours stérile. Dans la plupart des mines il y a encore des réserves qui n'ont pas été exploitées. Pourtant on ne les exploite plus actuellement.

De l'étude pétrographique et des observations sur le terrain, on déduit que certaines zones peuvent être intéressantes pour une prospection des réserves cachées. Ces zones sont situées en dehors des zones exploitées jusqu'à présent.

Finalement on fournit ici des indications pour la prospection minière dans la zone étudiée et on propose quelques points qui peuvent être intéressants pour des recherches postérieures.

(*) Cátedra de Mineralogía y Petrografía. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

INTRODUCCION.

El presente trabajo se ha agrupado con otros tres que anteceden, bajo el título general de "Estudio Geológico y Metalogénico de la Zona de Beariz (Orense) y de sus Yacimientos Minerales de Sn-W" en una serie que se ha publicado íntegramente en esta revista. Considerando dicho Estudio como una unidad, se ha seguido el criterio de mantener para figuras, cuadros, diagramas, etc., una numeración única a lo largo de toda la serie, de publicar un resumen e introducción generales al principio y conclusiones al final y de reunir toda la bibliografía también al final, a fin de evitar enojosas repeticiones.

La mineralización consiste fundamentalmente en casiterita —con wolframita y scheelite ocasionales—, que se presenta en filones de cuarzo o gresen, con sulfuros no muy abundantes, acompañados de filones de turmalina, como ya se ha dicho antes (I.4. b y c). No se puede aplicar a las minas relacionadas con el granito de Beariz la generalización de AHLFELD (1958, pág. 112) —o también MOUSSU (1962, pág. 341)—, según el cual pertenecerían a una zona de diques concordantes ("Lagergänge") de granito mineralizado ("barros"). Seguramente se refiere a la ya mencionada zona de pegmatitas, situada al W de la nuestra —si bien llega a aparecer una de dichas pegmatitas en la parte SW de la misma: mina de Villariño, situada al NW del pueblo—, aunque también cabría considerar como "barros", es decir, granito alterado, las explotaciones de Muradás (cf. I.4.b), situadas en el contacto.

La mineralización, como veremos a continuación, puede considerarse, en los casos más generales, como neumatolítica. La situación de las diversas mineralizaciones y explotaciones ha sido explicada en I.2.a y representada en los planos: geológicos, número 2 y número 3.

En el estudio microscópico que sigue prestaremos atención sobre todo a las relaciones entre los diversos minerales que aparecen en cada mina, para obtener datos sobre el origen y condiciones de formación de la mineralización y, si es posible, deducir su serie de cristalización, comparando, siempre que sea necesario, con las observaciones de campo.

IV.1) GRUPO DE MAGROS.

Paragénesis: Casiterita, wolframita, scheelite, ilmenita, arsenopirita, pirita, calcopirita, molibdenita, blenda, estannina; turmalina, berilo, apatito, mica blanca, rutilo, anatasia, esfena, circón, granate, feldespato potásico, clorita. Metasomáticos: turmalina, sericitia. Secundarios: rutilo, anatasia, esfena, leucoxeno, marcasita, calcosina, covelina, escorodita, mineral X, limonita, productos arcillosos.

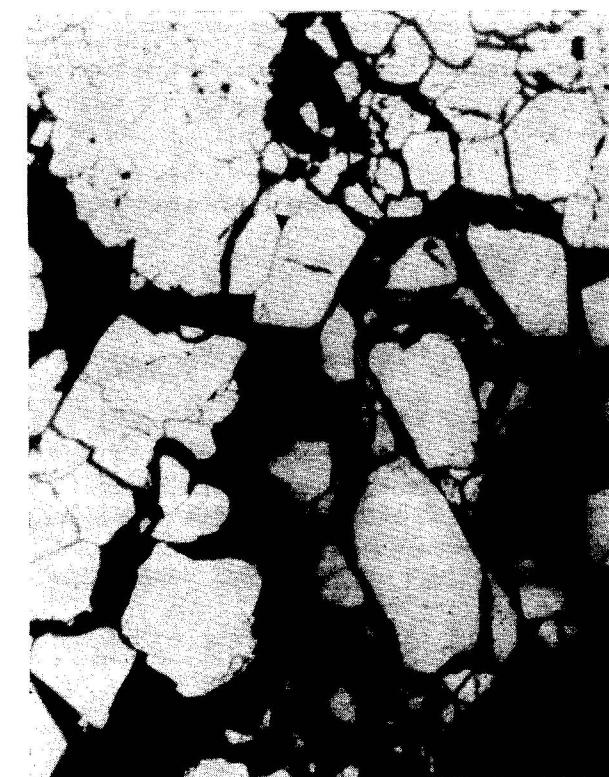


Figura 49

Cataclasis en filón de arsenopirita y cuarzo.
(×90, N//; luz reflejada; grupo minero de Magros)

Descripción.—Arsenopirita es filoniana y se presenta generalmente en forma masiva, aunque se ven también a veces granos idiomórficos aislados. Es muy frecuente, sobre todo en el primer caso, la cataclasis (fig. 49) cuando es muy intensa puede originarse en el filón un bandeadío de origen tectónico, alternando a escala mesoscópica zonas paralelas de arsenopirita y cuarzo—, que produce grietas, llenas de cuarzo y pirita principalmente. Estas grietas favorecen la alteración de la arsenopirita, producién-

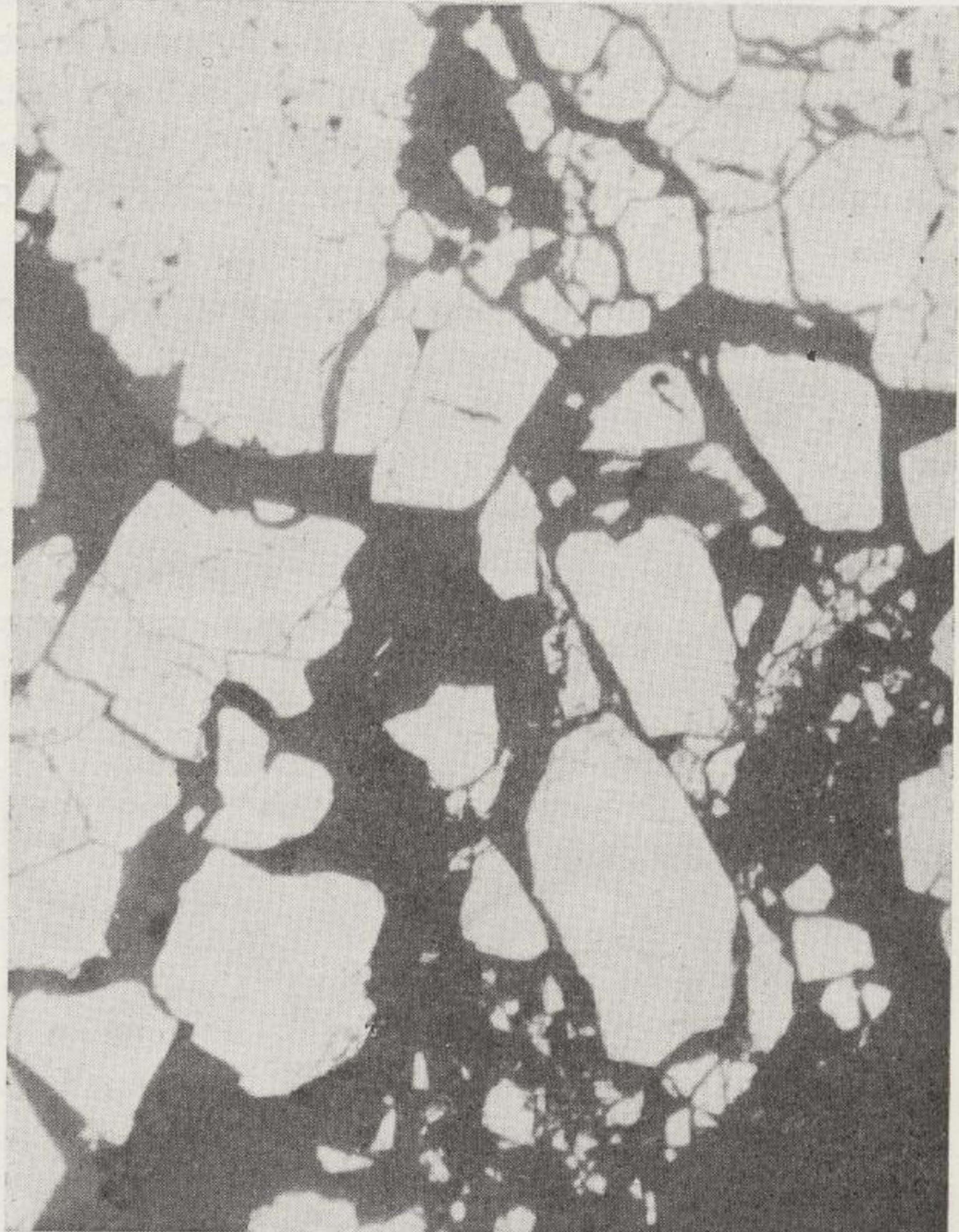


Figura 49

Cataclasis en filón de arsenopirita y cuarzo.
($\times 90$, N//; luz reflejada; grupo minero de Magros)

dose escorodita en abundancia, la cual viene a veces acompañada de limonita, siendo el origen de ambas claramente descendente.

Los intersticios entre los granos de arsenopirita y pirita aparecen ocupados por pequeños cristales de *molibdenita* (fig. 50) y *estannina*. La *calcopirita* no es abundante, pero a veces llega a formar cristales o agregados bien visibles. No son raras en estos minerales inclusiones diminutas de wolframita, casiterita, etc. Los minerales secundarios son muy frecuentes: marcasita, calcosina, covelina, además de los ya mencionados. La marcasita se presenta sobre todo con pirita y es posible que sea a veces sustitución de antiguos cristales de pirrotina, que es más inestable. Calcosina y covelina sustituyen, parcial o totalmente a calcopirita y pueden presentarse también como marcasita.

Las relaciones entre pirita y arsenopirita no son siempre claras, pues pocas veces aparecen los dos minerales en contacto y cuando lo hacen no es raro que haya cataclasis, alteración o indentaciones de ambos minerales. Sin embargo, en algunos casos puede observarse un contacto nítido, sin indicios de

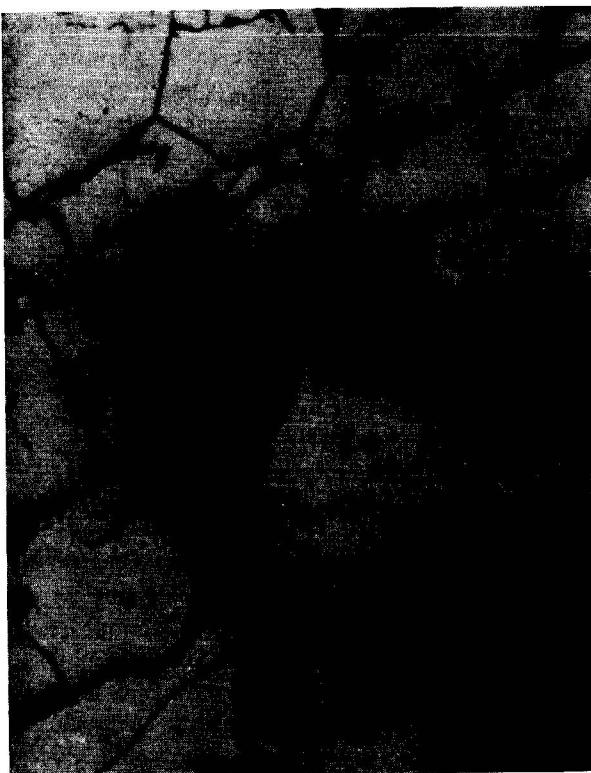


Figura 50

Arsenopirita sometida a cataclasis y con relleno intersticial de molibdenita ($\times 225$, N//, luz reflejada; grupo minero de Magros)

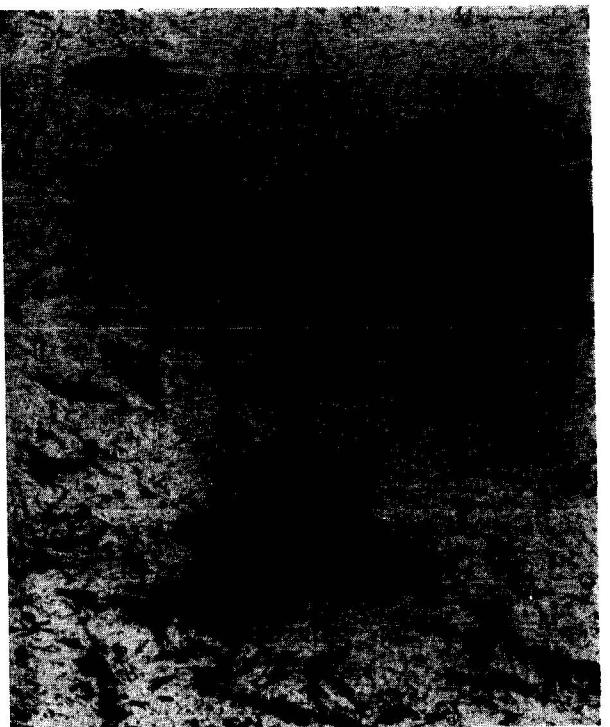


Figura 51

Pirita y turmalina intercrescidas—simultáneas—en la roca de caja de un filón mineralizado ($\times 90$, N//; g. m. Magros).

reacción; si esta observación—es decir, el equilibrio entre pirita y arsenopirita—pudiese generalizarse, llegaríamos a la conclusión de que la temperatura de formación de ambos minerales—cuando son simultáneos—o del más joven sería inferior a $491 \pm 10^\circ$, según los resultados obtenidos por CLARK (1960, pág. 1642) experimentalmente. En todo caso, este resultado estaría de acuerdo con las demás observaciones.

A diferencia de la arsenopirita, la *pirita* no se reduce solamente a los filones, sino que se difunde en la roca de caja hasta pequeñas distancias (algunos cm), aprovechando fracturillas y superficies de esquistosidad, que han permitido la circulación de los fluidos mineralizados. Actualmente puede verse el mineral cristalizado en forma de agregados que rellenan poros o incluso en los planos de esquistosidad, intercalados entre las capas micáceas (fig. 52). Estas disoluciones han ejercido acciones metasomáticas, ya que la pirita aparece intercrescida (simultánea) con turmalina (probablemente son neumatolíticas ambas; fig. 51); además pueden verse agregados de pirita y *rutilo* o *anatasa*—a veces también



Figura 52

Agregado seudomórfico de pirita (blanca) y rutilo (gris), con un grano de calcopirita (blanco ligeramente grisáceo, parte central derecha, al margen del agregado) cuyos bordes se han alterado a calcosina y covelina. Obsérvese la impresión de los planos de esquistosidad por pirita. ($\times 350$, N//. Inmersión, luz reflejada; roca de caja, grupo minero de Magros)

con esfena, calcopirita, calcosina y covelina, aunque éstas, en cantidades subordinadas y, posiblemente, posteriores—seudomórficos de minerales tabulares o aciculares más antiguos (fig. 52). Según RAMDOHR (1969, pág. 984), se trata de un proceso de piritización de la roca de caja, que da lugar a la alteración de los minerales ferrotitaníferos. En este caso el mineral sustituido es probablemente ilmenita, que aparece disperso—aunque escaso—en la roca de caja y que se forma generalmente, según dicho autor, a temperaturas más elevadas (superiores a los $500^\circ C$, id., pág. 972).

La calcopirita se deposita también según la esquistosidad, formando finas láminas y rodeando los granos de pirita, lo que muestra que es posterior a ésta. Otros minerales que aparecen también dispersos en la roca de caja son casiterita, *wolframita* (este último aparece a veces incluido en pirita) y *blenda* fe-

rríferita (marmatita), con pequeñas inclusiones de calcopirita a veces.

Todos estos datos indican la existencia de dos fases sucesivas, con respecto a la formación de minerales opacos, en la roca de caja: en primer lugar una fase neumatolítica en la que tiene lugar la cristalización de ilmenita, seguida de casiterita y wolframita, pirita (con turmalina), rutilo, etc.; luego una fase hidrotermal, en la que cristalizarían los minerales de más baja temperatura (rutilo, anatasa, pirita, calcopirita, blenda; al final marcasita, calcosina, covelina secundarias), de los cuales algunos—por ejemplo, covelina—pueden también depositarse en forma descendente. Por lo que se refiere a los minerales que aparecen en la primera fase, SZADECZKY-

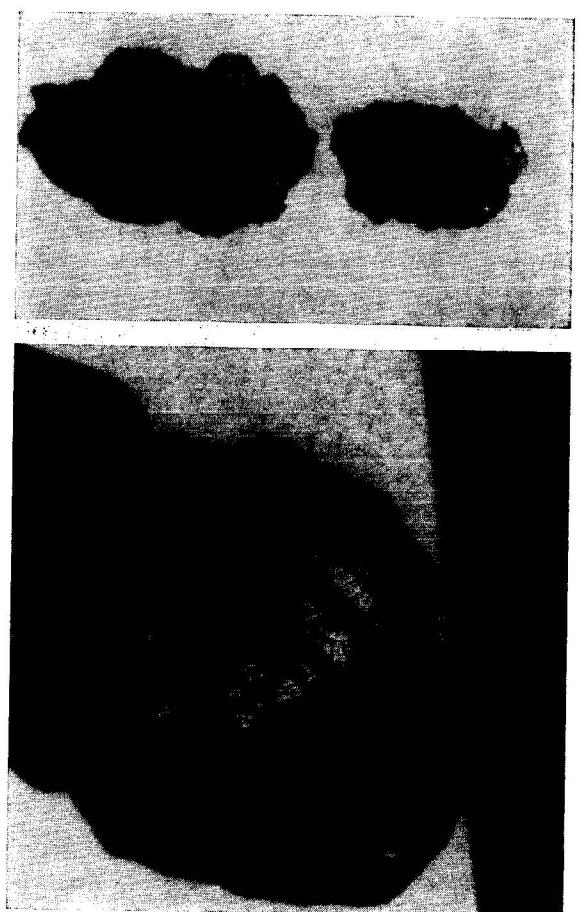


Figura 53

Cristales de casiterita:
a) Minas de Magros (foto inf.).
b) Minas de Marcofán ("caixa"); la casiterita aparece acompañada de berilo—prisma alargado, cuya sección hexagonal se ve a la izquierda, sobre el cristal mayor—y mica blanca (foto sup., la escala es la misma de a).



Figura 50

Arsenopyrite sometida a cataclasis y con relleno intersticial de molibdenita ($\times 225$, N//, luz reflejada; grupo minero de Magros)



Figura 51

Pirita y turmalina intercrescidas —simultáneas— en la roca de caja de un filón mineralizado ($\times 90$, N//; g. m. Magros).



Figura 52

Agregado seudomórfico de pirita (blanca) y rutilo (gris), con un grano de calcopirita (blanco ligeramente grisáceo, parte central derecha, al margen del agregado) cuyos bordes se han alterado a calcosina y covelina. Obsérvese la impregnación de los planos de esquistosidad por pirita.
($\times 350$, N//. Inmersión, luz reflejada; roca de caja, grupo minero de Magros)

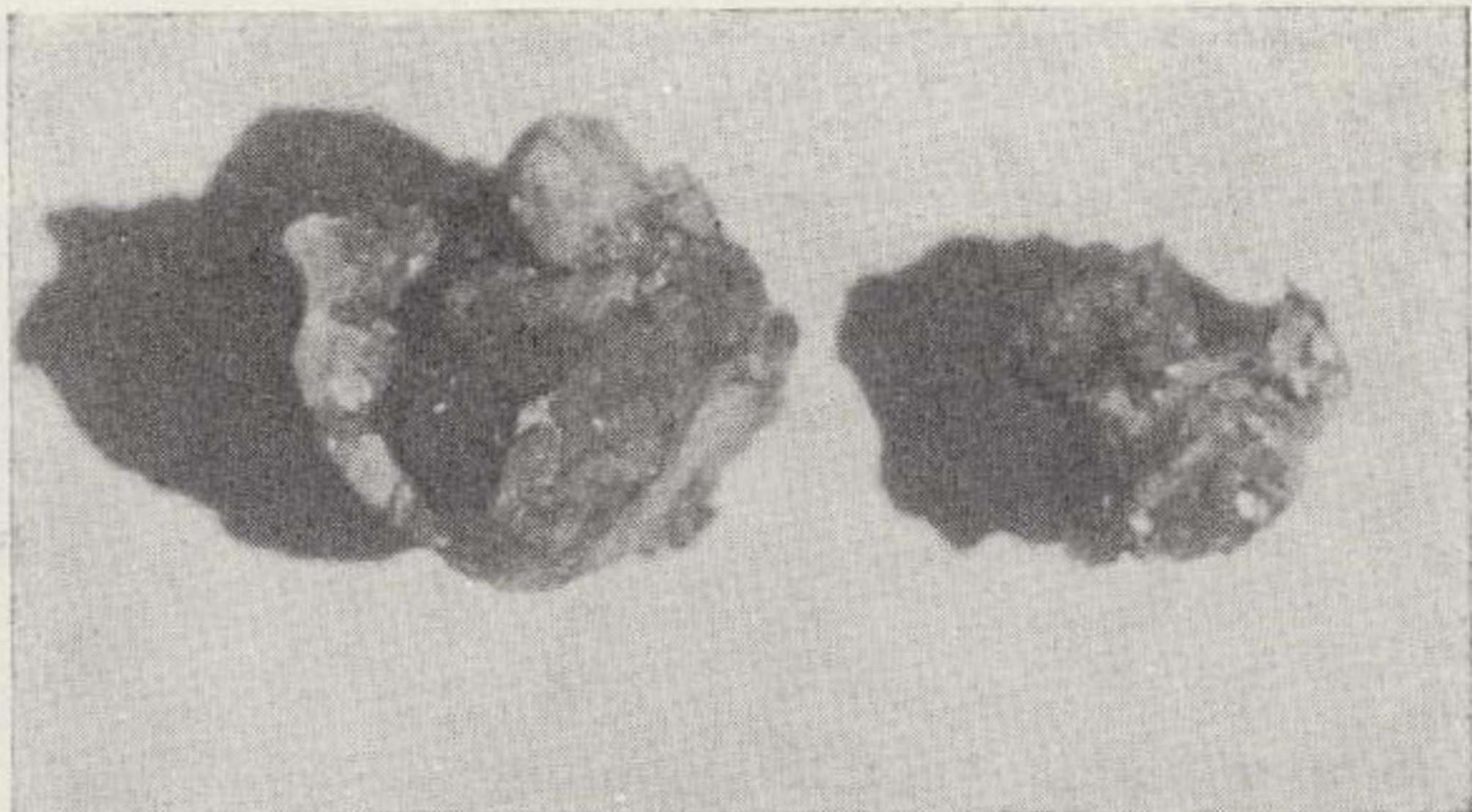


Figura 53

Cristales de casiterita:

- Minas de Magros (foto inf.).
- Minas de Marcofán (“caixa”); la casiterita aparece acompañada de berilo — prisma alargado, cuya sección hexagonal se ve a la izquierda, sobre el cristal mayor — y mica blanca (foto sup., la escala es la misma de a).

KARDOSS (1970) ha elaborado una hipótesis que permitiría explicar este tipo de diseminaciones de metales pesados. Esta fase de mayor temperatura fue probablemente muy poco importante, teniendo lugar en seguida la destrucción de la mayoría de los pocos cristales de ilmenita formados, sustituidos por pirita y rutilo (metasomáticos), cuya cristalización es también primaria y dura hasta bien entrada la fase hidrotermal.

En cuanto a la *casiterita*, puede presentarse dispersa en la roca de caja—al lado del contacto y en forma de pequeños cristales, acompañados a veces de rutilo, esfena, circón—, en vetillas o en filones. En este último caso aparece generalmente en los bordes del filón, acompañada de mica blanca, y puede llegar a formar cristales relativamente grandes—de algunos centímetros de largo—pero que casi



Figura 54

Fragments cataclásicos de casiterita (gris, relieve alto), cuarzo y mica blanca, incluidos en una matriz sericítica ($\times 50$, N//, g. m. Magros)



Figura 55

Fragments cataclásicos de casiterita (gris) y cuarzo (oscuro) en matriz limonítica (blanca) ($\times 350$, N//, inmersión, luz reflejada; g. m. Magros)

nunca aparecen enteros, debido a la cataclasis; a veces tienen una llamativa zonalidad, resaltada todavía más por las inclusiones de pequeños granos de minerales opacos (ilmenita?), que se disponen concéntricamente marcando el crecimiento del cristal; su color es pardo rojizo, bastante oscuro en ocasiones y entre las formas observadas—en las minas (figura 53 a), y en el Museo de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Santiago de Compostela—predominan los prismas cortos piramidados (“tipo sajón”), frecuentemente maclados (“Visiergraupen” de los mineros sajones), que se consideran típicos de yacimientos neumatolíticos (AHLFELD, 1931, página 48 y 1958, pág. 7 y fig. 1; GUNDLACH y THORMANN, 1960, pág. 10; HOSKING, 1951, págs. 351 y 355 y 1965, pág. 381; VARLAMOFF, 1949, pág. 297 y figs. 4 y 5).

La cataclasis deforma estos cristales, los agrieta—las fracturas aparecen llenas de mica blanca y/o cuarzo—o incluso los destruye, dando lugar a brechas filonianas de casiterita, cuarzo, circón... con fragmentos de roca de caja y cementados por sulfuros, o bien por sericitas o mica blanca (figs. 54, 55 y 56), la cual puede aparecer también, igual que el cuarzo, en inclusiones de pequeño tamaño en casiterita. Estos intensos esfuerzos dejan también su impronta en los demás minerales (por ejemplo, arsenopirita, fig. 49; cuarzo, fig. 57).



Figura 56

Paraesquisto—roca de caja de filón mineralizado, g. m. Magros—turmalinizado y atravesado por una microfisura que contiene circón (oscuro, relieve alto) y cuarzo (blanco) cataclásicos en matriz sericítico-arcillosa e impregnaciones de óxidos descendentes. (Para identificar los granos diminutos de circón hubo de recurrirse a la microsonda.) Componentes fundamentales del paraesquisto, prescindiendo de la turmalina: cuarzo y mica ($\times 140$, N//).

Estos datos nos hacen suponer que la turmalinación ha precedido a la mineralización, lo cual está de acuerdo también con las observaciones de campo, puesto que a escala de filón podría hablarse de una zonalidad (que también existe a escala microscópica, figura 58): centro cuarzoso, deposición de mica blanca mineralizada en los bordes (parte interna del contacto), zona sericítica en el contacto externo, en el que ocasionalmente se produce también transformación en productos arcillosos (caolinización, etc.), impregnación con minerales secundarios o descendentes, etc.; esta zona sericítica puede producirse directamente por cristalización en el contacto con la roca de caja más fría, o por nuevo metasomastismo de la misma (nuevo, puesto que ya había sido turmalinizada antes); la zona turmalinizada se extiende ya, a partir del contacto, en la roca de caja y tiene un carácter metasomático (v. II.3.a y fig. 40), aunque también puede aparecer algún filón de turmalina. Las inyecciones de cuarzo son bastante frecuentes y pueden cortar todas las zonas ante-



Figura 57

Cuarzo—de un filón mineralizado, g. m. Magros—triturado y con extinción ondulante ($\times 40$, N//).

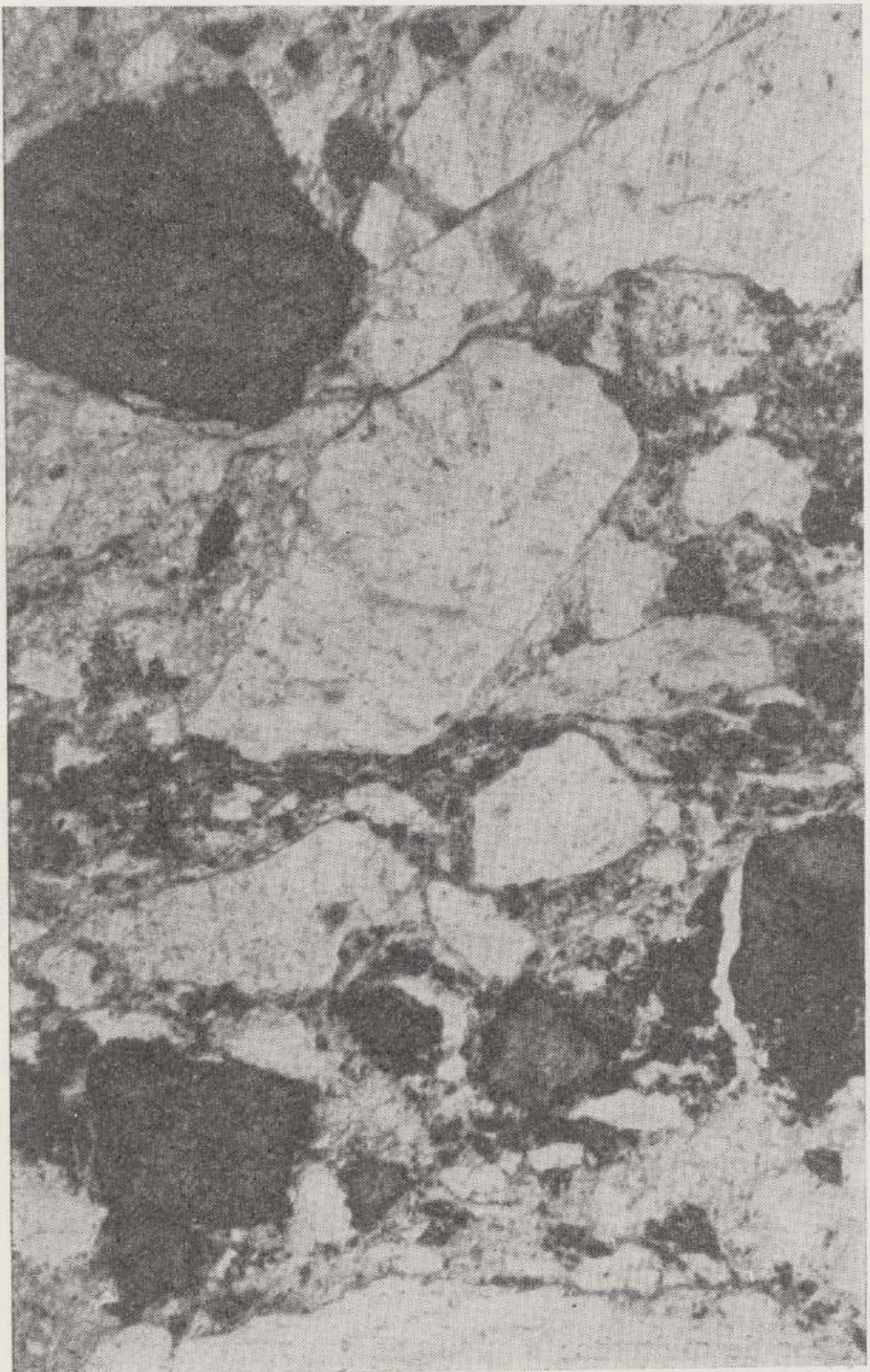


Figura 54

Fragmentos cataclásticos de casiterita (gris, relieve alto), cuarzo y mica blanca, incluidos en una matriz sericítica ($\times 50$, N//, g. m. Magros)

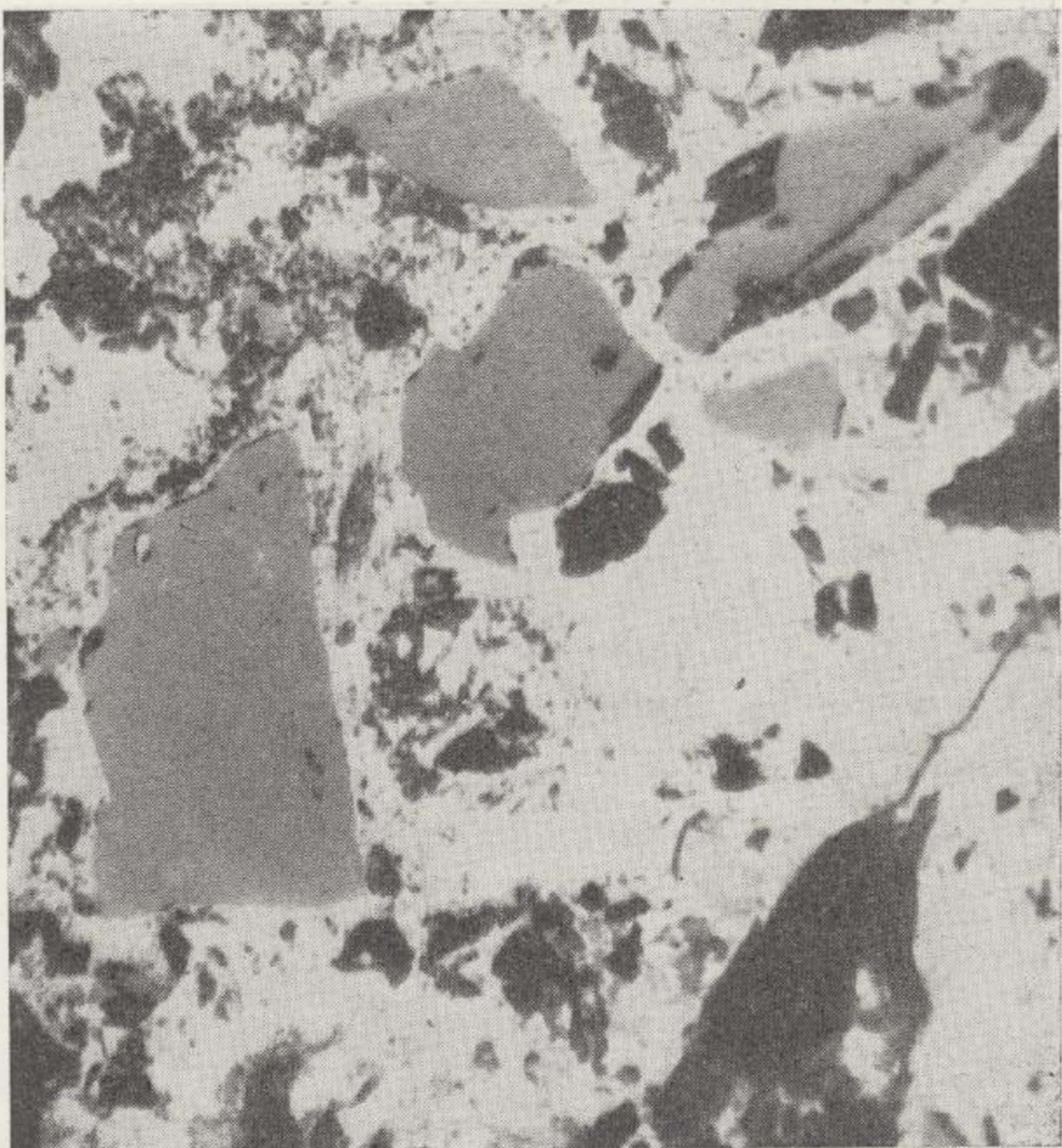


Figura 55

Fragmentos cataclásticos de casiterita (gris) y cuarzo (oscuro) en matriz limonítica (blanca)
($\times 350$, N//, inmersión, luz reflejada; g. m. Magros)



Figura 56

Paraesquisto —roca de caja de filón mineralizado, g. m. Magros— turmalinizado y atravesado por una microfisura que contiene circón (oscuro, relieve alto) y cuarzo (blanco) cataclásticos en matriz sericítico-arcillosa e impregnaciones de óxidos descendentes. (Para identificar los granos diminutos de circón hubo de recurrirse a la microsonda.) Componentes fundamentales del paraesquisto, prescindiendo de la turmalina: cuarzo y mica ($\times 140$, N//).



Figura 57

Cuarzo—de un filón mineralizado, g. m. Magros—triturado y con extinción ondulante ($\times 40$, N//).

riores o impregnarlas —las salbandas, por ejemplo, pueden transformarse en este caso en un greisen grosero—, pero también ser cortadas por ellas, lo que hace pensar en un continuo aporte de cuarzo, aunque su procedencia no siempre está clara, ya que también hay removilizaciones (II).

Esta descripción responde a un esquema general, en el que, naturalmente, se producen variaciones: en la roca de caja puede predominar la sericitación y extenderse bastante lejos; la mineralización puede presentarse en pequeñas vetillas en la roca de caja, en zonas fracturadas, brechas (figs. 54, 55 y 59), etc.

En cuanto a las *micas*, ha de añadirse que frecuentemente la turmalinización viene acompañada de sericitación de la roca de caja y que también pueden encontrarse fragmentos brechoides de la misma sericitizados e incluidos entre la mica filoniana; la cristalización de ésta "mica blanca" ha sido seguida, como ya se ha dicho, por la impregnación de minerales hidrotermales (pirita, calcopirita, rutilo, etc.); su composición no puede determinarse con exactitud al microscopio —si bien ya es un dato significativo la baja birrefringencia de muchos de los cristales— pero, según se ve en algunas muestras estudiadas por difractometría de rayos X, hay entre ellas micas litiníferas. La biotita ha desaparecido en los contactos y sólo excepcionalmente se encuentran algunos restos que han sobrevivido tras la intensa lixiviación.

Berilo es poco abundante y aparece en vetas, con mica blanca, casiterita, apatito (?) o disperso en la roca de caja de las mismas. Sus relaciones con la mica blanca hacen suponer una simultaneidad de ambos minerales. Podría tratarse de vetas de temperatura relativamente alta, pues el berilo se suele formar en el período pegmatítico o pegmatítico-neumatolítico (DEER, HOWIE y ZUSSMANN, 1966, página 83; CISSARZ, 1928, pág. 270, Tb. 7 y 70; GUNDLACH y THORMANN, 1960, T. 2); LUGOW (1968, pág. 68), lo cita también entre los primeros minerales que se depositan en los yacimientos del tipo que él llama "formación de casiterita-cuarzo".

Tampoco abunda la *scheelita*, que aparece cristalizada en vetas de cuarzo, sin relación clara con los demás minerales, aunque presenta algunas inclusiones de arsenopirita, lo que inclina a considerar su cristalización posterior a la principal fase de mineralización, de acuerdo con la idea, generalmente admitida, de que se forma en el período de tran-

sición neumatolítico-hidrotermal o en el hidrotermal (GUNDLACH y THORMANN, 1960).

El *apatito* se presenta como el berilo, pero es mucho más abundante. Sus relaciones con la mica blanca indican, en general, una deposición simultánea de ambos minerales, aunque en algunos casos el primero aparece corroído por la segunda. Si bien se ha comprobado su presencia, tanto por determinaciones



Figura 58

Contacto de un filón mineralizado (g. m. Magros): cuarzo y mica blanca filonianas, salbanda serícita, roca de caja turmalinizada; la turmalina de la roca de caja se dispone paralelamente a s_1 , es decir, perpendicularmente al contacto del filón ($\times 18$, N X).

ópticas —cuando el tamaño de grano es suficiente y se pueden obtener figuras de interferencia—, como por difractometría de rayos X e incluso microsonda —en algunos cristales diminutos— y se encuentra en relativa abundancia, no puede asegurarse que se trate siempre de este mineral, pues cuando el tamaño de grano es pequeño puede confundirse con el topacio, cuya existencia se sospecha, sin haber podido comprobarla, por el aspecto de algunos cristales. En ciertos casos forma grandes cristales que

crecen, probablemente por metasomatismo, en la roca de caja, y que pueden observarse a simple vista en la mina.

Rutilo, *esfena*, *circón* y *granate* se presentan, aparte de los casos mencionados, también dispersos en la roca de caja; el primero puede aparecer además disperso entre las micas filonianas.



Figura 59

Mineral X, intersticial, en la misma muestra de la figura 54 (v. allí los otros minerales; $\times 140$, n//).

La *clorita* forma cristales de tamaño variable, de origen hidrotermal, que a veces pueden ser secundarios. Es bastante escasa.

El *feldespato* potásico es también escaso y se presenta en forma de pequeños lentejones o en vetillas que se acomodan a la esquistosidad; su origen es hidrotermal, puesto que viene acompañado de cuarzo y clorita.

Minerales secundarios:

Escorodita es el más abundante. Sustituye a arsenopirita total o parcialmente. En el primer caso se forman agregados seudomórficos, con extinción radial a veces, para cuya identificación ha habido que recurrir a la microsonda, dado lo poco característico de su aspecto; en el segundo, la alteración parte de fracturas y va sustituyendo progresivamente al mineral primario, al tiempo que se extiende en forma descendente la cristalización del secundario a zonas donde aquél está ausente.

La limonita es también un mineral abundante, de origen descendente como probablemente lo es el anterior. Puede aparecer *in situ* —con restos del mineral primario, por ejemplo pirita, todavía sin alterar—, formar costras en los filones e introducirse en los mismos —como impregnación, acompañada o no de escorodita— a favor de fracturas. Sus formas son a veces concrecionadas y puede incluir fragmentos cataclásticos de cuarzo, casiterita, etc.

Rutilo, anatasia, esfena, leucoxeno, no tan abundantes y ya mencionados, son de origen ascendente (neumatolítico-hidrotermal), aunque pueden ser primarios o secundarios.

Productos arcillosos, marcasita, calcosina y covelina se han mencionado también. Los primeros son de origen hidrotermal generalmente; marcasita y calcosina pueden ser ascendentes (hidrotermales) o descendentes, mientras que la covelina es en general, descendente y se ha formado posiblemente a partir de calcosina.

Aparece además, de vez en cuando, el ya citado mineral X (color pardo amarillento, relieve elevado, isótropo; v. II.5), que rellena espacios huecos o microfisuras (fig. 59).

Las muestras en que se basa el presente estudio se han tomado sobre todo en las minas situadas en la zona S del plano número 2 (que son las principales), pues la toma de muestras en la zona N de dicho plano —mina de Picos Blancos, obstruida y labores para explotación de wolframita, cubiertas de vegetación y escombros— ofrece dificultades, por lo cual no pudo hacerse de una manera representativa. Sin embargo, los resultados observados en ambos casos no discrepan.

Estos resultados se han resumido en el cuadro VIII:



Figura 58

Contacto de un filón mineralizado (g. m. Magros): cuarzo y mica blanca filonianos, salbanda sericítica, roca de caja turmalinizada; la turmalina de la roca de caja se dispone paralelamente a s_1 , es decir, perpendicularmente al contacto del filón ($\times 18$, N X).



Figura 59

Mineral X, intersticial, en la misma muestra de la figura 54
(v. allí los otros minerales; $\times 140$, n//).

CUADRO VIII

Mineralogía del grupo minero de Magros: Serie de cristalización aproximada

	F. N.	F. H.	F. D.
Cuarzo			
Ilmenita	xx		
Rutilo + anatas . . .	xxxx		
Casiterita	xxxxxxxx	xx	
Wolframita	xxxxxx	xx	
Scheelita	xxxx		
Arsenopirita	xxxx	xxx	
Pirita	x	xxxx	
Calcopirita		xx	
Molibdenita		xx	
Blenda		xx	
Estannina		xx	
Marcasita	x	xx	
Calcosina	x	xx	
Covelina		xx	
Escorodita		xx	
Limonita		xx	
Mineral X		xx	
Berilo	xxxx		
Apatito	xxxx	x	
Turmalina	xxxxxxxx	xxxx	
Mica blanca	xxxxxxxx		
Granate	xx		
Esfena	x	x	
Círcón	x		
Feldespato potásico . . .	x		
Clorita	x		
Minerales arcillosos . . .	xx		

(F. N., F. H., F. D.=Fases neumatolítica, hidrotermal y descendente, respectivamente.)

IV.2) GRUPO DE MARCOFÁN.

Nos limitaremos, en primer lugar, a las minas situadas sobre el cerro de Marcofán, es decir, las representadas en el plano 3 al NE del granito, las cuales, según las informaciones de los mineros, se diferencian de las de Magros por la aparición de la mineralización más bien en enriquecimientos locales ("remuños" o nidos) que regularmente distribuida en los bordes de los filones, entre las micas blancas o en greisen. Dichos nidos se encuentran sobre todo donde los filones mineralizados cortan filones turmaliníferos ("caixa" de los mineros), cuyas direcciones—aproximadamente N-S—son más o menos perpendiculares a las de aquéllos. Otra diferencia es la mayor riqueza en minerales de tungsteno—wolframita y scheelita—de las minas de Marcofán, una de las cuales—"Mina Rubia", en la que se han explotado scheelita y casiterita—sería, no obstante, una excepción a la primera de las características expuestas, ya que la mineralización aparece de la misma manera que en Magros. Sin embargo, no se ha podido comprobar la existencia de estos

grandes enriquecimientos en los puntos de corte con las zonas turmaliníferas—cosa que, por otra parte, es de esperar, dada la explotación de rapiña de estas minas—, aunque sí se ven dichas zonas de turmalina; por el contrario, en algunos de los filones, se ven granos de casiterita en las salbandas, como en "Mina Rubia".

En cualquier caso, tampoco aquí se encuentran razones para afirmar una relación genética directa entre la turmalina y la mineralización filoniana a pesar de que a veces se encuentran cristalillos de casiterita y wolframita dispersos en las zonas turmaliníferas (fig. 53 b); de las observaciones de campo y microscópicas se deduce más bien que la turmalinización precede a la formación de dichos filones estanníferos; los enriquecimientos locales son perfectamente explicables, ya sea por factores físicos, por ejemplo, por cambios de velocidad de los fluidos en los puntos de corte de dos fracturas, como pasa en Cornwall (sobre la influencia de estos factores físicos, véase, vbgr., BARABANOV, 1966; GARNETT, 1961 y 1968; HOSKING, 1951 y 1965; MCKINSTRY, 1941; TISCHENDORF, 1968; VARLAMOFF, 1950); ya sea por cambios físico-químicos o químicos, como, por ejemplo, neutralización de las disoluciones ácidas que transportan la mineralización al reaccionar con rocas más básicas, lo que provocaría la precipitación de la casiterita, que es soluble en las disoluciones de pH alto o bajo, pero no en disoluciones neutras (SMITH, 1947); sobre la influencia de estos factores químicos o físico-químicos, pueden verse también, entre otros, los trabajos de GUNDLACH y THORMANN, 1960; HOSKING, 1951; SUSHCHEVSKAYA, 1968; TISCHENDOFF, 1968 y 1969.

IV.2.a) Filones turmaliníferos ("caixa").

Como se ha visto, estos filones son en general estériles, a pesar de lo cual pueden encontrarse en sus bordes algo de casiterita o wolframita dispersas (fig. 60), que son, probablemente anteriores y de mayor temperatura que las de la fase principal de la mineralización. En efecto, entre las muestras estudiadas pueden observarse a veces cristales cuyas formas—prismas gruesos, pero muy cortos—se parecen a las típicas de mineralizaciones pegmatíticas o pegmatítico-neumatolíticas (fig. 53 b). Puede aparecer también, aparte de la mica blanca, berilo en forma de pequeños prismas alargados, lo que tal vez explique el nombre—"metal das ajullas", es decir, "metal de las agujas"—que dan los mineros a esta mineralización.



Figura 60

Filón de turmalina atravesado por una venida de cuarzo, mica blanca y wolframita; la wolframita (negra) se deposita alrededor de turmalina (gris), incluyéndola, lo que indica que es posterior (x 36, N//; grupo minero de Marcofán).

La turmalina filoniana tiene el mismo aspecto que la del grupo de Magros (cf. IV.1): cristales de buen tamaño, de color verde azulado a pardo amarillento, a veces zonados repetidamente; este mineral es aquí probablemente el primero que ha cristalizado —aunque a veces incluye pequeños granos de cuarzo, micas blancas, apatito y opacos, esto puede atribuirse más bien a su abundancia, que hace que su cristalización dure más tiempo, puesto que en general se presenta más bien incluida en estos minerales e incluso corroída por los mismos—, con la excepción de algunos minerales de titanio—ilmenita sobre todo—, que pueden precederla, y de berilo y casiterita—cuando aparece, que pueden ser simultáneos; la wolframita, en cambio, parece posterior (fig. 60).

La turmalina se difunde también por la roca de caja, pero entonces puede observarse una disminución de su tamaño de grano; frecuentemente muestra relaciones de sustitución con otros minerales y cabe pensar que su origen es metasomático (por

ejemplo, muestra inclusiones iguales que las de la figura 40).

En cuanto a los minerales opacos, aparece *ilmenita* dispersa en la roca de caja y generalmente alterada a rutilo. La *arsenopirita* suele presentarse más bien en filones, mientras que la *pirita* puede alcanzar una mayor difusión en la roca de caja. Comparando, pueden distinguirse dos generaciones de ambas: una de arsenopirita muy temprana, que acompaña a casiterita y a wolframita y forma sólo pequeños cristales; luego cristaliza pirita, que puede formar ya cristales mayores, los cuales aparecen incluidos en la segunda generación de arsenopirita; por fin aparece también pirita intersticial, que rellena huecos en cuarzo, etc., y que se atribuye a un período posterior y de más baja temperatura (hidrotermal posiblemente). En cualquiera de estas generaciones pueden encontrarse también pequeños cristales intersticiales de pirrotina, calcopirita, molibdenita (?) y minerales de bismuto y de otros minerales, como marcasita, calcosina, covelina escorodita, limonita..., la mayoría de los cuales—si no todos—son secundarios.

De todas las observaciones realizadas en estos filones turmaliníferos, puede deducirse un orden de

CUADRO IX

Grupo de Marcofán ("CAIXA"): Serie de cristalización aproximada

	F. N.	F. H.	F. D.
Cuarzo	xxxxxxxxxxxx	xxxxx	
Ilmenita		xx	
Rutilo		xxx	
Anatas, etc.			
Casiterita		xx	
Wolframita		xx	
Arsenopirita		xxx	x
Pirita	x		xxx
Esfena		x	
Pirrotina		x	
Calcopirita		x	
Molibdenita (?) . . .		x	
Minerales de Bismuto . . .			
Marcasita	x		x
Calcosina	x		x
Covelina			x
Escorodita			x
Limonita			x
Turmalina	xxxxxx		
Berilo	xxx		
Mica blanca	xxxxxx		xxxxx
Apatito	xxxx		x
Granate	xx		
Clorita		x	
Minerales arcillosos . . .	x		x

(F. N., F. H., F. D.=Fases neumatolítica, hidrotermal y descendente, respectivamente.)



Figura 60

Filón de turmalina atravesado por una venida de cuarzo, mica blanca y wolframita; la wolframita (negra) se deposita alrededor de turmalina (gris), incluyéndola, lo que indica que es posterior ($\times 36$, N//; grupo minero de Marcofán).

cristalización aproximado, que es el que muestra el cuadro IX. Además de los minerales mencionados, se ha visto también granate —no muy frecuente—, así como clorita y productos arcillosos. La turmalina que aparece en los filones mineralizados podría ser algo posterior a la de éstos que aquí nos ocupan.

IV.2.b) Filones mineralizados.

La *mica blanca* es aquí un acompañante prácticamente constante de la casiterita (figs. 61 y 62). Como en las minas descritas anteriormente (IV.1), hay muscovita y micas litiníferas (fig. 76); sus relaciones con la mineralización son también las mismas, pero la *casiterita* se ha visto aquí con mayor frecuencia, a pesar de la omnipresente cataclasis, en grandes cristales idiomorfos y muy bien maclados que indican un origen neumatólitico (fig. 63). Igual que allí, el *cuarzo* es otro acompañante frecuente de la casiterita y puede ser anterior, simultáneo o posterior a ésta (fig. 64).

El *apatito* se ha encontrado, bien en filones con mica blanca y cuarzo; bien en la roca de caja en forma de impregnación neumatólitica casi exclusivamente en las zonas en que hay mineralización (de Sn o de W), aunque ésta puede presentarse sin aquél. Forma a veces, como en Magros, grandes cristales, que se distinguen a simple vista incrustados en los hastiales. En cuanto a su identificación y a sus relaciones con otros minerales, ha de tenerse en cuenta lo ya dicho (IV.1). Aunque no se ha encontrado en los filones en contacto directo con casiterita, sino que tiende a difundirse en la roca de caja, de la comparación con los otros minerales se deduce una cristalización aproximadamente simultánea de ambos.

La *scheelita* se presenta en vetas —acompañada por y con inclusiones de cuarzo, mica blanca y opacos— o como mineral secundario, sustituyendo a wolframita (fig. 65). Las venidas de scheelita parecen tardías, pues cortan zonas ya afectadas por neumatolisis, en las que se ha formado apatito, mica blanca, rutilo, etc.; no obstante, pueden cristalizar todavía posteriormente cuarzo y mica blanca residuales (fig. 66).

Los minerales primitivos pueden ser alterados por disoluciones posteriores —por ejemplo, la *wolframita* aparece sustituida por scheelita y por limonita; ésta contiene probablemente el hierro del mineral original, que podría haberse alterado, por ejemplo, dando lugar a pirita y scheelita, como explica RAM-



Figura 61
Casiterita y mica blanca, probablemente simultáneas
($\times 40$, N//; g. m. Carcofán).

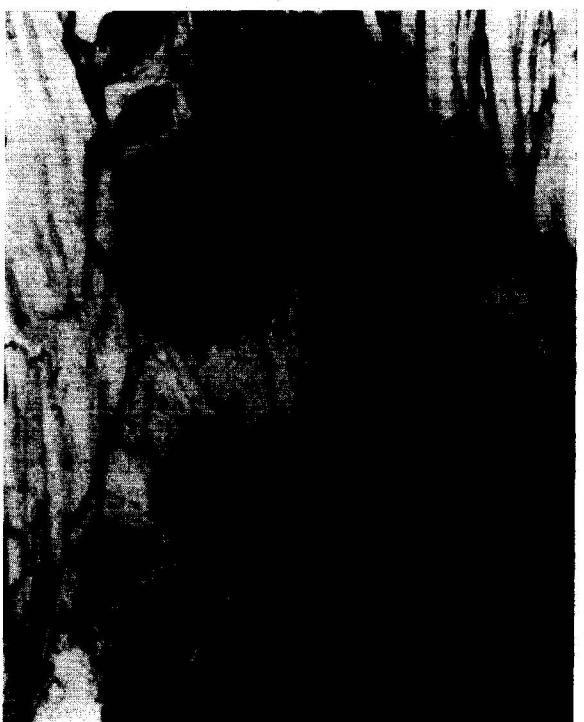


Figura 62
Casiterita, afectada por cataclasis, y mica blanca, que la cementa ($\times 40$, N//; g. m. Marcofán).



Figura 63
Filón de cuarzo con casiterita y mica blanca; en el centro, macla de casiterita de origen neumatólitico
($\times 18$, N//; g. m. Marcofán).



Figura 64
Casiterita fracturada y posteriormente cementada por cuarzo en la misma muestra de la figura 63
($\times 29$, N//).



Figura 65
Veta de cuarzo y mica blanca, con scheelita (gris) que sustituye a wolframita (negra) anterior
($\times 27$, N//; g. m. Marcofán).



Figura 66
Scheelita parcialmente sustituida por mica blanca, posiblemente litinífera ($\times 90$, N//; g. m. Marcofán).

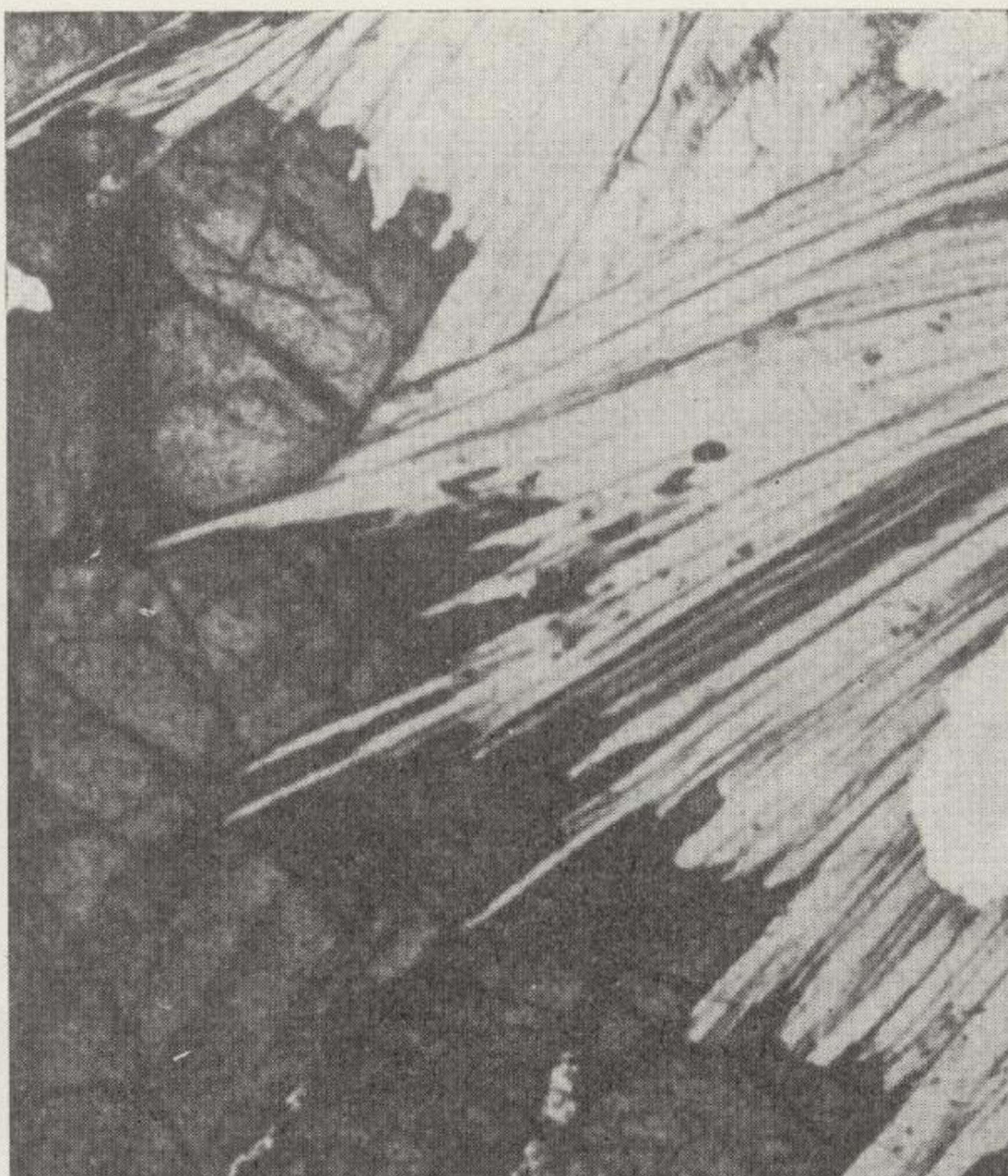


Figura 61

Casiterita y mica blanca, probablemente simultáneas
($\times 40$, N//; g. m. Carcofán).



Figura 62

Casiterita, afectada por cataclasis, y mica blanca, que la cementa ($\times 40$, N//; g. m. Marcofán).



Figura 63

Filón de cuarzo con casiterita y mica blanca; en el centro, macla de casiterita de origen neumatolítico ($\times 18$, N//; g. m. Marcofán).



Figura 64

Cassiterita fracturada y posteriormente cementada por cuarzo en la misma muestra de la figura 63 ($\times 29$, N//).



Figura 65

Veta de cuarzo y mica blanca, con scheelita (gris) que sustituye a wolframita (negra) anterior ($\times 27$, N//; g. m. Marcofán).



Figura 66

Scheelita parcialmente sustituida por mica blanca, posiblemente litinífera ($\times 90$, N//; g. m. Marcofán).

DOHR (1969, pág. 1.069)—, las cuales producen también impregnaciones de minerales hidrotermales, como clorita, cuya aparición en compañía de minerales propios de más elevada temperatura, vbgr., turmalina y casiterita (fig. 67), resultaría sorprendente si no se tuviese en cuenta su origen posterior; también se forman en este período productos arcillosos y sulfuros. En general, la fase hidrotermal, aunque siempre subordinada, es aquí más importante que en Magros.



Figura 67

Micacita (roca de caja, g. m. Marcofán), sericitizada en parte —ángulo superior derecho—, en la que coexisten turmalina —impregnación neumatolítica— y clorita —secundaria de biotita— ($\times 90$, N//).

Los minerales de titanio son más abundantes en los filones turmaliníferos y en los de Mina Rubia que en los demás. Se han encontrado los mismos que en Magros —si bien sólo se ha visto ilmenita en “caixa”, no en los filones normales— y además, en Mina Rubia, brookita (fig. 68); en esta mina no se ha visto ilmenita, pero es posible que se hubiese formado en principio y fuese luego alterada a rutilo, leucoxeno, etc., que sí se ven; la alteración también ha afectado a los grandes fenoblastos de granate, que sólo aquí hemos encontrado, hasta casi hacerlos desaparecer.

Resumiendo lo dicho con respecto a los minerales transparentes, la mineralización del cerro de Marcofán viene acompañada por cuarzo y mica blanca fundamentalmente, con apatito y berilo occasionales; en las zonas afectadas por fluidos de menor temperatura puede aparecer clorita, productos arcillosos y/o sulfuros. La estructura de los filones (zonalidad) es como en el grupo de Magros y, como allí, la cataclasis es también intensa (se ven espejos de falla en las minas). La turmalina, que es muy abundante, se presenta en filones o en la roca de caja —sustitución metasomática o impregnación, figura 67— pero no parece relacionada directamente con la mineralización.

Las observaciones que siguen se refieren al grupo más generalizado de los filones mineralizados —los de turmalina ya han sido descritos: IV.2.a— de Marcofán, contando con lo ya dicho para el grupo de Magros (IV.1), por lo que sólo se insistirá en



Figura 68

Roca de caja—de filón de casiterita, wolframita y scheelite (Mina Rubia, g. m. Marcofán)—impregnada de minerales de Ti (en la foto, blancos): agregado de brookita, con algún cristalillo diminuto de esfena (más oscuro), en el centro, y anatasia, arriba y abajo (ésta parece una sustitución seudomórfica de ilmenita) ($\times 175$, N X, inmersión, luz reflejada)

sus particularidades; en cuanto a los filones de Mina Rubia, se considera válido para ellos lo dicho en (IV.1), aunque la cristalización de la wolframita parece aquí a veces más tardía (por ejemplo, posterior a la difusión de los minerales de titanio en la roca de caja, que aparece cortada por los filones que contienen wolframita), si bien por otra parte puede parecer simultánea a la mica blanca filoniana (fig. 69).

Acerca de las relaciones entre arsenopirita y pirita, cabe decir lo mismo que en IV.1 (fig. 70). La alteración —así como la cataclasis— es aquí muy fuerte también y en la pirita puede dejar restos que ponen de manifiesto las direcciones estructurales (fig. 71). Las sustituciones por marcasita son también frecuentes, pero su interpretación, dudosa. En efecto, entre las inclusiones más frecuentes en pirita se cuenta la pirrotina, cuya forma indica a veces una cristalización indudablemente intersticial



Figura 69

Wolframita (blanca, masiva) con mica blanca (en la foto se ve negra, con crucero); en la parte superior de la fotografía aparece limonita secundaria (color blanco grisáceo), que impregna o cementa los cristales de mica blanca (filón de figura 68, $\times 175$, N//, inmersión, luz reflejada)

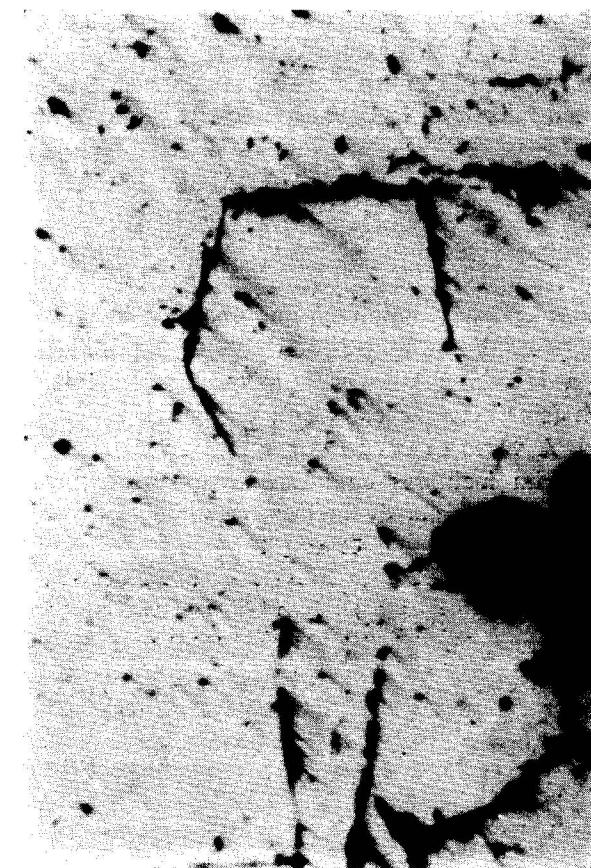


Figura 70

Contacto, apenas perceptible pero resaltado en parte por la alteración, de arsenopirita y pirita, que parecen haberse formado en equilibrio ($\times 175$, N//, inmersión, luz reflejada; muestra tomada en escombreras (g. m. Marcofán)

(posterior), pero otras veces los bordes parecen de reacción, es decir, que cabe la posibilidad de que hubiese cristalizado pirrotina anteriormente, siendo luego en parte substituida por pirita y, más tarde y con mayor intensidad, por marcasita, pues es sabido que la pirrotina es un mineral que puede cristalizar a altas temperaturas, que se vuelve inestable cuando la presión parcial de azufre aumenta y que es mucho más sensible a la alteración que la pirita; en este caso, la marcasita, que se presenta sobre todo en masas incluidas en pirita o en bandas que la atraviesan, procedería en su mayor parte de la sustitución o alteración de pirrotina y no de pirita. Por ello se indican para la pirrotina en la secuencia de cristalización dos posibles regiones, una de las cuales no es segura. La pirita es a veces claramente anisótropa.



Figura 67

Micacita (roca de caja, g. m. Marcofán), sericitizada en parte —ángulo superior derecho—, en la que coexisten turmalina —impregnación neumatolítica— y clorita —secundaria de biotita— ($\times 90$, N//).



Figura 68

Roca de caja—de filón de casiterita, wolframita y scheelite (Mina Rubia, g. m. Marcofán)—impregnada de minerales de Ti (en la foto, blancos): agregado de brookita, con algún cristalillo diminuto de esfena (más oscuro), en el centro, y anatasa, arriba y abajo (ésta parece una sustitución seudomórfica de ilmenita) ($\times 175$, N X, inmersión, luz reflejada)



Figura 69

Wolframita (blanca, masiva) con mica blanca (en la foto se ve negra, con crucero); en la parte superior de la fotografía aparece limonita secundaria (color blanco grisáceo), que impregna o cementa los cristales de mica blanca (filón de figura 68, $\times 175$, N//, inmersión, luz reflejada)

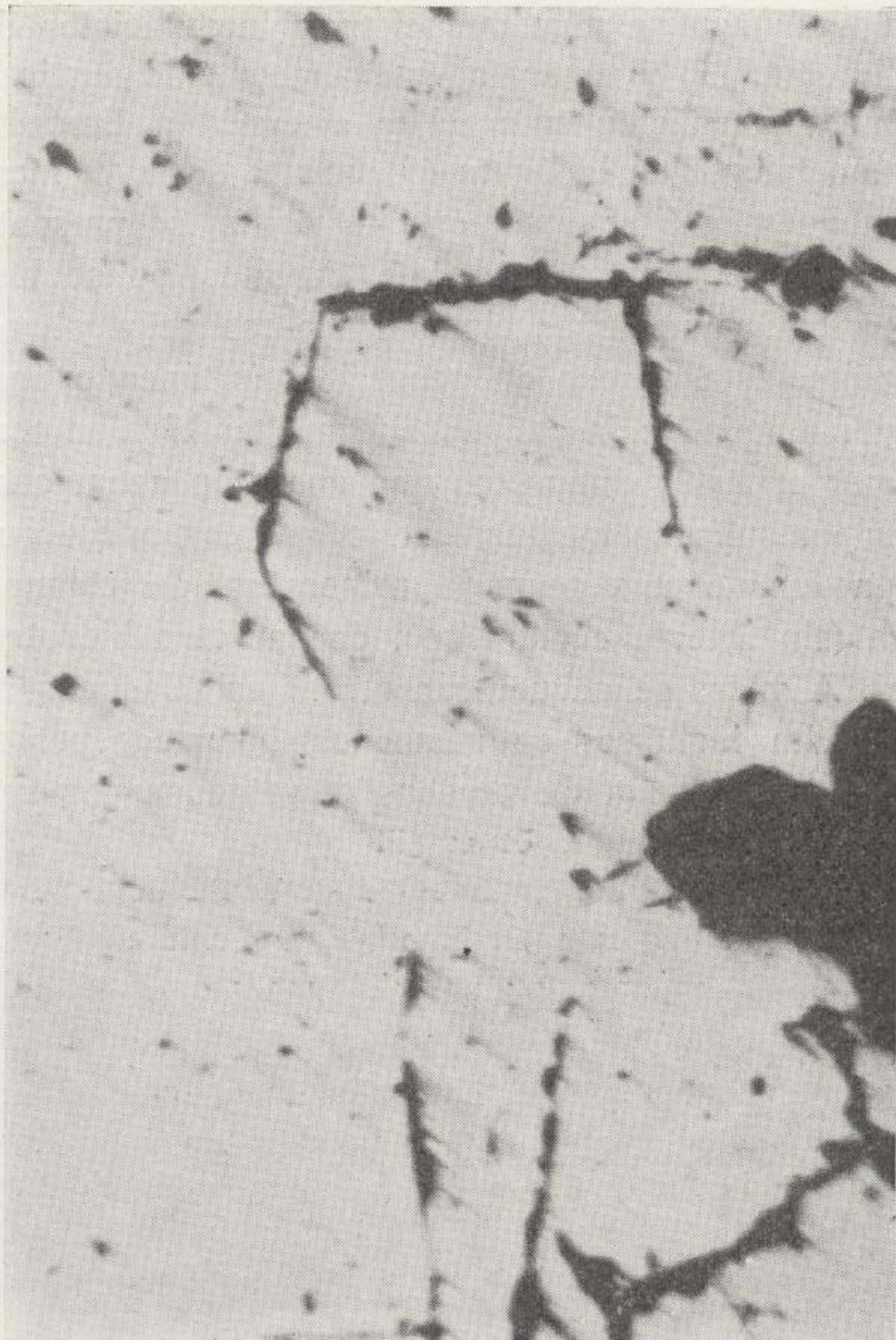


Figura 70

Contacto, apenas perceptible pero resaltado en parte por la alteración, de arsenopirita y pirita, que parecen haberse formado en equilibrio ($\times 175$, N//, inmersión, luz reflejada; muestra tomada en escombreras (g. m. Marcofán)

La wolframita muestra rellenos intersticiales de pirita (fig. 72) y parece a veces haber sido sustituida por el mismo mineral y alterada a limonita (como tal vez en la figura 69), aparte de la ya mencionada scheelita; igual que casiterita, se presenta también incluida en sulfuros. Aunque no se han encontrado relaciones claras entre casiterita y wolframita, ésta parece en general simultánea o posterior a aquélla; la casiterita forma también en ocasiones cristales diminutos que aparecen acompañados por sulfuros tardíos, por lo que es posible que haya habido una segunda mineralización estannífera (sin interés económico), de carácter hidrotermal. A veces se encuentran restos cataclásticos de casiterita incluidos en masas de limonita; probablemente se trata de brechas cementadas por sul-



Figura 71

Pirita (blanca) parcialmente alterada a limonita (gris), la alteración sigue preferentemente direcciones estructurales de los cristales de pirita ($\times 225$, //, luz reflejada; escombreras, g. m. Marcofán).

rededor de otros) indican que es uno de los últimos sulfuros en cristalizar (figs. 73 y 74), aunque preceda a los secundarios marcasita, calcosina y covelina. Esta última es, al menos en parte, descendien-

furos que luego se han alterado (como en la figura 55).

Como minerales *intersticiales* en pirita o en arsenopirita, aparecen estannina, minerales de bismuto, molbdenita (?), calcopirita y la ya mencionada pirrotina; en ocasiones, también minerales de titanio (fig. 75). Estos minerales pueden encontrarse también en forma de pequeños cristales dispersos, con marmatita (blendita ferrífera) a veces. Las relaciones de estannina con los demás minerales (estannina con inclusiones de blendita o depositada al-



Figura 72

Wolframita (gris), con cristalización intersticial de pirita blanca. ($\times 90$, N//, luz reflejada; filón mineralizado g. m. Marcofán).

rededor de otros) indican que es uno de los últimos sulfuros en cristalizar (figs. 73 y 74), aunque preceda a los secundarios marcasita, calcosina y covelina. Esta última es, al menos en parte, descendien-

te (asociada a limonita), como lo son escorodita (fig. 75), limonita y el ya citado (II.5) mineral X (fig. 76).



Figura 73

Filón de cuarzo con arsenopirita (blanca) y estannina (gris claro); ésta tiene una inclusión (más oscura) de blendita ($\times 175$, N//, luz reflejada, inmersión; g. m. Marcofán).

Pirita, calcopirita y pirrotina—estas últimas llenando un mismo intersticio en la primera—pueden aparecer juntas. Por desgracia, son demasiado escasas y aleatorias estas asociaciones, para que puedan deducirse conclusiones sobre sus condiciones termodinámicas de formación, aunque en el sistema ternario Cu-Fe-S la coexistencia de los tres minerales citados sólo se produce a temperaturas inferiores a los 300°C, en que cubanita deja de ser estable en presencia de pirita (BARTON y SKINNER, en BARNES, 1967, fig. 7.12, pág. 301). A pesar de todo, estas condiciones corresponden a las alteraciones póstumas—entre las ascendentes—observadas en la roca de caja—ya hemos visto, por ejemplo, cómo la clorita se superponía a la turmalina—y, por corresponder a un período hidrotermal, están de acuerdo con la relativa abundancia de sulfuros en las minas de Marcofán.

La serie de cristalización supuesta—basándose en todas estas observaciones—para casiterita, scheelita, minerales opacos y semi-opacos (rutilo, etcétera) se representa a continuación en el cuadro X. Entre los minerales transparentes, se observan aproximadamente las mismas relaciones que en el grupo de Magros (IV.1), por lo que se considera válido para ellos la serie allí expuesta (cuadro VIII).

CUADRO X

Grupo minero Marcofán (Filones mineralizados, excepto Mina Rubia): Serie de cristalización aproximada

	F. N.	F. H.	F. D.
Casiterita	xxxxxxx	ix?	
Wolframita	xxxxxx	ix?	
Scheelita	xx	xx	
Rutilo	xxx		
Anatasa, etc.			
Arsenopirita	xxxxxx		
Pirita	xxxx	xx	
Pirrotina			
Molibdenita (?)	ix?	x	
Minerales de Bismuto			
Estannina		x	
Calcopirita		x	
Blendita		x	
Marcasita		x	x
Calcosina		x	x
Covelina		x	x
Escorodita		x	
Limonita		x	
Mineral X		x	

(F. N., F. H., F. D.=Fases neumatolítica, hidrotermal y descendente, respectivamente.)

IV.2.c) Zona de Muradas y otras.

La mineralización que se ha explotado en el pueblo de Muradás y sus alrededores (contacto NW del granito, plano número 3) no se ha podido estudiar por su inaccesibilidad, pero probablemente se trata de una impregnación del granito, que aparece muy alterado ("barros"). En los esquistos próximos al contacto se produce silicificación, destrucción de la esquistosidad, impregnación con productos arcillosos, etc., que no parecen muy intensas. Los efectos tectónicos, en cambio, sí son intensos.

Quedan, por fin, las dos zonas de labores situadas al N de la zona de Marcofán, en las cuales—así como en las rocas próximas—se han tomado muestras. Estas labores, cuya importancia parece mucho menor que la de las ya descritas, están si-

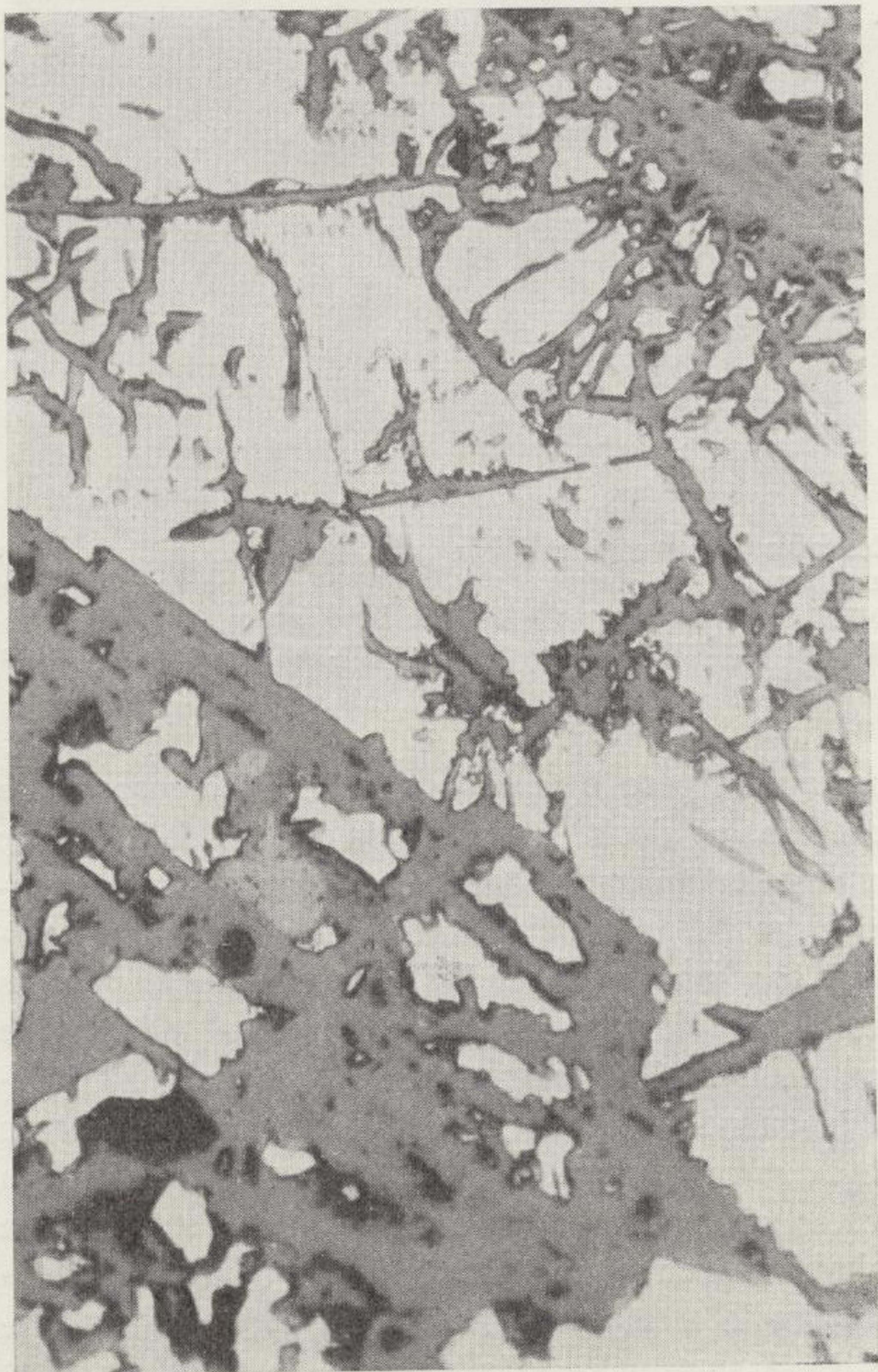


Figura 71

Pirita (blanca) parcialmente alterada a limonita (gris), la alteración sigue preferentemente direcciones estructurales de los cristales de pirita ($\times 225$, //, luz reflejada; escombreras, g. m. Marcofán).



Figura 72

Wolframita (gris), con cristalización intersticial de pirita blanca). ($\times 90$, N//, luz reflejada; filón mineralizado g. m. Marcofán).



Figura 73

Filón de cuarzo con arsenopirita (blanca) y estannina (gris claro); ésta tiene una inclusión (más oscura) de blenda ($\times 175$, N//, luz reflejada, inmersión; g. m. Marcofán).

tuadas al SSW de Ventelas y al SE de Lebozán y las distinguiremos refiriéndonos a su posición geográfica: "labores S" y "Labores N", respectivamente (v. plano geológico).

Labores N.—La zona parece muy silicificada, con abundantes filones y lentejones de cuarzo, que destacan en el monte y en los que a veces se encuentra arsenopirita. Existe una pequeña galería, hecha con el fin de explotar una supuesta mineralización estannífera, pero en las muestras tomadas sólo se han visto cantidades mínimas de este mineral, pues predominan los sulfuros (*arsenopirita* fundamentalmente, con cristalización intersticial de *estannina* y *molibdenita*), junto con escorodita y limonita secundarias. La posible casiterita aparece también en forma de relleno intersticial en arsenopirita, lo que hace pensar en una mineralización de baja temperatura (hidrotermal), sin que haya indicios claros de mayor riqueza de estaño. A pesar de



Figura 74

Estannina (blanca) depositada alrededor de un agregado de nakrita (oscura) en filón de cuarzo ($\times 175$, N//, luz reflejada, inmersión; g. m. Marcofán).



Figura 75

Arsenopirita (negra) en diversas etapas de su alteración a escorodita (clara, relieve alto), con cuarzo (blanco, límpido) y anatasita (en el centro, oscuro, relieve alto) intersticiales. Muestra tomada de una veta de arsenopirita y cuarzo que corta a filón de turmalina ("caixa"), cerca de la cumbre del cerro de Marcofán ($\times 40$, N//).

ello, los efectos metasomáticos en las rocas vecinas son relativamente intensos: silicificación, lixiviación de la biotita y sustitución de la misma por

CUADRO XI

Grupo minero de Marcofán (Labores N): Serie de cristalización aproximada

	F. N.	F. H.	F. D.
Cuarzo	xxxxxx	xxxxx	
Sericita	xx	x	
Feldespato potásico . . .	x	xx	
Clorita		xx	
Arsenopirita		xx	
Casiterita (?)	x		
Molibdenita	x		
Estannina	x		
Blenda (?)	x		
Rutilo	x		
Minerales arcillosos	x	x	
Escorodita		xx	
Limonita		xx	

(F. N., F. H., F. D.=Fases neumatólitica, hidrotermal y descendente, respectivamente.)

clorita, sericitización y metasomatismo de minerales arcillosos, lo que tiende a borrar la esquistosidad y a alterar los feldespatos, aparición de vetas llenas de material cuarzo-feldespático (feldespato, transformado en productos arcillosos luego), aparición de minerales de Ti (rutilo sobre todo) secundarios, etc., fenómenos que indican también, en general, bajas temperaturas, por sus efectos retrógrados y que pueden considerarse dentro del dominio hidrotermal. La ausencia o enorme escasez de turmalina confirma esta suposición. En el cuadro XI se resume su serie de cristalización aproximada.

Labores S.—Sólo se dispone de algunas calicatas. Los filones de cuarzo no son tan abundantes como en las labores N; aparecen también sulfuros, pero la casiterita sólo se descubre en el estudio microscópico y en forma de cristalillos diminutos, por lo que no siempre es segura.

La *arsenopirita* es, como antes, el mineral fundamental, en el cual aparecen, cuando es masivo, pirita—esta puede contener, a su vez, calcopirita, rutilo, marcasita y covelina—, *marcasita*, *rutilo* y *pirotina*, intersticiales y, por tanto, posteriores. Arsenopirita y pirita también aparecen formando granos sueltos—la segunda puede formar además impregnaciones y también cenefas alrededor de la primera, lo que indica que es posterior—, así como marcasita, rutilo, casiterita, esfena, blenda (?). La arsenopirita puede mostrar inclusiones ocasionales de *mica blanca* y estar asociada a *scheelite*, que parece algo posterior; otras veces aparece acompañada de calcosina y covelina, alterada a escorodita, etc.

Las transformaciones de la roca de caja son las mismas que en la zona de las labores Norte, salvo la aparición aquí de turmalina y apatito y la alteración de biotita a turmalina (en vez de clorita), en algunos casos; es decir, que se ven minerales de mayor temperatura.

En conclusión, puede decirse, por tanto, que los fluidos que han causado estas acciones estaban al principio a mayor temperatura que los del caso anterior: probablemente se trataba aquí de fluidos neumatóliticos, que han ido enfriándose hasta llegar al dominio hidrotermal.

La serie de cristalización aproximada se resume a continuación en el cuadro XII.

CUADRO XII

Grupo minero de Marcofán (Labores S): Serie de cristalización aproximada

	F. N.	F. H.	F. D.
Cuarzo	xxxxxxxxxx	xxxxxx	
Turmalina		xxxx	
Apatito		xxx	
Mica blanca		xxxxxx	
Casiterita (?)		x	
Rutilo		x	
Esfena		x	
Molibdenita		x	
Arsenopirita		xxxxx	xx
Scheelite		x	xx
Pirita		x	
Calcopirita			x
Blenda (?)			x
Feldespato		x	x
Clorita			x
Marcasita		x	
Calcosina		x	x
Covelina			x
Escorodita			x
Minerales arcillosos			x

(F. N., F. H., F. I)=Fases neumatólitica, hidrotermal y descendente, respectivamente.)

IV.3) OTRAS ZONAS.

A continuación se describen, ya sea minas de importancia menor—excepto los aluviones del río Doade, que son la única explotación en actividad actualmente, pero que quedan ya prácticamente fuera del área investigada—, alejadas del granito de Beariz, ya sea zonas que parecen de interés para su prospección minera. Para la localización de las mismas, v. el plano geológico o, dado el caso, el que se indique en el lugar respectivo.

Mina de Amarante (al SE de Cardelle).

Las muestras han sido tomadas en la escombra, por no haberse podido acceder a la mineralización. Las rocas de la zona muestran, como siempre cataclasis y acciones neumatólitico-metasomáticas—turmalinización, silicificación, etc.—y en las contiguas a las labores aparecen filones con cuarzo, mica blanca, berilo y turmalina. Los opacos son escasos. Según el antiguo fundidor de estaño de Beariz, la casiterita de esta mina era de muy buena calidad.

Mina de Villariño (al NW del pueblo).

En cuanto a la toma de muestras, sucede aquí lo mismo que en la mina anterior. Las rocas contiguas

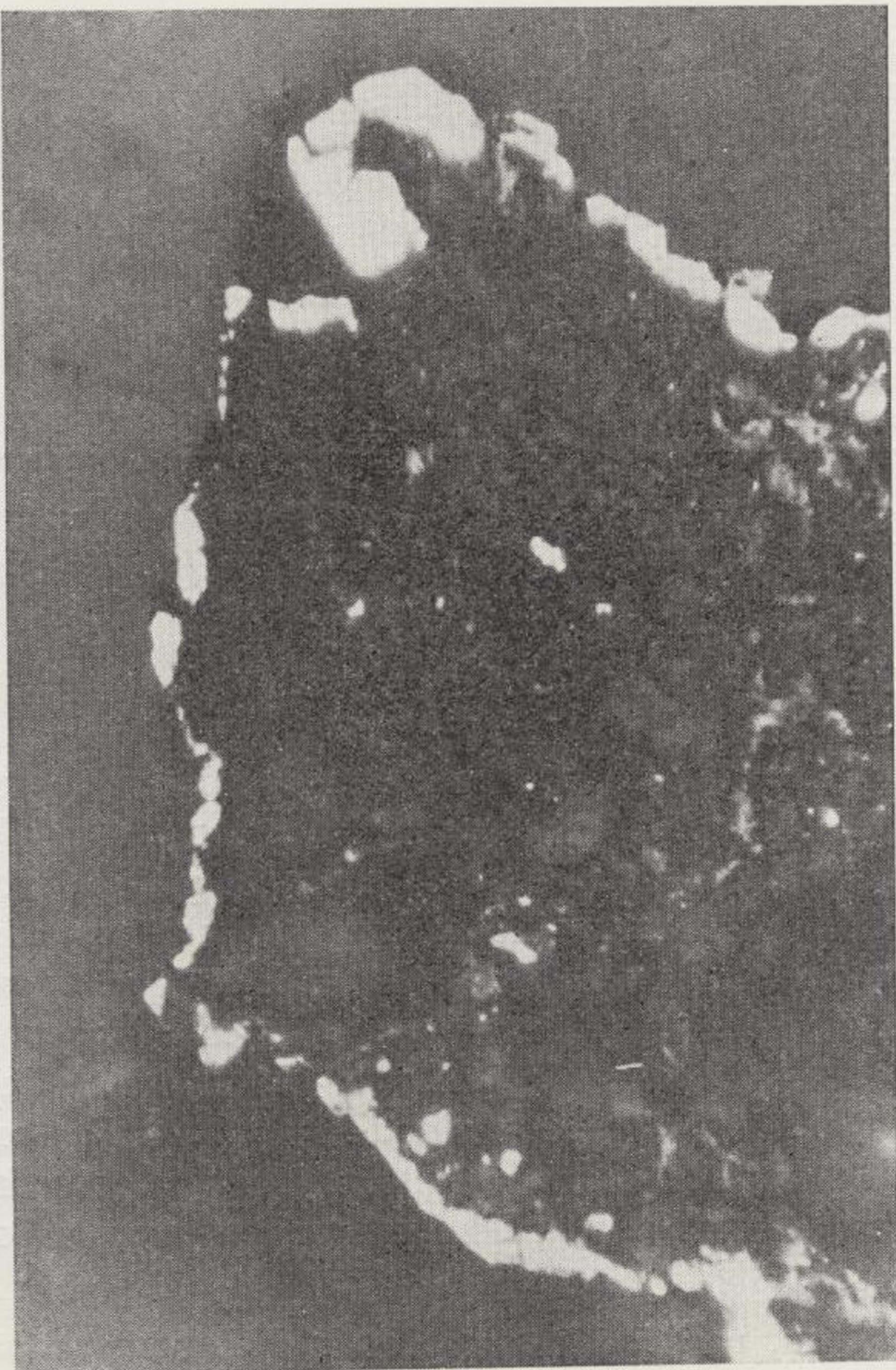


Figura 74

Estannina (blanca) depositada lrededor de un agregado de nakrita (oscura) en filón de cuarzo ($\times 175$, N//, luz reflejada, inmersión; g. m. Marcofán).

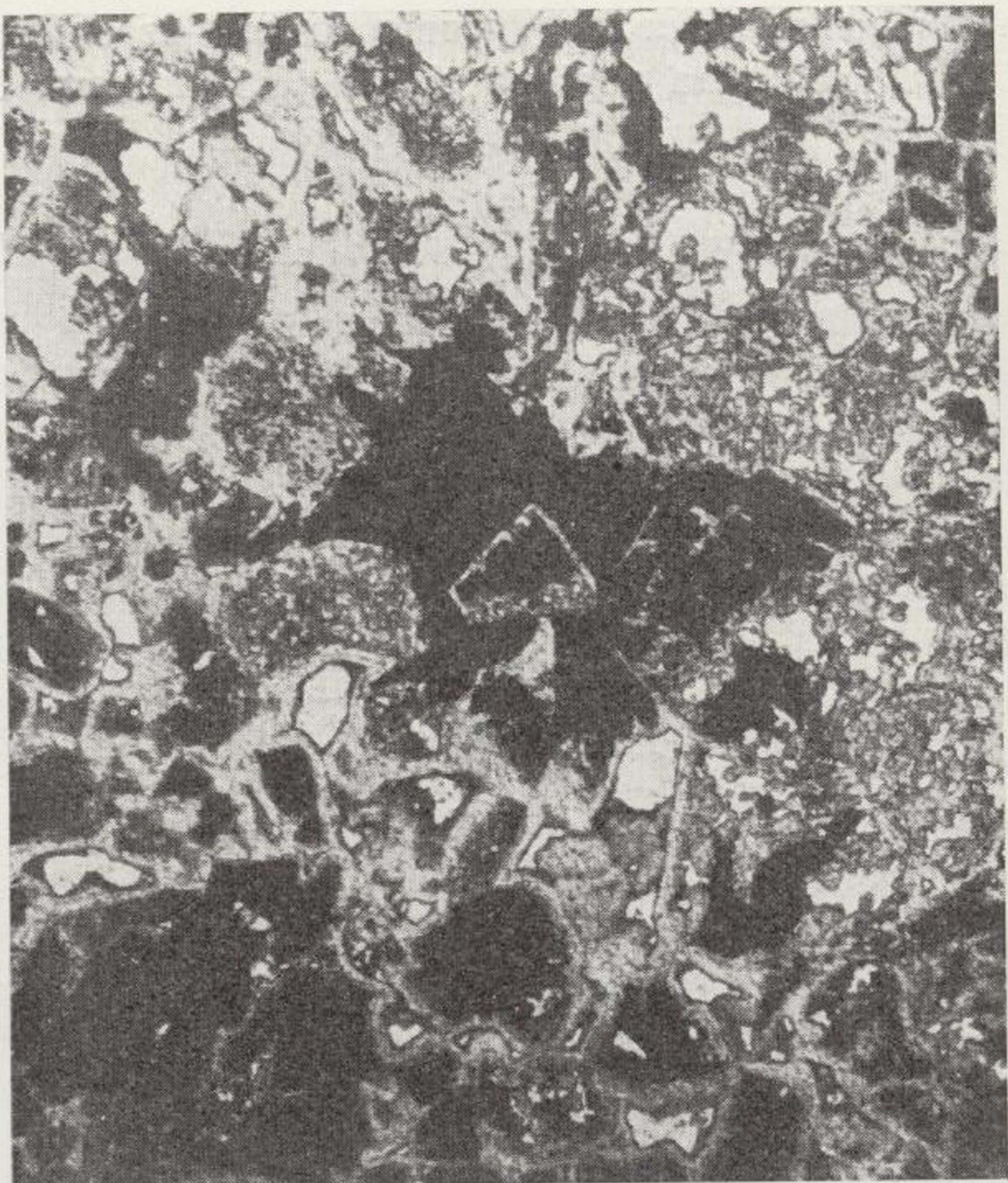


Figura 75

Arsenopirita (negra) en diversas etapas de su alteración a escorodita (clara, relieve alto), con cuarzo (blanco, límpido) y anatasa (en el centro, oscuro, relieve alto) intersticiales. Muestra tomada de una veta de arsenopirita y cuarzo que corta a filón de turmalina ("caixa"), cerca de la cumbre del cerro de Marcofán ($\times 40$, N//).

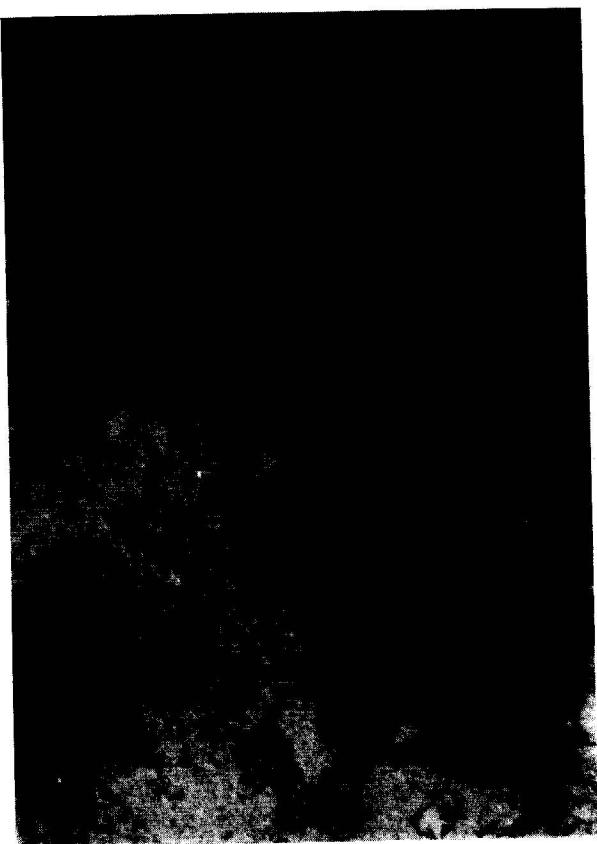


Figura 76

Impregnaciones de mineral X (oscuro, relieve alto) en matriz de mica litinifera filoniana, cuyas diferencias de tono es posible se deban a distintos contenidos de potasio, puesto de manifiesto por el teñido ($\times 40$, N//, borde de filón mineralizado, Mina Rubia, grupo minero de Marcofán).

muestran efectos de contacto (vitrificación en zonas próximas a filones o diques, desorden en la esquistosidad, crecimiento de fenoblastos en cualquier dirección, formación de granate, etc.) y neumatolítico-metasomáticos (silicificación, turmalinización, lixiviación de la biotita, etc.), así como deformaciones y cataclasis. Hay filones de cuarzo y turmalina, con rutilo, apatito, mica blanca, etc., en los que la turmalina aparece atravesada por fracturas, llenas de cuarzo (fig. 77), corroída por cuarzo y rutilo, etc. Otras veces tiende a ser sustituida —parcialmente— por apatito, aunque también puede presentar inclusiones del mismo. La mica blanca más bien con el granito que aflora unos kilómetros al W (fuera del área estudiada), el cual da lugar a una banda pegmatítica mineralizada (v. I.2.a.), que

A partir de las observaciones microscópicas se ha construido el cuadro XIII para mostrar su serie de cristalización, en la que, por desgracia, no figura la mineralización por falta de datos.

CUADRO XIII

Mina de Villariño: Serie de cristalización aproximada

Cuarzo	xxxxxxxxxxxx
Turmalina	xxxx
Mica blanca	xxxxxx
Apatito	xx
Rutilo	xx
Clorita	x
Minerales arcillosos	x

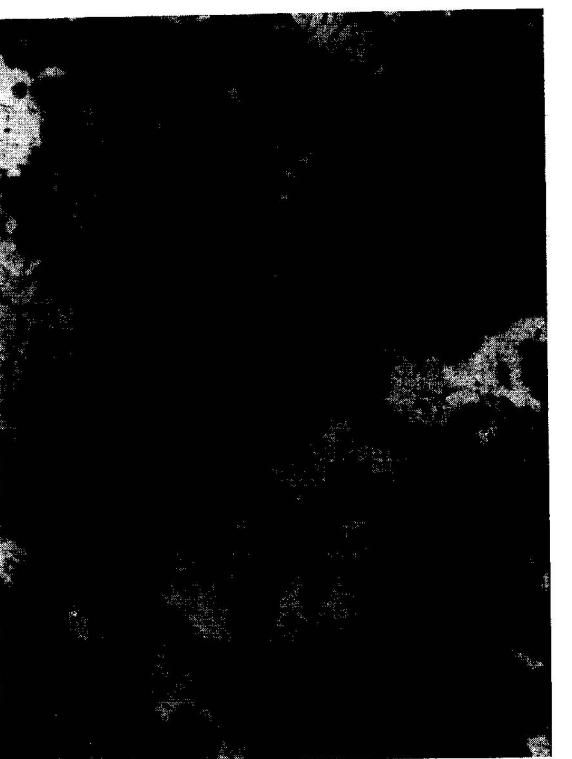


Figura 77

Roca de cuarzo y turmalina con rutilo, el cual aparece en un grano rodeado de cuarzo (parte inf.); los granos de turmalina están cortados por vetillas de cuarzo posteriores ($\times 50$, N//; muestra tomada en escombreras de la mina de Villariño).

Por su situación, hay que relacionar esta mina más bien con el granito que aflora unos kilómetros al W (fuera del área estudiada), el cual da lugar a una banda pegmatítica mineralizada (v. I.2.a.), que

ha sido estudiada por HENSEN (1967). Por desgracia no hemos podido encontrar en la escombrera muestras mineralizadas con casiterita.

Aluviones del río Doade.

Se han examinado brevemente algunas muestras (concentradas en los mismos), observándose cristales detriticos de casiterita, wolframita, magnetita, ilmenita, anatasia, rutilo, esfena, granate, turmalina, micas, circón, etc. De la prospección y evaluación de este tipo de yacimientos se ha ocupado AZCÁRATE (1972).

Apófisis granítica al S de Beariz.

Como ya se ha visto en Petrografía, el granito presenta aquí una facies marginal, con granos de

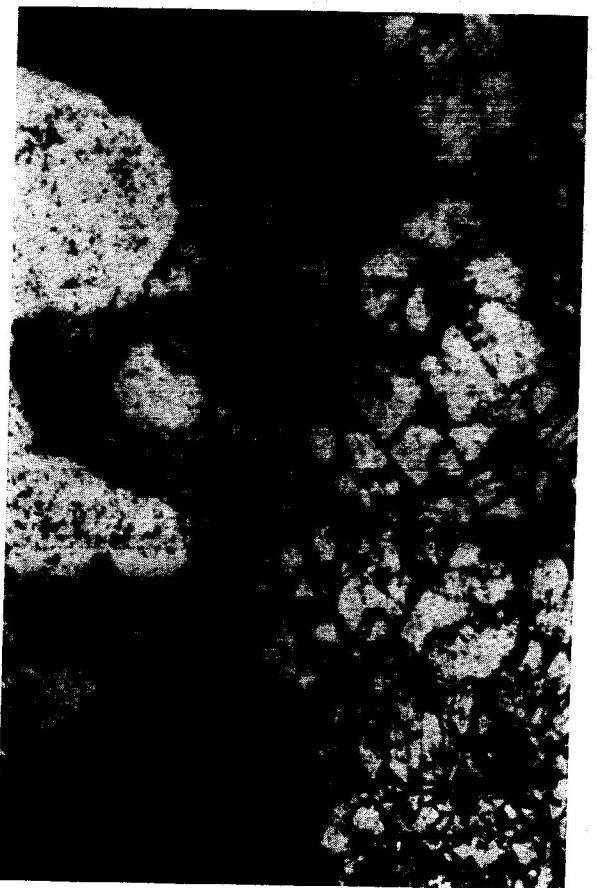


Figura 78

Arsenopirita (ángulo inf. izquierdo) parcialmente alterada a escorodita; ésta llega a formar una especie de matriz que incluye los otros minerales. Alteración parcial de biotita (ángulo sup. izquierdo), que aparece decolorada y de albita; otros componentes son cuarzo y muscovita ($\times 52$, N//; filón de cuarzo y arsenopirita de la figura 35).

sulfuros dispersos en ocasiones. Los contactos son frecuentemente tectónicos (fig. 48) y en sus proximidades hay filones de cuarzo con sulfuros (fig. 35). Los efectos de contacto son los normales, destacando la turmalinización y la formación de granate y apatito (II.3).

En los filones, la cristalización de los sulfuros ha sido precedida por la de cuarzo, mica blanca y apatito (II.2.c) y por la formación de pequeños cristales de ilmenita, wolframita y casiterita (?), aunque estos períodos pueden solaparse. El más abundante de todos, excepto el cuarzo, es arsenopirita, que está bastante alterada a escorodita y tiene inclusiones de wolframita e ilmenita (fig. 78). Casi toda la ilmenita se ha alterado a rutilo y anatasia; éstos se forman además como minerales primarios alrededor de arsenopirita, es decir, posteriormente a ésta; otros sulfuros, que aparecen en cantidades subordinadas, son pirita, molibdenita y marcasita, que parecen también todos posteriores. Como mineral descendente abunda la limonita. Algunas vetillas aparecen llenas de rutilo, clorita, etc.

Hay algunos granos que no han podido identificarse con seguridad; entre ellos es posible que se encuentre casiterita.

Aunque no hay datos concluyentes para determinar la temperatura, consideramos esta paragénesis, en principio, como neumatolítico-hidrotermal, puesto que aparecen minerales de ambos períodos.

Hay otras zonas de interés por su petrografía —pero sin filones mineralizados—, que ya se han descrito (II.3.b).

En cuanto a las zonas I y II (II.5), hemos de añadir que la ilmenita se presenta a veces en cristales que llegan a medir uno o dos milímetros, tabulares, con terminaciones ganchudas a veces, machados y frecuentemente alterados a rutilo, anatasia, etc., según direcciones que ponen de manifiesto su estructura trigonal (fig. 79). Pueden tener unas inclusiones diminutas de calcopirita. Las rocas pueden aparecer impregnadas de limonita descendente, que rellena fracturas o cavidades y que ha cristalizado también entre las micas, haciendo resaltar la esquistosidad. Los minerales restantes han sido ya descritos (v. II.1.a, sobre todo el último párrafo, y II.5).

IV.4) CONCLUSIONES. PROSPECCIÓN.

La mineralización —sobre todo casiterita, con wolframita subordinada— se presenta, en los casos



Figura 76

Impregnaciones de mineral X (oscuro, relieve alto) en matriz de mica litinífera filoniana, cuyas diferencias de tono es posible se deban a distintos contenidos de potasio, puesto de manifiesto por el teñido ($\times 40$, N//, borde de filón mineralizado, Mina Rubia, grupo minero de Marcofán).



Figura 77

Roca de cuarzo y turmalina con rutilo, el cual aparece en un grano rodeado de cuarzo (parte inf.); los granos de turmalina están cortados por vetillas de cuarzo posteriores ($\times 50$, N//; muestra tomada en escombreras de la mina de Villariño).

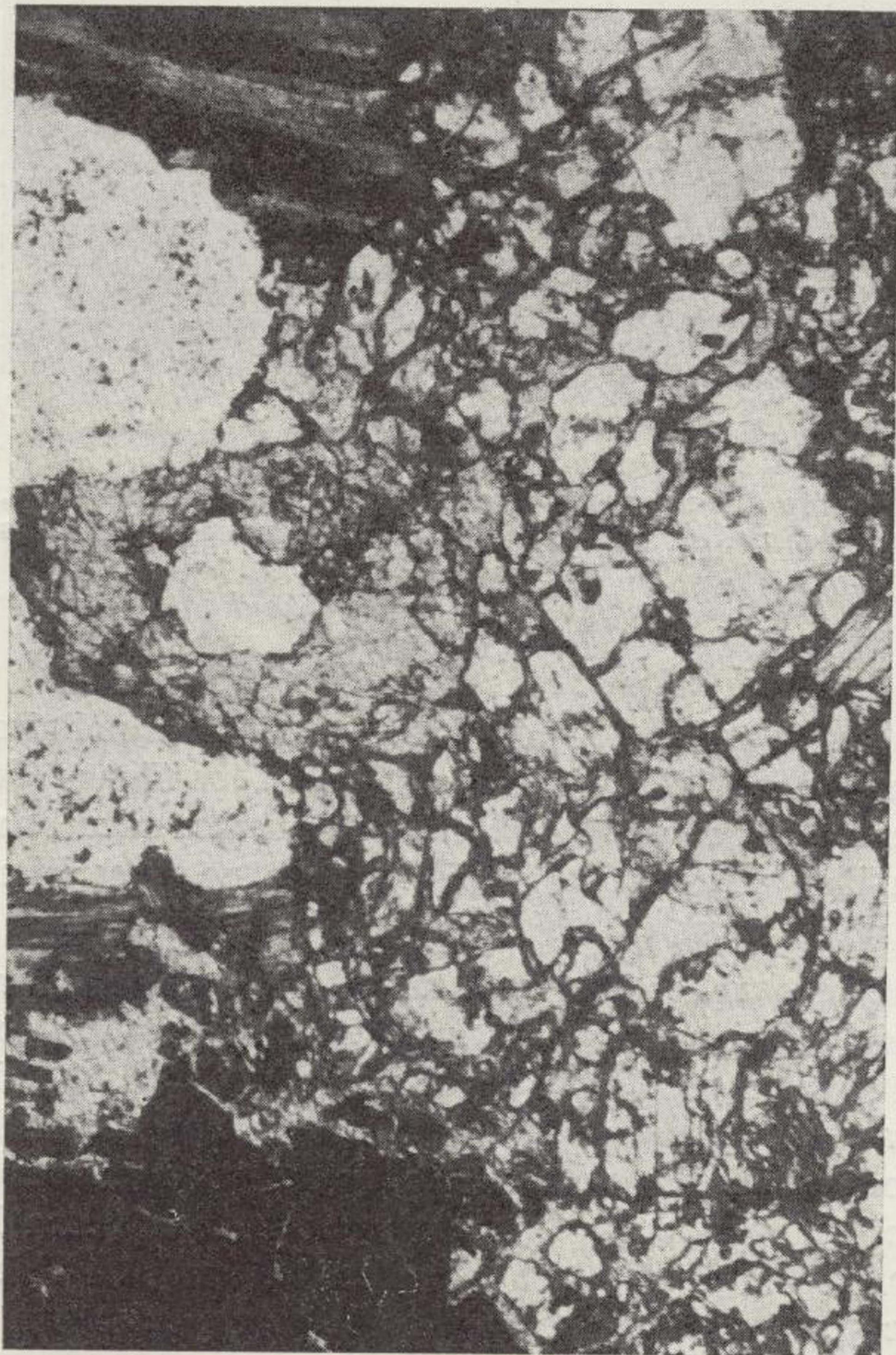


Figura 78

Arsenopirita (ángulo inf. izquierdo) parcialmente alterada a escorodita; ésta llega a formar una especie de matriz que incluye los otros minerales. Alteración parcial de biotita (ángulo sup. izquierdo), que aparece decolorada y de albita; otros componentes son cuarzo y muscovita ($\times 52$, N//; filón de cuarzo y arsenopirita de la figura 35).



Figura 79 a

Sustitución parcial de ilmenita por rutilo, siguiendo preferentemente direcciones estructurales (x 175, luz reflejada, inmersión; a: N//; b: N X, obsérvense las reflexiones internas del rutilo; se trata de la misma muestra que las figuras 26 y 28).

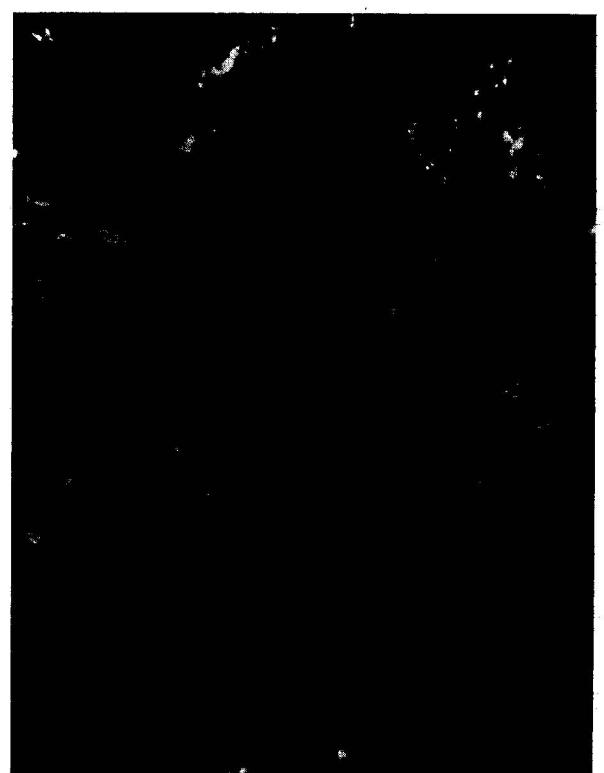


Figura 79 b

más típicos, en filones de cuarzo con mica blanca —muscovita, micas litiníferas—, apatito, berilo; ha sido precedida por un proceso metasomático de turmalinización de la roca de caja, al que frecuentemente se añaden la formación de filones de turmalina, silicificación, diseminaciones de ilmenita, casiterita, wolframita (“metal das ajullas”), piritización de la roca de caja, etc. A los citados minerales filonianos, típicamente neumatolíticos en su mayoría, siguen scheelita, sulfuros —algunos de los cuales, como arsenopirita, pueden haber empezado ya antes a cristalizar— y, finalmente, clorita y productos arcillosos; éstos —unidos casi siempre a cuarzo y mica blanca— predominan francamente, una vez alcanzado el período hidrotermal.

La cristalización de los minerales filonianos va frecuentemente acompañada de metasomatismo, de modo que cada uno de estos minerales puede sustituir a los anteriores o formarse metasomáticamente

te en la roca de caja —previamente turmalinizada—, originándose una zonalidad en los filones (del centro a los hastiales se suceden cuarzo, mica blanca bien cristalizada, mineralizada o no, y sericita; a veces, también clorita y productos arcillosos).

Puede concluirse, por tanto, que la mineralización más importante en las minas relacionadas con el granito de Beariz es neumatolítica; la fase de transición neumatolítico-hidrotermal, caracterizada por la aparición de scheelita, es todavía productiva, pero el período hidrotermal, en que predomina la formación de sulfuros, es en general estéril, si bien pueden cristalizar aún scheelita y pequeñas cantidades de casiterita y wolframita.

En las explotaciones, menos importantes, alejadas del granito de Beariz no se ha podido acceder a la mineralización; sin embargo, las observaciones realizadas inclinan a pensar que el carácter de la misma es parecido.

Los aluviones del río Doade proceden probablemente del desmantelamiento de la corrida de pegmatitas mineralizadas situadas al W del área investigada.

Prospección.

Es de destacar que la mayor parte de las minas —si no todas— contienen todavía reservas sin explotar, pero no se puede averiguar la cuantía de las mismas sin recurrir a labores de exploración, sondeos, etc. y al desescombro de numerosas galerías, que están obstruidas. Por desgracia, toda actividad minera ha cesado en esta zona desde hace algunos años, con la excepción de los aluviones del río Doade.

Entre los filones mineralizados que se conocen, predominan los de dirección aproximada E-W, que es la de tensión (ac) de la segunda fase tectónica, principal causante de la fracturación. Si se buscan más filones mineralizados, conviene dar prioridad, por tanto, a dicha dirección. Ha habido tectónica contemporánea de la mineralización, pero también anterior y posterior a la misma.

Prescindiendo de las minas y labores conocidas y de los aluviones del río Doade, pueden tener interés minero, dentro del área estudiada, las zonas siguientes (fig. 80):

— Zonas I y II (v. II.5).

— Zona III: se han visto (en una sola muestra) diseminación de turmalina y desórdenes en la textura; su interés no puede afirmarse sin un reconocimiento de campo y un muestreo más detallado.

— Zona IV (apófisis granítica al S de Beariz): hay fracturación en la zona de borde del granito, con fallas rumbo-deslizantes que dan lugar a la formación de unas fracturas de tensión especiales llenas de material granítico y sobre todo de cuarzo (v. III.4). Con estos filones de cuarzo aparecen a veces vetas llenas de sulfuros con ilmenita, indicios de casiterita (?), wolframita, etc. además de mica blanca y apatito (IV.3).

Las dos primeras zonas (y la III, si una observación más detallada confirmase los escasos indicios encontrados, cosa que no resultaría muy sorprendente, puesto que más al N se han explotado ricas mineralizaciones) podrían ser efecto de una cúpula granítica oculta, en el supuesto de un basamento granítico subyacente, que no sería sino una prolongación del batolito que aflora al W, el cual es

similar al granito (de dos micas) de Beariz y, como éste, ha dado lugar a yacimientos estanníferos.

Esta hipótesis podría comprobarse con la ayuda de investigaciones geofísicas y geoquímicas y le confiere especial interés económico el hecho de que los yacimientos primarios estanno-wolframíticos

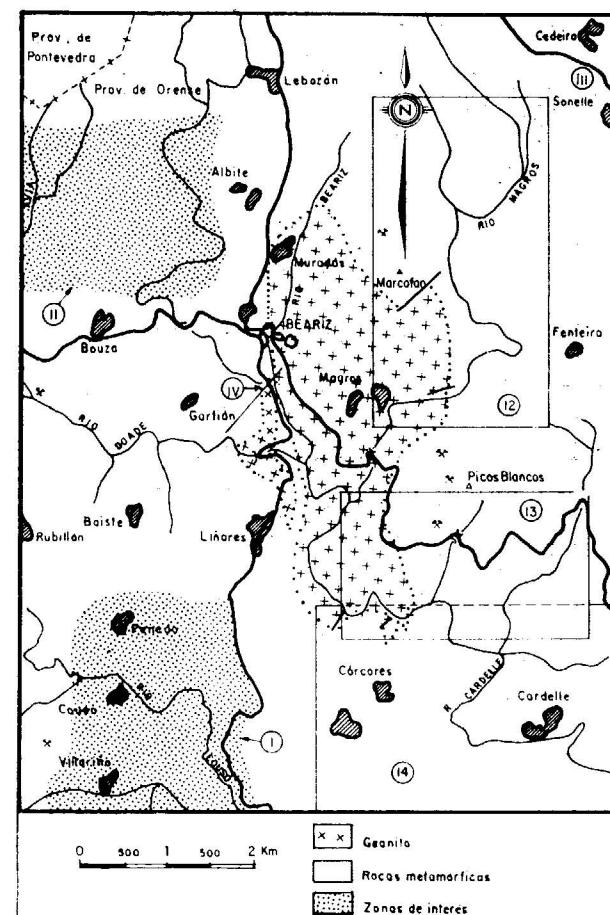


Figura 80

Plano geológico simplificado de la zona de Beariz, con indicación de áreas —I a IV— de posible interés para futuras prospecciones; los rectángulos marcados con los números 12, 13 y 14 muestran la posición de las respectivas figuras.

suelen estar ligados a tales cúpulas —v., por ejemplo, HOSKING (1967), LUGOW (1968), MOUSSU (1962), TISCHENDORF (1968 y 1969), VARLAMOFF (1948 y 1950)—, visibles u ocultas. Con este fin se ha aplicado ya la prospección geofísica en otras zonas estanníferas, especialmente los métodos gravimétricos.

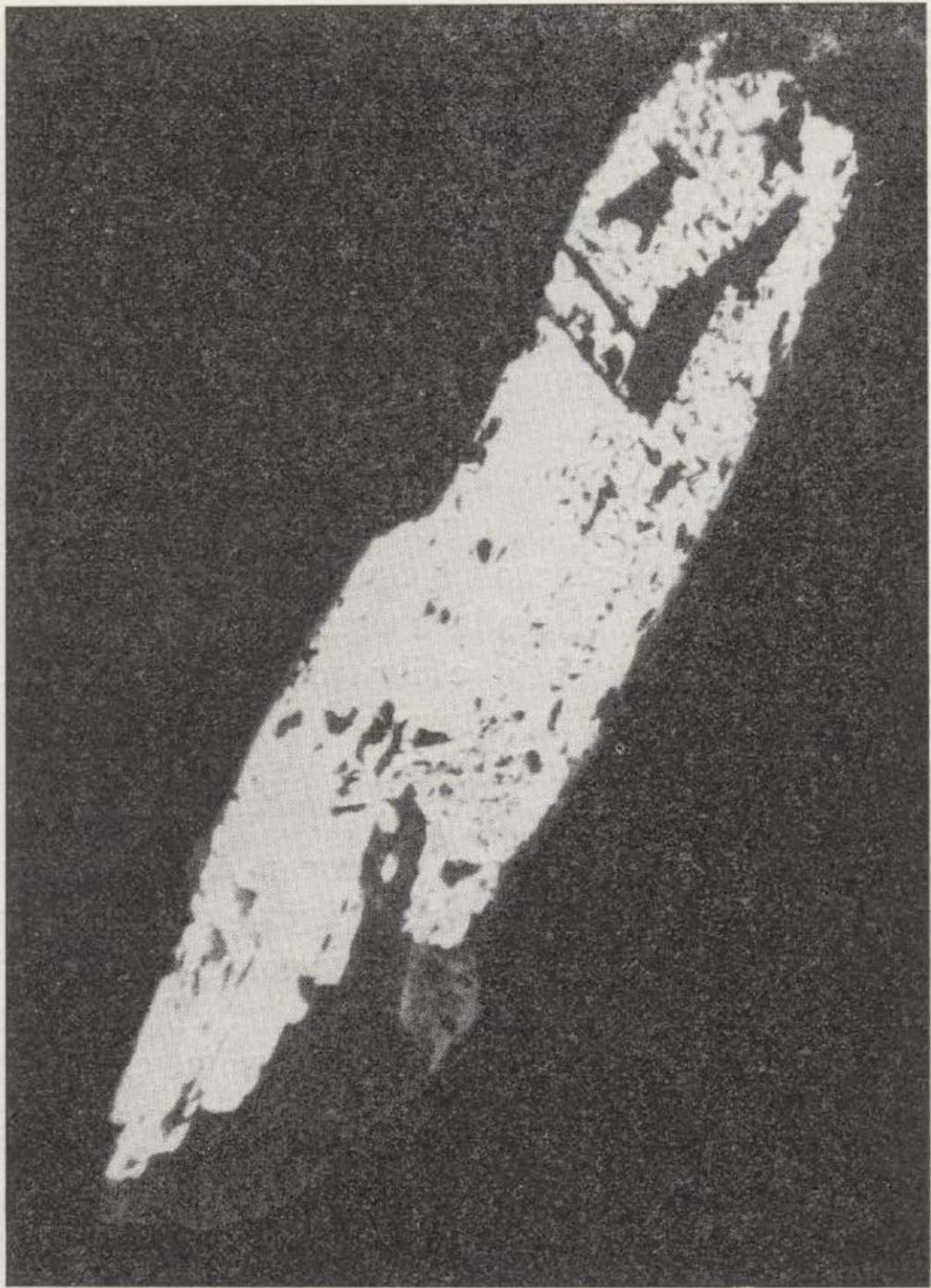


Figura 79 a

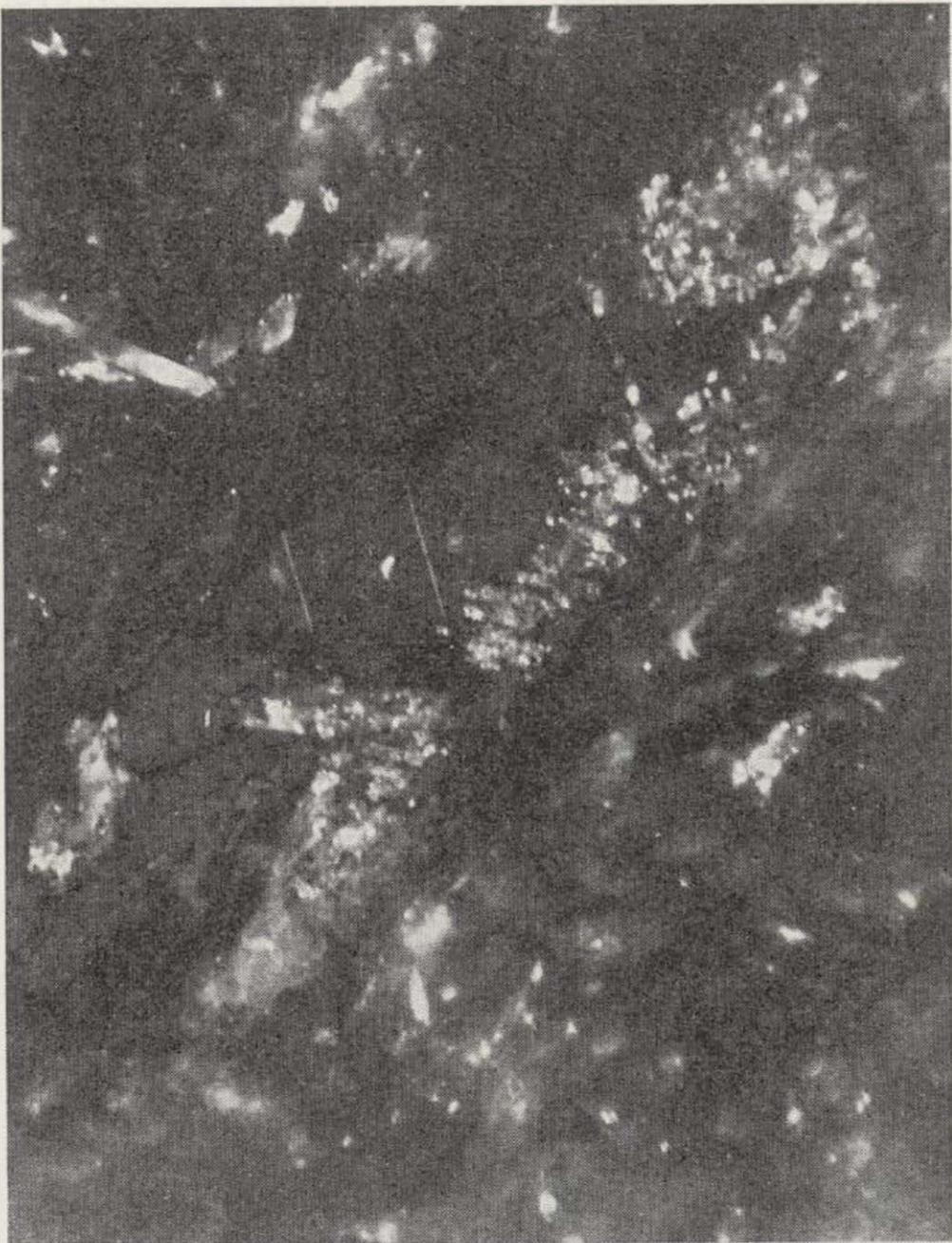


Figura 79 b

Sustitución parcial de ilmenita por rutilo, siguiendo preferentemente direcciones estructurales ($\times 175$, luz reflejada, inmersión; a: $N//$; b: $N \times$, obsérvense las reflexiones internas del rutilo; se trata de la misma muestra que las figuras 26 y 28).

cos. Así, por ejemplo, BAUMANN (1970) publica la "cartografía" en profundidad del plutón granítico del Erzgebirge, según "isobatas" establecidas por medio de mediciones gravimétricas; en el mismo plutón se han utilizado con éxito, según el mismo autor, métodos gravimétricos y geoquímicos para el descubrimiento de áreas prometedoras. HOSKING (1965) da también diversos ejemplos acerca de los métodos empleados en diferentes yacimientos. AUBERT (XXIII Int. Geol. Congr.), investigando por métodos geoquímicos los yacimientos de Montebas y de Echassières (Macizo Central rancés), no sólo ha encontrado una correspondencia entre la extensión de las aureolas de dispersión de los principales elementos y la importancia de la mineralización, sino que además propone —y aplica— dichos métodos para la detección de cúpulas ocultas.

En la literatura geológica no escasean ejemplos de dichas cúpulas graníticas ocultas, muchas de las cuales están relacionadas con yacimientos estanníferos (por ejemplo, BAUMANN, 1970, en el Erzgebirge; HOSKING, 1965, en Cornwall y Malaya; CONDE et al., 1971, en Portugal). Es más FRISCH (1971) llega a la conclusión de que no sólo Ruanda, sino también otras regiones limítrofes están situadas sobre un gran batolito granítico subyacente, en algunas de cuyas cúpulas se han localizado mineralizaciones pegmatítico-neumatolíticas de Nb-Ta-Sn-W: vemos que aquí se extiende el mismo fenómeno al orden de dimensiones del centenar de kilómetros.

Este último autor concluye (pág. 599): "Puesto que los yacimientos de la paragénesis Sn-W están ligados a cúpulas graníticas, se considera de interés un conocimiento de las estructuras graníticas en profundidad.

Como primer paso para ello sería muy oportuna una investigación geofísica del granito subyacente. Lo más adecuado aquí sería una investigación gravimétrica, con cuya ayuda se podría obtener, sin mucho gasto, un plano estructural del basamento granítico. De esta manera pueden reconocerse, con la mayor probabilidad, cúpulas graníticas ocultas.

Partiendo de la investigación gravimétrica, puede obtenerse todavía una mayor exactitud —en caso de que interese— si se añaden medidas sísmicas, aplicando métodos de refracción, para pequeñas profundidades del basamento granítico (hasta un máximo de algunos cientos de metros), y métodos de reflexión, para profundidades mayores.

De la investigación geofísica pueden resultar zonas de esperanza minera, las cuales eventualmente

podrían reconocerse por sondeos situados exactamente sobre las partes más altas de las cúpulas graníticas y de sus techos".

Sin embargo, en nuestro caso, como punto de partida anterior a la aplicación de los métodos mencionados, es recomendable un reconocimiento del terreno y estudio petrográfico detallado, que permitiesen conocer lo más exactamente posible el carácter y extensión de las anomalías, pues hasta ahora nos hemos movido en los límites de un estudio general de todo el área.

Lo mismo cabe decir de la zona IV, en la que el examen de superficie ha de ser especialmente cuidadoso, dado que afloran tanto los filones como el granito. Hay que tener en cuenta, además, que las fracturas de tensión que predominan aquí —transformadas en "Fiederspalten"— son de tipo diferente de las normales —*ac*— en el área de Beariz, por lo que no pueden aplicarse a dicha zona IV indiscriminadamente los resultados del estudio tectónico arriba propuestos; hay que observar antes en el campo las direcciones preferentes y la disposición espacial de la fracturación en este caso concreto.

Como se ha visto (I.4.c), la intrusión granítica puede dar lugar a fracturas de tensión de dirección NNW-SSE (fig. 15); dichas fracturas están mineralizadas en el caso de la corrida pegmatítica situada al W del área investigada. Esto ha de tenerse en cuenta, si se llega a hacer sondeos, sobre todo en las zonas I y II, cercanas al plutón granítico del que proceden las pegmatitas mencionadas. Aun las escasas fracturas N-S que aparecen mineralizadas en los grupos de Magros y Marcofán, es posible que sean consecuencias mecánicas de la intrusión ígnea. Los efectos de la misma no han de confundirse con los de la tectónica regional, cuyas direcciones de tensión predominantes son aproximadamente E-W.

IV.5) CUESTIONES PROPUESTAS PARA ULTERIORES INVESTIGACIONES.

Dada la situación actual de la minería del estaño en España, cuya producción es manifiestamente insuficiente para cubrir el consumo nacional, conviene prestar atención, en primer lugar, a la investigación detallada, tanto de cada mina como de las zonas con posibles "indicadores de mena" (TISCHENDORF, 1968), para poder decidir sobre la posibilidad de reactivar la minería en esta zona.

Para ello es necesario lograr un conocimiento lo más exacto posible de las reservas existentes, ya sea mediante sondeos, ya mediante labores mineras, cálizatas, etc. Acerca de las labores de reconocimiento de yacimientos filonianos estanníferos, véase GARNETT (1968). No ha de olvidarse que, según LUGOW (1968), pág. 71) cuando hay filones de cuarzo estanníferos, exteriores a una cúpula granítica —como ocurre en la zona de Beariz—, se da a veces en las zonas profundas un tránsito a depósitos de tipo greisen, al llegar a la parte apical del granito, depósitos cuyo desarrollo se ve favorecido por la impermeabilidad de la roca de caja.

Es también recomendable el investigar el posible contenido en oro de los sulfuros (sobre todo arsenopirita), que eventualmente podría aumentar la rentabilidad de la explotación. El análisis de elementos traza en el granito podría dar también una orientación acerca de las posibilidades mineras de la zona (v. AUBERT; GARNETT, 1968; HOSKING, 1964, 1965, 1967, 1970; LEUTWEIN, 1965; LUGOW, 1968; MOUSSU, 1962; PHANG, 1965; RATTIGAN, 1963; RUB, 1968; SAINSBURY y HAMILTON, 1967; TISCHENDORF, 1968, 1969), si bien estos resultados han de interpretarse con cierta cautela, pues todavía no hay un acuerdo general sobre todos los problemas implicados en la distribución de dichos elementos, su significado, etc.; los elementos más interesantes parecen ser Sn, Li, Be, F, B, W, Cu, Pb, Zn, As, Bi, Nb y tierras raras, entre los que se destacan los cinco primeros, si bien el papel del B no está muy claro —RUB, 1968, lo considera significativo, mientras que TISCHENDORF, 1969, opina lo contrario; en nuestro caso no parece tener mucha relación con la mineralización: v. lo dicho acerca de la turmalina en IV.1 y 2— y HOSKING (1970) destaca el papel del As; cuando se pretende descubrir cúpulas ocultas con posible mineralización, recomienda AUBERT (página 231) comenzar analizando sólo dos o tres elementos, uno de los cuales ha de ser F; los otros podrían ser, en el caso de Beariz, por ejemplo, Sn, Li, Be. HENSEN (1967) publica ya algunos análisis del granito de dos micas —estannífero— de Pontevedra (el que queda al W de nuestra zona).

La identificación del que hemos denominado "mineral X", si llegase a encontrarse en cantidad suficiente, sería de interés no sólo científico, sino también posiblemente económico. En efecto, se ha aplicado ya a la prospección geoquímica de estaño el descubrimiento de minerales secundarios que contienen dicho metal y que, por su movilidad, pueden producir amplias aureolas de dispersión (VARLAMOFF,

1967 y 1969). En nuestro caso, es de notar que el citado mineral aparece no sólo en las minas, sino también en una de las zonas que parecen haber sufrido acciones neumatolítico-metasomáticas (zona I, II.5 y fig. 80).

La determinación de los coeficientes H/F de las wolframitas que aparecen en Magros y Marcofán podría, tal vez, orientar sobre la exactitud de las condiciones termodinámicas de formación supuestas para la mineralización estudiada (BOLDUAN, 1954; GUNDLACH y THORMANN, 1960, pág. 10; LEUTWEIN, 1965, pág. 65; LUGOW, 1968, pág. 70; OELSNER, 1944), aunque dada la escasez del mineral, no es de esperar que la información obtenida por este medio sea muy segura; véase además SCHROELCKE (1960), que critica el uso indiscriminado del procedimiento.

Finalmente, pasando a una escala mayor, queda por aclarar la génesis de la mineralización estannífera que aparece en la región galaico-portuguesa, acerca de la cual todavía no se ha llegado a un acuerdo; mientras que YPMA (1966), por ejemplo, considera dicha mineralización en relación con los granitos de dos micas, que en su opinión han removilizado zonas de preconcentración sedimentaria —como hemos visto en I.2—, piensa THADEU (1973), tras estudiar los yacimientos portugueses, que no está en los granitos el origen de las disoluciones mineralizadas, sino que éstas vienen de una fuente profunda, de la cual proceden también aquéllos. El mencionado análisis de elementos traza de los diferentes granitos hercianos podría aportar datos para la solución del problema. Problema que, por otra parte, está lejos de haber sido resuelto en los demás yacimientos estanníferos conocidos (v. los autores citados más arriba, con motivo de los análisis de elementos traza; además: HAMAGUCHI et al., 1964; SCHUST, 1968; STEMPROK, 1965; VARLAMOFF, 1948 y 1950, etc.).

Agradecimiento.

Deseo expresar mi gratitud

ante todo, al Prof. D. Tirso Febrel, por su desinteresada ayuda y por la corrección del presente estudio,

asimismo, al Prof. D. Jorge Doetsch, por su apoyo, por sus consejos durante el trabajo y por haber puesto a mi disposición los laboratorios de la Cátedra de Mineralogía y Petrografía; igualmente, a todo

el personal de esta cátedra, especialmente a mis compañeros A. Cueto, B. Alpanseque y G. Rivas, por su eficaz colaboración,

a los Profesores Ramdohr, Amstutz y van der Kaaden y al Dr. Kirchmayer, del "Mineralogisch-Petrographisches Institut" de la Universidad de Heidelberg, por sus orientaciones en los problemas de metalogenia, petrografía y tectónica; al "Deutscher Akademischer Austauschdienst", organismo al que debo la beca que hizo posible mi estancia de un año y medio en dicha Universidad,

a mis compañeros J. L. Coullaut y J. Armengot, por la introducción que me permitió conocer la zona de Beariz y a la compañía IBERGES, cuya ayuda económica facilitó mi trabajo de campo,

al Instituto Geológico y Minero, al que debo gran parte de la bibliografía utilizada y especialmente a los Dres. Quesada y Alfaro, por su colaboración, y al personal de la Sección de Petrografía, por la preparación de las muestras y por su ayuda en diferentes problemas,

a D. Alfredo Barros, propietario de la Mina Santa María, que me ha dado toda clase de facilidades, y a cuantos me han acompañado en las visitas a las diferentes labores.

Igualmente, a todos cuantos de una forma u otra, han contribuido a la realización del presente trabajo y cuyo número no me permite mencionarlos personalmente, deseo también expresarles mi profundo agradecimiento.

BIBLIOGRAFIA

AHLFELD, F.: *Ueber Tracht und Genesis SnO₂*. Fortschr. d.M.K.P., 16, 47 (1931).

AHLFELD, F.: *Die metallischen Rohstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre bergwirtschaftliche Bedeutung*. II. Bd.: Zinn und Wolfram. Enke, Stuttgart, 212 páginas (1958).

ALFARO, J.: *Informe sobre la minería del estaño en Galicia*. Inst. Geol. y Minero de España (inéd.), Madrid (1970).

AMSTUTZ, G. G.: *Syngenetic Zoning in ore deposit*. Proc. Geol. Assoc. Canadá, 11, págs. 95-114 (1959).

AUBERT, G.: *Contribution à l'étude des granites à albite et mica blanc, riches en fluor, lithium, étain, beryllium, niobium, tantales, etc...* Les gisements de Montebras et d'Echassières (Massif Central Français) XXIII Int. Geol. Congr., vol. 7, págs. 215-232 (trabajo entregado en 1967 para su publicación).

AZCÁRATE, J. E.: *Metodología y Técnica para la Prospección y Valoración de Placeres aluviales con Casiterita*. Publ. de la E. N. Adaro, Madrid, 204 p. (1972).

BARABANOV, V. F.: *Nature of greisenization process in ullrock zone and formation of metasomatic concretionary veins of greisen type*. Internat. Geology rev., 8, número 7, págs. 770-782 (1966).

BARNES, H. L.: *Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits*. Holt, Rinehart and Winston, Inc., N. York, 670 páginas, ed. (1967).

BAUMANN, L.: *Tin deposits of the Erzgebirge*. Institution of Mining and Metallurgy, 553, 45 (413.8), paper published on 10 May 1970; pág. B68-B75 (1970).

BOLDUAN, H.: *Genetische Untersuchung der Wolframitlagerstätte Pechtelsgrün/V. unter besonderer Berücksichtigung der Verteilung des H/F-Koeffizienten und der Spurenelemente Niob und Tantal im Wolframit*. Freiburger Forschungshefte, C 10, págs. 44-61 (1954).

BRINKMANN, R.: *Informe sobre las concesiones de casiterita Boliviana y Ampliación a Hull en Beariz (Prov. Orense)*. Instituto Geol. y Minero de España (inéd.), Madrid (1939).

CAPDEVILA, R.: *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW. de l'Espagne)*. Tesis Montpellier, C.N.R.S., A.O. 2949, 430 pág. (1969).

CISSARZ, A.: *Uebergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge*. Teil I: Zinn-Wolfram- und Mollbdänformationen. N. Jb. Miner. et Beil., 41, A, 99-274, Stuttgart (1928).

CLARK, A. H.: *The Fe-As-S system: Phase Relations and Applications*. Es. Geol., 55, págs. 1345-1381 y 1631-1652 (1960).

Comisión de Industrias básicas de Metales no ferreos y sus Minerales. II Plan de Desarrollo Económico y Social. edición "B. O. del Estado", Madrid, 83, páginas (1967).

CONDE, L. N., V. PEREIRA, A. RIBEIRO y D. THADEU: *Jizigos hipogénicos de estaño e volfrâmo*. I. Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ., Direccão-Geral de Minas e Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 81 pág. (1971).

ESTUDIO GEOLOGICO Y METALOGENICO DE LA ZONA DE BEARIZ (ORENSE)

IV-413

Contestación al cuestionario para el III Plan de Desarrollo Económico y Social. Comisión de Industrias básicas de Metales no ferreos y sus Minerales; Subcomisión 8: Minería y Metalurgia de metales varios, Madrid, páginas 1-8 (1970).

DEER, W. A., R. A. HOWIE, y J. ZUSSMAN: *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Longmans, London, 528 páginas (1966).

FLOOR, P.: *Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques dans le nord-ouest péninsulaire*. Bol. Geol. y Minero, 81, II-III, págs. 131-134 (1970).

FLOOR, P., H. J. KISCH, y OEN ING SOEN: *Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal*. Bol. Geol. y Minero, 81, II-III, págs. 128-130 (1970).

Fox, D. J.: *Tin Mining in Spain and Portugal*. Internat. Tin Council, 1, págs. 223-265, London (1969).

FRISCH, W.: *Die Zinn-Wolfram-Provinz in Rwanda (Zentral-Africa) aus montangeologischer Sicht*. Erzbeall, 24, H. 12, págs. 539-600 (1971).

GARNETT, R. H. T.: *Structural control of mineralization in South-West England*. Mining Magazine (England), 105, págs. 329-337 (1961).

GARNETT, R. H. T.: *Tin underground pursuit and development of tin lodes*. Techn. Confr. Tin, London, 1967 I. Internat. Tin Council, 1, págs. 139-202, London, 1968 (1968).

GUNDLACH, H., y W. THORMANN: *Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten*. Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell., 112, I, págs. 1-35 (1960).

HAMAGUCHI, H.; R. KURODA; N. ONUMA; K. KAWABUCHI; T. MITSUBAYASHI, y K. HOSOHARA: *The geochemistry of tin*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28, págs. 10391-1053 (1964).

HARKER, A.: *Metamorphism*. Methuen, London, 362 páginas (1970).

HATCH, F. H.; A. K. WELLS, y M. K. WELLS: *Petrology of the Igneous Rocks*, 12th. Ed. Murby, London, 515 páginas (1968).

HENSEN, B. J.: *Mineralogy and Petrography of some Tin, Lithium and Beryllium bearing Albite-Pegmatites near Doads, Galicia, Spain*. Leidse Geol. Medi., 39, págs. 249-259 (1967).

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *Discurso leido en el acto de su recepción*. Acad. Cienc. Exactas, Fís. y Nat., Gráficas Reunidas, Madrid, 69 págs. (1934).

HILGEN, J. D.: *The Lalin-unit, a new structural element in the hercynian orogeny of Galicia, NW Spain*. KO-NINKL. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Amsterdam, págs. 398-407 (1970).

HILLS, E. S.: *Elements of Structural Geology*, 2nd. Ed. Chapman and Hall, Science Paperbacks, Londres (1972).

HOSKING, K. F. G.: *Primary Ore Deposition in Cornwall*. Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall, 18, 309-356 (1951).

HOSKING, K. F. G.: *Permo-Carboniferous and later primary Mineralisation of Cornwall and South-West Devon*. Reprinted from Present Views on some aspects of the Geology of Cornwall and Devon. Publ. for the 150th. Anniversary of the Roy. Geol. Soc. of Cornwall, páginas 201-245 (1964).

HOSKING, K. F. G.: *The Search for Tin*. Mining Magazine, 113, núm. 4 (págs. 261-273), 5 (págs. 368-383) y 6 (páginas 448-461) (1965).

HOSKING, K. F. G.: *The Relationship between primary Deposits and granitic Rocks*. Tech. Conf. on Tin of the Intern. Tin Council, London, págs. 264-311 (1967).

HOSKING, K. F. G.: *The primary Tin Deposits of South-East Asia*. Minerals Scl. Engng., oct. 1970, págs. 24-50 (1970).

Informe para el III Plan de Desarrollo Económico y Social: Madrid, págs. 79-90 (1971).

LEUTWEIN, F.: *Les caractéristique géochimiques de l'évolution des gisements d'étain et de wolfram de l'Erzgebirge (Allemagne)*. Sci. de la Terre, 10 (1964-1965), número 1, págs. 35-78 (1965).

LUGOW, S. F.: *Die geologischen Bedingungen der Bildung von Zinnerzlagerstätten unterschiedlicher Formationen und Fragen ihrer Einschätzung*. Zeit. angew. Geolo., 14, H. 2, págs. 65-72 (1968).

MAIJER, C.: *Geological investigations in the Amarante region (N. Portugal) with special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites*. Unpubli. thesis, Univ. Amsterdam (1965).

MATTE, P.: *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Géolo. Alpine, t. 44, Grenoble, páginas 157-280 (1968).

MCKINSTRY, H. E.: *Structural Control of Ore Deposition in Fissure Veins*. T. P. 1267, Mining Technology, Jand., págs. 65-95 (1941).

METZ, K.: *Manual de Geología Tectónica*. Omega, Barcelona (1963).

- MOUSSU, R.: *La Recherche des Gisements d'étain*. Chr. Min., págs. 337-347 (1962).
- MURAWSKI, H.: *Geologisches Wörterbuch*, 6. Aufl. Enke, Stuttgart (1972).
- NEIVA, J. M. COTELO: *Jazigos portugueses de cassiterite e de wolframite*. Comun. Serv. geol. Port., 25, Lisboa, 251 páginas (1944).
- NEIVA, J. M.: *Granitos e Jazigos minerales de diferenciação magmática das Beiras e Norte de Portugal*. Estud. Not. Trab. Serv. Fom. Mineir., 1, Porto, págs. 13-38 (1945).
- NEWALL, G., y N. RAST, eds.: *Mechanism of Igneous intrusion*. (Proc. of Symp., 9-11 Jan., 1969, Liverpool.) Seel House Press, Liverpool, 380 págs. (1970).
- NIGGLI, P.: *Gesteine und Minerallagerstätten*, I. Band. Birkhäuser, Basel, 540 págs. (1948).
- OELSNER, O.: *Ueber erzgebirgische Wolframite*. Bericht Freiberger Geol. Gesell., 20, págs. 44-49 (1944).
- OEN ING SOEN: *Granite intrusion, folding an metamorphism in central portthern Portugal*. Bol. Geol. y Minero, 81, II y III, págs. 271-298 (1970).
- PARGA-PONDAL, I., y J. VÁZQUEZ-GARRIGA: *Contribución al estudio de los minerales de Wolframio de Galicia, I. Análisis de las wolframitas de La Brea, Corpiño y Carboeiro (Lalín, Pontevedra)*. Arquivos do Seminario d'Estudos Galegos, III, 5. Santiago de Compostela (1929).
- PARGA-PONDAL y G. MARTÍN CARDOSO: *Die Lithiumpegmatite von Lalín, Pontevedra, Galicien*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 28, págs. 324-334 (1948).
- PARGA-PONDAL, I.: *Rocas y minerales de interés económico del Mocizo Galaico*. Trabajos Lab. Geol. de Lage, número 14 (1963).
- PARGA-PONDAL, y J. M. LÓPEZ DE AZCONA: *Sobre la existencia de elementos escasos en los granitos de Galicia*. Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 78, págs. 221-236 (1965).
- PHAN, K. D.: *Distribution des traces d'étain, de lithium et de beryllium dans quelques massifs granitiques du Morbihan*. Différence entre granites stannifères et granites stériles. Bull. BRGM, 5, págs. 1-39 (1965).
- PRIEN, H. N. 3.; N. A. I. M. BOELRIJK; R. H. VERSCHURE; E. H. HEBEDA y E. A. T. VERDURMEN: *Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula*. Eclog. geol. Helv., vol. 63/1, Basel, págs. 255-274 (1970).

- RAMDOHR, P.: *The Ore Minerals and Their Intergrowths*. Pergamon Press, Orford, 1.174 págs. (1969).
- RATTIGAN, J. H.: *Geochemical Ore guides and tecchiques in exploration for tin*. Proc. Austral Inst. Min. Metall., 207, págs. 137-148 (1963).
- RUB, M. G.: *Die Besonderheiten der stofflichen Zusammensetzung und Genesis zinnführender magmatischer Komplexe und der Charakter ihrer Vererzung*. Zeit. angew. Geol., 14, H. 4, págs. 193-204 (1968).
- SAINSBURY, C. L., y HAMILTON, J. C.: *Geology of Lode Tin Deposits*. Techn. Confr. on Tin of the Intern. Tin Counc., London, págs. 315-349 (1967).
- SANDER, B.: *Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper*. Springer, Viena (1948).
- SCHNEIDERHÖHN, H.: *Informes sobre la mineralización estannífera en algunas minas gallegas*. Inst. Geol. y Min. de España (Archivo), Madrid, 4 págs. (1937).
- SCHNEIDERHÖHN, H.: *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*, I. Bd.: Die lagerstätten der magmatischen Abfolge. Fischer, Jana 858, págs. (1941).
- SCHROECKE, H.: *Isomorphiebeziehungen in der Wolframgruppe*. Beitr. zur Min. und Petrographie, 7, págs. 166-206 (1960).
- SCHULZ, G.: *Descripción geognóstica del Reino de Galicia*. Madrid, 52 págs. (1835).
- SCHUST, F.: *Strukturelle Probleme der regionalen Metallogenie des Erzgebirges und Vogtlandes*. Zeit. angew. Geol., 14, H. 2, págs. 57-65 (1968).
- SITTER, L. U. DE: *Geología Estructural*, 2.ª ed. Omega, Barcelona (1970).
- SLUIJK, D.: *Geology and tin-tungsten deposits of the Regoufe area, N. Portugal*. Thesis Univ. Amsterdam. (1963).
- SMITH, F. G.: *Transport and Deposition of the non-Sulphide Vein Materials; II: Cassiterite*. Econ. Geol., 42, págs. 251-264 (1947).
- SPRY, A.: *Metamorphic Textures*. Pergamon, Oxford, 350 páginas (1969).
- STEMPROK, M.: *On the Relation of Tin-Tungster-Molybdenum Ore Deposition to Granites*. Krystalinikum, 3, páginas 163-183 (1965).
- STRECKEISEN, A. L.: *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. N. Jb. Miner. Abh., 107, Stuttgart, páginas 144-214 (1967).
- SUSHCHEVSKAYA, T. M., e I. L. KHODAKOUSKII: *Acerca de las condiciones de formación de minerales de estaño en yacimientos hidrotermales (en ruso)*. Doklady Akademii Nauk SSSR, 181, núm. 6, págs. 1476-1479 (1968).
- SZADECZKY-KARDOSS, E.: *Evolution of Ore Lodes of igneous Origin*. Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., 14, páginas 217-221 (1970).
- TEX, E. DEN: *Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline*. Leidse Geol. Med., 36, págs. 211-222 (1966).
- THADEU, D.: *Características da mineralização hipogénica estanovolframítica portuguesa*. Bol. Ord. Eng., 10 (1) Lisboa, págs. 61-81 (1965).
- THADEU, D.: *Les gisements stanno-wolframitiques du Portugal*. Ana. Soc. Géolo. de Bergique, t. 96, págs. 5-30 (1973).
- TISCHENDORF, G.: *Das System der metallogenetischen Faktoren Indikatoren bei der Prognose und Suche endogener Zinnlagerstätten*. Zeit. angew. Geol., 14, Heft 8, págs. 393-405 (1968).
- TISCHENDORF, G.: *Ueber die kausalen Beziehungen zwischen Granitoiden und endogenen Zinnlagerstätten. Fakten und Modellvorstellung*. Zeit. angew. Geol., 15, H. 7, págs. 333-342 (1969).
- TURNER, F. J., y L. E. WEISS: *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, London, New York, 545 págs. (1963).
- VARLAMOFF, N.: *Gisements de cassiterite de la région de Kalima (Maniema, Congo Belge)*. Ann. Soc. Géol. Belg., 71, Bull., núm. 7 p. B1 94-B234 (+fotografías: planches hors texte) (1948).
- VARLAMOFF, N.: *Relations entre les facies des cristaux de cassiterite de la région de Kalima (Congo Belge) et la géologie de leurs gisements*. Ann. Soc. Geol. de Belg., 72, Juill., págs. B289-B-316 (1949).
- VARLAMOFF, N.: *Granites et Mineralisation au Maniema (Congo Belge)*. Ann. Soc. Géolo. de Belg., 73, págs. 111-170 (1950).

VARLAMOFF, N.: *Comportement des minéraux et des minerais d'étain dans la zone d'altération superficielle. Possibilités d'application de méthodes géochimiques simples pour la recherche des gisements d'étain*. Acad. Roy des Sci. d'Outre-Mer, Bull. Séances, N° 6, Bruxelles, págs. 1.152-1.174 (1967).

VARLAMOFF, N.: *The Bearing of tin minerals and ores in the weathering zone and the possibility of geochemical exploration for tin* (Intern. Geoch. Expl. Sump). Quarterly of the Colorado School of Mines, 64, núm. 1, Jan., págs. 479-495 (1969).

VIÉ, G.: *Cites Minéraux et métallifères de Galice*. Le Génie Civil, t. 148, núm. 2, págs. 84-85 (1971).

WEDEPOHL, K. H., y TUREKIAN, K. K.: *Distribution of some elements in some major units of the earth's crust*. Geol. Soc. America Bull., 72, págs. 175-192 (1961).

WILSON, G.: *The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the fields*. Ann. Soc. Géolo. de Belgique, t. LXXXIV, págs. 423-537 (1961).

WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin, 237 págs. (1967).

WINKLER, H. G. F.: *Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the Four Divisions of Metamorphic stage, and of a Classification Based on Isograds in Common Folds*. N. Jb. Miner. Mn., H. 5, págs. 189-248 (1970).

YPMIA, P. J. M.: *Sumaria de la mineralización matalifera y su génesis en Galicia occidental (España)*. Leidse Geol. me., 36, págs. 279-291 (1966).

ZEN QING-FENG, y YANG BAI-LIN: *On the direction and the channel of movement of the mineralizing solution and its significance in geological research (with special reference to observation obtained on a wolframite-cassiterite deposit)*. Sci. Geol. Sinica, 2, Pekín, págs. 108-115 (en chino; res inglés) (1966).

ZUUREN, A. VAN: *Minerografie, genese en economische geologie van de tin en wolfram-mineralistaties te San Finx (Prov. La Coruña)*. Diss. Geol. Inst., Leiden (1965).

Recibido: Octubre 1974.

Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central español

Por A. APARICIO (*), L. GARCIA CACHO (*), M. PEINADO (**)

RESUMEN

Se discuten algunas de las interpretaciones petrogenéticas y estratigráficas de las formaciones glandulares del Sistema Central, de acuerdo con las características texturales, estructurales y geoquímicas citadas hasta ahora.

ABSTRACT

The writers discuss some petrogenetic and stratigraphic interpretations of the augengneiss formation (Sistema Central) taking in account some recently published data about the textural structural and geochemical characteristics of this kind of rocks.

INTRODUCCION

Durante estos últimos años han sido muy numerosos los trabajos centrados en el conocimiento geológico del Sistema Central Español, encaminados al esclarecimiento de los problemas estratigráficos, metamórficos, tectónicos y plutónicos de dicha unidad geológica. Entre todo el contexto geológico aportado subsisten en la actualidad dos problemas sin resolver de una forma convincente: Petrogénesis y Estratigrafía de las formaciones de neises glandulares.

Ambos problemas han sido y son tema de debate, en ocasiones con carácter tan polémico que justifican un replanteamiento crítico de las principales posturas adoptadas.

La existencia de una multiplicidad de opiniones en cuanto al significado petrogenético y posición estratigráfica de idénticos tipos litológicos, entre autores que en ocasiones han trabajado sobre el mis-

mo sector y utilizando datos prácticamente iguales, pone en entredicho la eficacia de estos trabajos.

PRINCIPALES LINEAS DE PENSAMIENTO

A partir de la segunda mitad del presente siglo es cuando se inician los trabajos que aportan conocimientos sobre el metamorfismo del Sistema Central (WAARD, 1950; HEIM, 1952; FUSTER y DE PEDRO, 1954-a, 1954-b y 1955; GARCIA DE FIGUEROLA, 1956; SAN MIGUEL y col., 1956; FEBREL y colaboradores, 1958; FUSTER y FEBREL, 1959; SAN MIGUEL y col., 1960; SOMMER, 1965; GAMONAL, 1966; SCHAFER, 1969; APARICIO y GARCIA CACHO, 1970; BARD y col., 1970 y 1971; FUSTER y GARCIA CACHO, 1970 y 1971; FUSTER y MORA, 1970; HERNAN, 1970; PEINADO, 1970 y 1973; GARCIA CACHO, 1973; CASQUET, 1973; FUSTER y col., 1974; LÓPEZ RUIZ y col., 1975).

Una gran mayoría de estos trabajos se centran en el estudio total o parcial de los procesos metamórficos desarrollados en las Sierras de Guadarrama y Gredos, y prácticamente todos, cuando ana-

lizan desde un punto de vista petrogenético a los distintos tipos de facies de neises glandulares, las consideran como rocas paraderivadas de ascendencia pelítica fundamental.

Por otro lado, cuando PARGA y col. (1964) realizan, en Galicia, el estudio de la formación neísica glandular, denominada Ollo de Sapo, a la que atribuyen una ascendencia volcánico-sedimentaria y establecen la posibilidad de una analogía litológica entre dicha formación glandular galaica y los neises glandulares del Sistema Central, nace una nueva línea de pensamiento que es aceptada y seguida por otro nutrido grupo de autores que, centrando o no sus áreas de estudio en el Sistema Central, se muestran claramente partidarios de tal hipótesis (SOMMER, 1965; CAPOTE y VEGAS, 1968; MATTE, 1968; SCHAFER, 1969; BARD y col., 1970; FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971; BABIN, 1971 y 1974; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1971; SÁNCHEZ DE LA FUENTE y col., 1971; BARD y col., 1972; PARGA y VEGAS, 1972; SOERS, 1972; BISCHOFF y col., 1973; CAPOTE, 1973; FERNÁNDEZ CASALS, 1974).

Por último, algunos de los seguidores de las ideas de PARGA y col. (1964) parecen inclinarse también hacia otra variante petrogenética, cuyo antecedente más remoto en el Sistema Central se encuentra en las ideas de WAARD (1950), según el cual algunos tipos de neises glandulares podrían ser rocas ortoderivadas de antiguos granitos.

Desde el punto de vista estratigráfico, los autores que siguen las pautas marcadas por el trabajo de PARGA y col. (1964) sitúan al conjunto de neises glandulares de las Sierras de Guadarrama y Gredos en niveles de edad precámbrica. Por otro lado, los autores que sostienen una génesis fundamentalmente metamórfica para las formaciones glandulares del Sistema Central, no les asignan un significado estratigráfico concreto, y teniendo en cuenta otros caracteres se inclinan a considerarlas como de edad cámbrica (APARICIO y GARCIA CACHO, 1970; GARCIA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; LÓPEZ RUIZ y colaboradores, 1975) o simplemente preordovícicas (FEBREL y col., 1958; FUSTER y FEBREL, 1959; SOMMER, 1965; FUSTER y GARCIA CACHO, 1970; FUSTER y MORA, 1970).

PETROGENESIS DE LOS NEISES GLANDULARES

Sintetizando todas las posibilidades petrogenéticas expuestas por los autores antes mencionados,

parece admitirse que los ascendientes de los neises glandulares del Sistema Central pudieron ser de forma alternativa o combinada:

a) Rocas sedimentarias de carácter conglomerático, con grandes cantos de feldespato (¿fenocristales?), procedentes de la destrucción de antiguos macizos graníticos y/o neísicos y/o volcánicos, que después se conservaron durante el metamorfismo.

b) Rocas volcánicas (¿coladas?, ¿tobas?) de composición riolítica, con una gran proporción de fenocristales, que se conservaron como tales durante los procesos metamórficos.

c) Rocas graníticas de carácter eminentemente porfídico, que posteriormente son tectonizadas y metamorfizadas, adquiriendo una marcada foliación sin detrimento grave en la conservación de los fenocristales preexistentes.

d) Serie sedimentaria compleja, de carácter fundamentalmente pelítico-sammítico, que, bajo los efectos metamórficos y tectónicos se transforman en facies esquistosas y neísicas de carácter glandular.

Intentar establecer una controversia sistemática discutiendo la autenticidad de todas estas diferentes hipótesis que sustentan un origen variable o múltiple de los neises glandulares es una tarea que, si no imposible, está fuera del alcance y dimensiones de esta nota, ya que requeriría el análisis exhaustivo de toda una serie de procesos petrogenéticos teóricamente posibles en la Naturaleza.

No obstante, dado que existe una serie importante de fisuras que afectan a la solidez con que han sido sostenidas y aceptadas algunas de estas hipótesis, consideramos necesaria la exposición y crítica de una serie de hechos, admitidos hasta ahora como incontrovertibles.

Por último, un factor importante que llama la atención, es la ausencia de una cartografía diferencial entre las facies de neises glandulares, a los que se ha atribuido una ascendencia conglomerática y/o volcánica y/o ortoderivada, en la mayoría de las zonas estudiadas por los autores partidarios de estos ascendientes (CAPOTE y VEGAS, 1968; SCHAFER, 1969; BARD y col., 1970; FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971; BABIN, 1971 y 1974; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1971; SÁNCHEZ DE LA FUENTE y col., 1971; BARD y col., 1972; PARGA y VEGAS, 1972; SOERS, 1972; BISCHOFF y col., 1973; CAPOTE, 1973, y FERNÁNDEZ CASALS, 1974).

(*) Departamento de petrología y Geoquímica, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.

(**) Departamento de Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

La carencia de una base cartográfica, en la que cuando menos estuvieran delimitados grossó-modo los diferentes tipos de facies glandulares no se justifica bien, teniendo en cuenta que más del 80 por 100 de las rocas metamórficas del Sistema Central corresponden a neises glandulares, y además dificulta la crítica de las respectivas hipótesis petrogenéticas.

METACONGLOMERADOS

Suponiendo una preponderancia de neises glandulares derivados de una serie conglomerática es preciso imaginar que ésta llegó a tener un respetable espesor, lo cual estaría en contra de un prolongado transporte de un área madre de características muy particulares hasta la zona de depósito, durante el que pudieran preservarse incólumes los cantos feldespáticos posteriormente heredados por el neis. Sería preciso recurrir a difíciles procesos de alteración, prácticamente *in situ*, que dieran como resultado un hipotético y considerable conjunto de areniscas feldespáticas, con grandes cristales feldespáticos residuales. Habría que justificar, además, la existencia de una gran formación conglomerática suficientemente extensa que diera lugar al desarrollo regional que tienen los neises glandulares.

Criterios texturales

Con gran frecuencia, los fenoblastos feldespáticos de los neises glandulares aparecen como cristales idiomorfos, a veces maclados. Es difícil imaginar la actual existencia de tales formas cristalinas, heredadas después de haber sufrido un transporte y depósito, o simplemente después de una alteración *in situ* de la roca madre.

Para explicar el idiomorfismo o idioblastismo actual podría suponerse que han existido durante el metamorfismo procesos de recrecimiento, pero ningún autor ha descrito hasta el momento datos texturales en qué apoyar la existencia de un antiguo núcleo detrítico y su borde de neoformación. En cualquier caso, si hay un proceso de blastesis feldespática, parece muy limitativo adquirir a priori que este proceso se concretó exclusivamente a los núcleos feldespáticos detríticos y que no existe posibilidad de generación, durante el metamorfismo, de nuevos cristales feldespáticos. En última instan-

cia, por no existir criterios texturales, sería imposible diferenciar cuáles son cristales de neoformación y cuáles son cristales recriscidos.

Tampoco parece fácilmente imaginable que existan unas condiciones de metamorfismo tan peculiares que permitan la conservación morfológica de solamente uno de los componentes minerales de la antigua roca detrítica, cuando muchos de los componentes de esta antigua roca han recristalizado formando otros fenoblastos (granate, estaurolita, biotita, etc.) de indiscutible origen metamórfico.

Pensar en un origen heredado de las glándulas bajo las anteriores circunstancias equivale a concederles un tratamiento discriminado respecto del resto de los fenoblastos de la roca, a los que nunca se ha puesto en tela de juicio si eran heredados o no.

En la mayoría de los distintos tipos de grandes cristales de feldespato —pues no son todos de tipo idiomorfo o maclado— de los neises glandulares, es posible observar diversas relaciones respecto de los planos estructurales de la roca. En la mayor parte de las ocasiones la esquistosidad es envolvente, pero existen muchos ejemplos en que queda parcialmente incluida o se interrumpe bruscamente frente al feldespato, sin señal alguna de deformación, debida a la presencia de este último.

Son, asimismo, muy variadas las relaciones entre los grandes cristales feldespáticos y el resto de los minerales de la roca (matriz de grano más fino y otros fenoblastos de distinta naturaleza y tamaño variable). Así, es frecuente encontrar cristales feldespáticos que incluyen porciones variables de la matriz metamórfica y/o cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita, etc.

Todos los caracteres citados y algunos más, pues la lista no es exhaustiva, pueden servir, y de hecho han servido, para establecer las relaciones temporales durante la blastesis de los principales minerales constituyentes de los neises glandulares y las relaciones temporales entre dicha blastesis y las más importantes fases de deformación sinesquistosas (CAPOTE, 1973; GARCIA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; FUSTER y col., 1974; LÓPEZ RUIZ y col., 1975). Sin embargo, el criterio de una foliación envolvente a los fenoblastos feldespáticos ha sido exclusiva y repetidamente utilizado como argumento base para establecer un carácter heredado (BABIN, 1971; FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1971; BISCHOFF y colaboradores, 1973; SOERS, 1972; FERNÁNDEZ CASALS, 1974) conforme con la hipótesis de una ascendencia conglomerática.

SOBRE LA PETROGENESIS DE LAS FORMACIONES GLANDULARES

IV-419

A este respecto conviene recordar también que la temática sobre el crecimiento de fenoblastos en un ambiente dinamometamórfico complejo, como el que aquí nos ocupa, ha sido ampliamente tratado (MISCH, 1961, 1969, 1970 y 1971; RAST, 1965; SMITHSON, 1965; POWEL, 1966; TOURET, 1967 y 1972; ZWART, 1963; SPRY, 1969; DEBAT y col., 1971; DERAMONT y SOULA, 1971; KAMINENI y CARRARA, 1973; YARDLEY, 1974) y que, a pesar de que determinadas características texturales pueden ser admitidas, y de hecho lo son, como comprobantes de las relaciones temporales entre procesos de blastesis y de deformación, no son excluyentes de otras posibilidades de relación temporal, que, en ocasiones, invierten la posición entre el elemento precedente y el precedido. (Sería suficiente remitirnos a la controversia acerca de la llamada "fuerza de cristalización", MISCH, 1971, 1972-a, 1972-b; SHELLEY, 1972; SPRY, 1972, etc.)

En cualquier caso, admitiendo que todas las glándulas feldespáticas abrazadas por la foliación, fueran anteriores al proceso deformativo que da lugar a la esquistosidad, se hace difícil comprender en base a qué criterios se las puede situar tan alejadas en el tiempo (como constituyentes de un antiguo conglomerado) y no, por ejemplo, originadas inmediatamente antes del proceso deformativo, como un individuo más de la blastesis metamórfica que precede, acompaña y perdura a los eventos tectónicos.

Por el contrario, teniendo en cuenta la multiplicidad de variantes texturales que presentan las glándulas feldespáticas, parece más lógico admitir un crecimiento pre, sin o postdeformativo, tanto más si se toma en consideración que el ambiente metamórfico en el que aparecen los distintos tipos de neises glandulares se sitúa siempre entre 400-700 °C y 2-5 Kb. No es comprensible cómo se pueden encontrar cristales de feldespato conservados en estas condiciones, ni de qué manera sería posible reconocer su carácter heredado.

METAVULCANITAS

La presencia de materiales volcánicos (coladas riolíticos, tobas, piroclastos, ignimbritas, etc.) intercalados en las facies glandulares del Sistema Central ha sido mencionada por numerosos autores (PARGA y col., 1964; SOMMER, 1965; SCHAFER, 1969; BISCHOFF y col., 1973; PARGA y VEGAS, 1972; SOERS, 1972; FERNÁNDEZ CASALS, 1974, etc.). Los

principales argumentos presentados en apoyo de esta hipótesis, se basan fundamentalmente en el reconocimiento de antiguas texturas volcánicas conservadas (fenocristales heredados y golfos de corrosión) y en criterios de semejanza geoquímica con un vulcanismo de tipo riolítico.

Un aspecto notable que dificulta el replanteamiento crítico de esa hipótesis consiste en que nunca se han dado datos acerca del posible volumen representativo del supuesto vulcanismo dentro de las facies glandulares.

Si los representantes volcánicos en los neises glandulares son los constituyentes fundamentales, sería preciso imaginar la existencia de una antigua y extensa área volcánica de características petroglóricas muy particulares y discutibles a escala regional. Por el contrario, si la representación volcánica queda restringida a manifestaciones muy poco importantes, cualquier discusión petrogenética sólo debería ser susceptible de un tratamiento a nivel muy local dentro de la formación global de neises glandulares.

Criterios texturales

Muchos de los aspectos texturales expuestos en relación con una ascendencia conglomerática son también aplicables y válidos aquí, pues se hace difícil comprender cómo es posible la conservación de texturas y estructuras típicamente volcánicas en rocas que han sufrido una recristalización total.

Por estas razones pensamos que las citas acerca de la existencia de golfos de corrosión, en cristales de cuarzo y feldespato de los neises glandulares, así como de relictos de texturas tobáceas riolíticas, usadas como evidencias texturales de un origen volcánico, deben ser revisadas bajo otros posibles criterios.

Existen amplias posibilidades de que los supuestos golfos de corrosión sean debidos a una interpretación subjetiva de texturas de desarrollo y crecimiento alotrioblastico de cristales, en un medio dinámico, donde las relaciones íntimas entre minerales coexistentes deben pasar necesariamente por un número, no cuantificable, de momentos críticos. Sería preciso explicar la conservación de los supuestos golfos de corrosión en cristales de cuarzo, que, además de la recristalización metamórfica, han sufrido un fuerte estiramiento y deformación a causa de las fases de plegamiento. Desde estas condiciones es difícil conservar incólumes las formas geométricas de corrosión definidas en su interior

por los procesos de inestabilidad mineralógica en el primitivo medio ambiente magnético. Hay que tener en cuenta que las formas externas de los actuales cristales de cuarzo, abrazados por la foliación, están condicionadas por una recristalización previa o sincrónica al desarrollo de dicha foliación, y, por lo tanto, el grado de deformación sufrido por el cristal, debe necesariamente afectar de igual modo a cualquier textura definida en él, suponiendo que dicha textura ya existía previamente.

En cualquier caso, creemos que una interpretación petrogenética de tanta importancia, basada esencialmente en el reconocimiento de texturas volcánicas heredadas, requiere un análisis y estudio muy minucioso de las mismas, ya que si las pruebas acerca de lo que se ha identificado como golos de corrosión, no encuentran otro apoyo que la simple interpretación de tal textura mineralógica, a partir de las exposiciones fotográficas sobre lámina delgada hasta ahora publicadas, pensamos que dicha interpretación podría y debería hacerse extensiva a otros muchos tipos de rocas metamórficas, o incluso plutónicas, en las que con cierta frecuencia es posible observar fenocristales alotriomorfos de minerales que muestran contornos irregulares, con senos más o menos pronunciados.

Por otra parte, cabe preguntarse un dato acerca de los supuestos golos de corrosión, que hasta el momento ha sido omitido en todos aquellos trabajos en que se cita esta textura como evidencia de un origen volcánico de los neises glandulares. Se trata del porcentaje de muestras estudiadas en que aparece tal posible evidencia. No sabemos si se trata de un caso aislado, en el que es posible identificar una similitud aparente con dicha textura volcánica o, por el contrario, se manifiesta en un amplio espectro del muestreo realizado.

Cualquier deducción petrogenética o mineralogética, basada en la interpretación textural, no puede establecerse en función del hallazgo aislado de unos cuantos cristales con formas geométricas que presentan semejanzas aparentes, pero de hecho muy distorsionadas, con otros minerales de la misma especie generados y situados en un ambiente geológico completamente distinto.

Criterios geoquímicos

El conocimiento del quimismo de las rocas metamórficas en general y de los neises glandulares en particular, en el ámbito del Sistema Central, es una temática que ha tenido un tratamiento muy some-

ro hasta estos últimos años, en que parece recobrar la importancia que merece (GARCÍA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; FERNÁNDEZ CASALS, 1974; LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1974; LÓPEZ RUIZ y colaboradores, 1975, etc.).

Las divergencias de opinión entre los autores que interpretan el quimismo de los neises glandulares, son realmente notables.

Por una parte, el estudio geoquímico de algunos tipos de neises glandulares ha permitido asimilarlos como un antiguo conjunto litológico en el que estaban imbricados diversos tipos de rocas volcánicas, plutónicas y sedimentarias (FERNÁNDEZ CASALS, 1974) con lo que de nuevo parecen encontrarse pruebas a favor de un origen múltiple. En contraposición, otros autores (LÓPEZ RUIZ y col., 1975), utilizando el mayor número de análisis químicos realizados hasta el momento en todos los tipos de rocas metamórficas de las Sierras de Guadarrama y Gredos (pizarras, filitas, esquistos, neises micáceos, neises glandulares, leptíticas, migmatitas, etcétera, entre los que quedan incluidos tipos litológicos para los que se supone el ya citado origen múltiple), interpretan a todo el conjunto metamórfico como el resultado de un complejo proceso de metamorfismo regional progresivo sobre una potente serie sedimentaria, de composición esencialmente pelítica, con intercalaciones muy variables en espesor de areniscas, arcosas, grauwacas, calizas, etc.

Los argumentos de semejanza geoquímica entre neises glandulares y posibles equivalentes volcánicos, encuentran como vía más rápida de comprobación, sin necesidad de recurrir a complicados cálculos geoquímicos o diagramas de proyección, la comparación directa de los análisis químicos de neises glandulares con los análisis químicos publicados en la abundante bibliografía sobre vulcanismo riolítico y traquítico (BRYAN, 1969; EWART, 1969; NOBLE y col., 1972; ARAÑA y col., 1973; KELLER y VILLARI, 1973, etc.). Tomar como elementos de comparación a las traquitas puede justificarse por el hecho de que algunas de las composiciones químicas de los neises glandulares muestran el mismo rango de similitud que el que podría establecerse respecto de las riolitas.

Comparando con series riolíticas, se observa sistemáticamente cómo los neises presentan contenidos en Al_2O_3 y FeO que serían anormalmente altos en dichas rocas volcánicas. Respecto de las series traquíticas, contrastan de forma notable los bajos contenidos en CaO y MgO de los neises, que, a su

vez, son marcadamente más ácidos que las traquitas, como lo pone de manifiesto los altos porcentajes en SiO_2 de aquéllos.

Por último, considerando el quimismo en una escala mineralógica, falta por explicar, de forma convincente y satisfactoria, cuáles son los motivos de aparición de abundantes cristales de plagioclasa (An 20-35), en todos los neises glandulares mesozonales, a partir de los fenocristales de sanidina de las riolitas, sin recurrir a importantes procesos metasomáticos o aloquímicos que distorsionen totalmente la composición química de la supuesta roca volcánica riolítica.

ORTONEISES

Entre todos los posibles orígenes de los neises glandulares del Sistema Central, uno de los que parecen presentar mayores garantías de verosimilitud es aquel en que se supone que son el resultado de los procesos de metamorfismo y deformación hercínicos sobre un antiguo macizo de rocas graníticas porfídicas. En apoyo de esta hipótesis se ha citado la existencia de enclaves de otras rocas metamórficas dentro de los supuestos ortoneises glandulares en la zona de la Morcuera (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1971; FERNÁNDEZ CASALS, 1974).

FERNÁNDEZ CASALS, 1974, clasifica los enclaves en dos tipos: unos, oscuros, cuarzo-biotíticos, bien orientados, de formas ovaladas o redondeadas, que no superan los 20 centímetros, y estructuralmente coincidentes con la orientación del neis glandular. Otros, más claros, cuarzo-feldespáticos, cuya orientación no parece siempre coincidente con la regional.

En un trabajo previo (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1971), cuando estudian los distintos tipos litológicos del macizo de la Morcuera definen un tipo de roca equivalente al considerado más tarde por FERNÁNDEZ CASALS (1974) como supuesto enclave cuarzo-feldespático y, sin embargo, no dudan en interpretarlo como restos troceados de capas interestratificadas, que han sido aboudinadas por el estiramiento general sufrido por toda la serie. (Bajo estas circunstancias mecánicas, podría ser explicada la no coincidencia entre la orientación del resto de capa o supuesto enclave con la del neis encajante.) Dos diferentes interpretaciones del mismo fenómeno, por el mismo autor, introduce un cierto confusionismo que debilita la posi-

bilidad de existencia real de enclaves en los supuestos ortoneises glandulares.

Por otra parte, es bien conocido el hecho de que dentro del conjunto de neises glandulares del Sistema Central, y alternando con ellos, existen gran cantidad de otros tipos de rocas no glandulares (neises biotíticos, neises laminares, cuarcitas, etc.), así como antiguos niveles calco-dolomíticos (calizas cristalinas, rocas de silicatos cárnicos, anfibolitas, etcétera), cuyas respectivas dimensiones varían desde muy pocos centímetros hasta varios kilómetros cúbicos (CARANDELL, 1914; FUSTER y DE PEDRO, 1954-a, 1954-b; GARCÍA DE FIGUEROLA, 1956; SAN MIGUEL y col., 1956; FEBREL y col., 1958; FUSTER y FEBREL, 1959; SAN MIGUEL y col., 1960; GARCÍA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; APARICIO y col., 1973; CASQUET, 1973; LÓPEZ RUIZ y col., 1975, etcétera). Toda esta serie de circunstancias no sólo no ratifica, sino que dificulta la consideración de posibles enclaves de muy diversas litologías, variables en composición mineralógica, espesor y tamaño que aparecen dentro de la compleja formación de neises glandulares bajo diferentes relaciones estructurales, y plantea la incógnita de dónde situar la diferencia y/o el límite entre el posible enclave y lo que, con mayor seguridad no es sino una serie interestratificada.

Por último, respecto de los posibles restos de metamorfismo de contacto, que podrían ser visibles en los supuestos enclaves, es posible argumentar que ha desaparecido como consecuencia del metamorfismo regional, que ha ortoneisificado a los antiguos granitos. Sin embargo, es también un hecho bien conocido que en el Sistema Central existen infinidad de puntos, en los contactos entre rocas graníticas hercínicas y rocas metamórficas, en los que se pueden observar, superpuestos, un metamorfismo regional y un metamorfismo de contacto, fenómeno que se manifiesta con mayor intensidad en los enclaves metamórficos incluidos dentro de dichas rocas graníticas.

Criterios estructurales

Cuando un magma granítico intruye en rocas sedimentarias o metamórficas, se originan infinidad de enclaves cuyas dimensiones, distribución y orientación estructural pueden ser muy variables. Es difícil imaginar que todos los enclaves de un gran macizo de rocas graníticas conserven direcciones estructurales previas a la intrusión o, por el con-

trario, que todos los enclaves hayan trastocado su disposición y orientación primitivas.

Sin embargo, la esquistosidad visible en los supuestos enclaves (independientemente del tamaño que tengan) es casi siempre concordante con la esquistosidad de los neises glandulares, que han sido considerados como rocas ortoderivadas. Entendemos que ello es debido a que la estructura orientada de los neises glandulares y de los posibles enclaves ha sido adquirida como consecuencia del mismo proceso dinamometamórfico. El problema de la interpretación de los enclaves como tales nace cuando es posible observar antiguos planos de estratificación (caso de algunas cuarcitas y de, prácticamente, todas las rocas carbonatadas) coincidentes con la foliación desarrollada en los neises glandulares. Si estos últimos fueron en su momento rocas graníticas intrusivas que incluyeron enclaves sedimentarios, las estructuras sedimentarias de todos los enclaves no tienen por qué coincidir con los planos estructurales desarrollados más tarde, tanto sobre la roca granítica como sobre el enclave. Para el caso particular de los supuestos enclaves, citados por FERNÁNDEZ CASALS (1974), que presentan una esquistosidad a veces cruzada con respecto a la foliación del neis encajante, quedan sin explicar los motivos por los que la foliación impuesta y presente en el neis no se manifiesta también en el supuesto enclave, superpuesta a su propia esquistosidad.

Por otra parte, no se conocen datos sobre las características de los contactos entre las antiguas rocas graníticas intrusivas (actuales ortoneises) y la antigua serie encajante (actuales paraneises). Entendemos que sería excesivamente casual la coincidencia entre los contactos intrusivos y las estructuras planares metamórficas.

Criterios geoquímicos

A la vista de los análisis químicos de neises glandulares realizados hasta el momento en el Sistema Central (GARCÍA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; FERNÁNDEZ CASALS, 1974; LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1974; LÓPEZ RUIZ y col., 1975, etc.) es evidente que presentan unos contenidos en Al_2O_3 y Fe_2O_3 y en FeO y CaO , más ricos y más pobres, respectivamente, que los que son normales en cualquier serie granítica. Para paliar estos excesos o deficiencias sería preciso recurrir a un metamorfismo aloquímico, o a procesos metasomáticos, cuya incidencia en las transformaciones químico-minera-

lógicas de la roca inicial acarrearía graves problemas difícilmente justificables.

ORIGEN METAMÓRFICO

La opinión básica de los autores de esta nota sobre la génesis de las facies glandulares del Sistema Central ha sido reiteradamente expuesta en sucesivos trabajos (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1970; GARCÍA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; LÓPEZ RUIZ y col., 1975) y en esencia consiste en interpretar los esquistos y neises glandulares como el resultado de un proceso de blastesis metamórfica sobre una serie sedimentaria fundamentalmente pelítico-sammítica. Procesos similares han sido reconocidos y estudiados en otras áreas del Macizo Hespérico. Así, por ejemplo, SÁNCHEZ CELA y APARICIO (1972) establecen, para las facies glandulares del SW de dicho macizo, una génesis basada en procesos de granitización sincenématica, en ambiente epizonal, sobre series sedimentarias pelíticas, y rechazan con argumentos muy similares a los aquí expuestos, cualquier otro tipo de ascendencia volcánica o heredada de las glándulas. CASQUET (1973), en el área de la Sierra de Gredos, define a su vez procesos de feldespacitación muy semejantes en ambiente metamórfico de bajo grado. FUSTER y DE PEDRO (1955), en el valle del río Eresma (Segovia), también abogan por un metamorfismo de materiales pelíticos.

La formación de neises glandulares del Sistema Central presenta los siguientes caracteres esenciales:

1.º Están siempre por debajo de las cuarcitas del Ordovícico inferior.

2.º Presentan niveles microglandulares intercalados al azar en la formación macroglandular.

3.º Desde el punto de vista estratigráfico y metamórfico existen dos conjuntos principales de neises glandulares, dentro de la formación neísica global: uno, superior, caracterizado por la presencia de cuarzos azulados y glándulas de plagioclasa, o de plagioclasa y feldespato potásico, y otro, inferior, sin cuarzos azulados y con glándulas de microclima y/u ortosa.

4.º Los neises, en donde predominan las glándulas de plagioclasa, se encuentran en estadios metamórficos de grado medio, mientras que aquellos en los que predominan las glándulas de feldespato potásico están siempre en niveles metamórficos de grado alto.

5.º Las relaciones texturales entre las glándulas y la foliación y entre las glándulas y la matriz metamórfica son muy variadas. Las estructuras planares pueden enfrentarse, penetrar, quedar incluidas o adaptarse a los fenoblastos feldespáticos, y el resto de los constituyentes mineralógicos de la roca (generalmente, de menor tamaño), pueden aparecer incluidos en los grandes cristales feldespáticos.

6.º Las zonas más profundas de la formación glandular presentan fenómenos de migmatización y representan el tránsito a rocas granitoides difusas dentro de la formación migmatítico-glandular.

7.º La serie preordovícica del Sistema Central (formación de neises glandulares y otras rocas metamórficas asociadas, por debajo de las cuarcitas del Ordovícico inferior) puede encontrar su equivalente en otras series pelítico-calcáreas del Cámbrico inferior muy próximas —Serie Verde de Toledo (APARICIO, 1970, 1971, y APARICIO y GIL, 1972), Serie de Ojos Albos (CORTÁZAR, 1891, y CAPOTE, 1973), Serie de Carboneros (CORTÁZAR, 1891, y MELÉNDEZ, 1942)—, siendo, probablemente, la única diferencia la distinta intensidad metamórfica sufrida; pues, mientras la formación glandular del Sistema Central ha experimentado un metamorfismo meso-catazonal, las Series citadas del Cámbrico inferior presentan un metamorfismo epizonal.

Del análisis de estos caracteres puede deducirse:

a) Que la formación glandular del Sistema Central aparece únicamente en niveles metamórficos meso-catazonales (por debajo de la isograda estaurolita +).

b) Que existe una estrecha relación entre la naturaleza de las glándulas y la intensidad del metamorfismo.

c) Que la presencia de niveles microglandulares intercalados, sin relación alguna con el techo o muro de la unidad parece ir en contra de la existencia de una granoselección en la roca sedimentaria, antes de sufrir los procesos metamórficos.

d) Que las múltiples relaciones que presentan las glándulas con respecto a la foliación implican un crecimiento en condiciones pre, sin y postcinemáticos.

e) Que la textura glandular de la formación es el resultado de la movilización geoquímica, reconstructiva de la roca, que tiene lugar dentro de un margen específico de condiciones termodinámicas durante el desarrollo del proceso dinamometamórfico.

f) Que, teniendo en cuenta la posible analogía existente entre la formación glandular y las series cámbricas y su proximidad geográfica, resultaría difícil aceptar una naturaleza conglomerática y/o volcánica y/o plutónica para la primera y pelítico-calcárea para las segundas, puesto que ello implicaría áreas madres, ambiente climático y condiciones paleogeográficas diferentes.

De las consideraciones anteriormente expuestas, puede concluirse que los neises glandulares del Sistema Central se han originado por procesos metamórficos, puesto que sus caracteres mineralógicos, texturales, etc., pueden ser explicados por blastesis y recristalización en niveles medios y profundos de gran movilidad geoquímica. Teniendo en cuenta este carácter eminentemente metamórfico, cualquier otra posible hipótesis acerca de ascendientes conglomeráticos y/o volcánico y/o plutónicos deberá ser replanteada, obviando las dificultades expuestas y sostenidas en nuevos datos más convincentes que los hasta ahora publicados.

ESTRATIGRAFIA

En nuestra opinión no existen datos que permitan establecer con seguridad la edad de la formación de neises glandulares del Sistema Central. No obstante, la perfecta concordancia entre estos materiales con las series datadas del Ordovícico están más a favor de una posible edad cámbrica. Asimismo, los datos de edad absoluta hasta ahora publicados (BISCHOFF y col., 1973) confirman esta idea.

Respecto de las posibles similitudes litológicas que pueden establecerse entre la serie preordovícica del Sistema Central y otras series cámbricas ya citadas del Macizo Hespérico, la posición estratigráfica y los caracteres litológicos de las formaciones glandulares del Sistema Central (monotonía mineralógica de los neises glandulares sólo interrumpida por la aparición de niveles de rocas calcáreas anfibolíticas, la ausencia de niveles volcánicos intercalados, etc.) la hacen más equivalente a las series pelítico-calcáreas del Cámbrico inferior, situadas en los alrededores, que a la serie Ollo de Sapo.

Por último, teniendo en cuenta que las condiciones metamórficas correspondientes a la isograda estaurolita +, pueden alcanzar un nivel variable dentro de la serie premetamórfica (a pesar de que la localización de dicha isograda sea muchas veces

esencialmente paralela a la estratificación) no es posible asignar un significado estratigráfico a la presencia de las facies glandulares, ya que su aparición estará condicionada, entre otros factores, por la posición de la isograda dentro de la serie.

Si se toma en consideración que la isograda es taurolita+, en el ámbito del Sistema Central, se sitúa siempre por debajo del Ordovícico datado, sólo las series preordovícicas se verán afectadas por los procesos de glandularización.

ARCOS-ISLA PRECAMBRICOS EN EL MACIZO HESPERICO

Recientemente, FERNÁNDEZ CASALS (1974), tomando como base la supuesta idea de que algunos neises glandulares de la Sierra de Guadarrama (neises de la Morcuera) derivan de un complejo de lavas y tobas perfídicas gruesas intruido por granitos, y dando por hecho que tales neises glandulares son homologables a las formaciones glandulares de Galicia y Puebla de Sanabria, apunta una nueva interpretación, a escala peninsular, según la cual sería posible pensar en la existencia de un antiguo arco-isla (precámbrico) en el Macizo Hespérico.

La única justificación aportada por este autor en favor de esta hipótesis es que la disposición premetamórfica de los neises de la Morcuera podría ser asimilable a la de un conjunto litológico constituido por un complejo lávico basal, una corteza piroclástica y de productos de erosión y una serie de intrusiones graníticas posteriores, caracteres que, entre otros, son citados por MITCHELL y READING (1971) para los arcos-islas.

Esta interpretación implica una serie de supuestos, todavía sin confirmar, y es tanto menos lógica cuanto más se consideran las bases que han servido de apoyo para justificar una tal posibilidad.

Aun al margen de todos los inconvenientes, ya expuestos, para explicar una complicada ascendencia plutónico-volcánico-sedimentaria de los neises glandulares, no comprendemos en base a qué criterios (cartográficos, estratigráficos, petrológicos, geoquímicos, etc.) es posible sostener que la disposición premetamórfica del complejo de que derivan los neises glandulares fue similar a la que caracteriza a un arco-isla.

Teniendo en cuenta tan solo una pequeña parte de los datos relativos a los caracteres que tipifican

a un arco-isla reciente (FOLLINSBEE y col., 1968; BARAGAR y GODWIN, 1969; JAKES, 1971; MITCHELL y READING, 1971; BAKER, 1972; NIELSON y STOIBER, 1973, etc.) se puede generalizar que su reconocimiento está basado en los siguientes puntos:

- Una secuencia de series toleíticas, series calcoalcalinas y series shoshoníticas o alcalinas.
- El rango de las series calcoalcalinas incluye basaltos andesíticos, andesitas-dacitas y riolitas.
- En un estadio avanzado de su evolución, los arcos-isla contienen más del 80 por 100 de toleitas y un 15 por 100 de series calcoalcalinas y rocas de tipo shoshonítico.
- Las rocas toleíticas poseen bajos contenidos en Rb, Ba, K y Sr.

Respecto de cualquier deducción comparativa desde un punto de vista geoquímico, nos remitimos a los datos sobre medias geoquímicas de elementos mayores y menores en los arcos-isla, publicados en JAKES (1971).

Respecto del reconocimiento de restos de antiguos arcos-isla, MITCHELL y READING (1971), basándose en datos de MIYASHIRO (1961) también establecen una serie de criterios de identificación. El principal de todos puede resumirse en la existencia de dos cinturones metamórficos asociados (paired metamorphic belts), en los que aparezca, respectivamente desarrollado, un metamorfismo de presiones intermedias, tipo andalucita-sillimanita o distena-sillimanita, y un metamorfismo de altas presiones y bajas temperaturas, de tipo glaucofánico.

Sin embargo, en ninguno de los trabajos publicados sobre el metamorfismo del Sistema Central se recogen evidencias metamórficas que confirmen la existencia de tales premisas.

Otro de los caracteres distintivos de arcos-isla antiguos, además de la presencia de esquistos glaucofánicos, sería la existencia de complejas asociaciones volcánicas de tipo intermedio-ácido con presencia notable de ofiolitas o complejos de tipo alpino. Hasta ahora ninguna de estas características litológicas y geoquímicas han podido ser establecidas en el ámbito del Sistema Central.

Por lo tanto, teniendo en cuenta los datos hasta ahora publicados, la posibilidad de existencia de arcos-isla en el Sistema Central no encuentra otro apoyo que la supuesta existencia de un conjunto de lavas y tobas de carácter riolítico.

SOBRE LA PETROGENESIS DE LAS FORMACIONES GLANDULARES

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al profesor J. M. FÚSTER la revisión y crítica del manuscrito. Asimismo queremos expresar nuestro agradecimiento a los doctores J. LÓPEZ RUIZ y V. ARAÑA por las discusiones científicas relativas a diversos aspectos de la temática desarrollada en este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A.: *Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo*, "Estudios Geológicos", 26, 281-283 (1970).
- APARICIO, A.: *Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo*, "Estudios Geológicos", 27, 361-414 (1971).
- APARICIO, A., y GARCIA CACHO, L.: *Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español)*, "Estudios Geol.", 26, 297-315 (1970).
- APARICIO, A., y GIL, M. D.: *Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de los Montes-isla de Toledo*, "Estudios Geol.", 28, 195-109 (1972).
- APARICIO, A.; CASQUET, C., y BARRERA, J. L.: *Petrogenesis del stock granítico tardicinematíco de Rascafria-El Paular (Sistema Central Español)*, "Estudios Geol.", 24, 479-487 (1973).
- ARAÑA, V.; BADIOLA, E. R., y HERNÁN, F.: *Peralkaline acid tendencies in Gran Canaria (Canary Islands)*, "Contr. Mineral and Petrol.", 40, 53-62 (1973).
- BABIN, R. B.: *Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón*, "Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat." (Geol.), 69, 5-28 (1971).
- BABIN, R. B.: *Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Ávila-Béjar*, "Studia Geológica", 7, 41-63 (1974).
- BAKER, P. E.: *Volcanism at destructive plate margins*, "J. Earth Sci. Leeds", 8, 183-195 (1972).
- BARAGAR, W. R. A., y GOODWIN, A. M.: *Andesites and Archaean volcanism of the Canadian Shield, Oregon*, "Dept. Geol. Min. Ind. Bull", 65, 121 (1969).
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph.: *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)*, "C. R. Acad. Sci. Paris", 270, 2.630-2.633 (1970).
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph.: *Sobre el tipo del metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama Oriental (Sistema Central Español)*, "Acta Geol. Hispánica", 6, 46-48 (1971).
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A.: *Le Precambrien de la Penínsule Iberique*, "Notes Serv. Geol. Maroc", 236, 315-335 (1972).
- BISCHOFF, L.; SCHAFER, G.; SHMIDT, K., y WALTER, R.: *Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)*, "Forsch Geol. Paläont. Munster", H., 28, 27 S. (1973).
- BRYAN, W. B.: *Mineralogy of coral Sea drift pumice*, "Carnegie Institution Year Book", 1968-1969, 187-190 (1969).
- CAPOTE, R.: *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Ávila*, "Bol. Geol. Min.", 84, 6, 13-20 (1973).
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Esquistosidad y ectónica superpuesta en el Paleozoico Inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (provincia de Ávila)*, "Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat." (Geol.), 69, 175-185 (1971).
- CAPOTE, R., y VEGAS, R.: *El Paleozoico de los alrededores de Ávila*, "Estudios Geol.", 24, 181-191 (1968).
- CARANOELL, J.: *Las calizas cristalinas del Guadarrama*, "Trabajos Museo Nec. Ciencias Nat." (Geol.), 8, 70 p. (1914).
- CASQUET, C.: *Estudio geológico del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente (Toledo)*, Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad Complutense de Madrid (1973).
- CORTÁZAR, D. DE: *Descripción física y geológica de la provincia de Segovia*, "Bol. Com. Mapa Geol. de España", 17, 1-234 (1891).
- DEBAT, P.; DERAMOND, F., y SOULA, C.: *Origine de la structure oeillée dans les gneiss de la Montagne Noire occidentale*, "C. R. Acad. Ss. Paris", 272, 2.759-2.762 (1971).
- DERAMOND, F., y SOULA, J. C.: *Comportement microtectonique et structure oeillée des gneiss du Mont Allier (Cévennes Médianes)*, "C. R. Acad. Sc. Paris", 272, 538-541 (1971).
- EWART, A.: *Petrochemistry and feldspar crystalization in the silicic volcanic rocks, central North Island, New Zealand*, "Lithos", 2, 371-388 (1969).
- FEBREL, J. M.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F.: *Explicación de la hoja num. 484, Buitrago de Lozoya*, "Inst. Geol. y Min. de España, 103 págs. 1958.

FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera*, "Studia Geológico", 7, 87-106 (1974).

FERNÁNDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R.: *La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya*, "Bol. Geol. Min.", 81, 562-568 (1970).

FERNÁNDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R.: *Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental*, "Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat." (Geol.), 69, 69-80 (1971).

FOLLINSBEE, R. E.; BAADSGAARD, C. L.; CUMMING, D. C., y GREEN, D. C.: *A very ancient island arc*. "Am. Geophys. Un". Mono, 12, 441 (1968).

FÚSTER, J. M., y DE PEDRO, F.: *Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo*, "Notas y Comunicaciones", 35, 43-70 (1954-a).

FÚSTER, J. M., y DE PEDRO, F.: *Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantes (Sierra de Guadarrama)*, "Notas y Comunicaciones", 36, 49-77 (1954-b).

FÚSTER, J. M., y DE PEDRO, F.: *Geología del Valle Superior del río Eresma (Sierra de Guadarrama)*, "Notas y Comunicaciones", 39, 51-82 (1955).

FÚSTER, J. M., y FEBREL, T.: *Explicación de la hoja número 509, Torrelaguna*, "Inst. Geol. Min. de España", 102 páginas (1959).

FÚSTER, J. M., y GARCÍA CACHO, L.: *Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)*, "Estudios Geol", 26, 327-329 (1970).

FÚSTER, J. M., y GARCÍA CACHO, L.: *Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama oriental (Sistema Central Español)*, "Acta Geol. Hispánica", 5, 123-130 (1971).

FÚSTER, J. M., y MORA, A.: *El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central Español)*, "Estudios Geol.", 26, 317-321 (1970).

FÚSTER, J. M.; APARICIO, V.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M.: *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*, "Bol. Geol. Min.", 85, 83-88 (1974).

GAMONAL, P.: *Estudio petrológico del macizo de Fuentidueña (Prov. de Segovia)*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid (1966).

GARCÍA CACHO, L.: *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid (1973).

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: *Nota sobre algunas rocas de la parte Oeste del Guadarrama*, "Notas y Comunicaciones", 41, 69-100 (1956).

HEIM, R. C.: *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*, "Min. Geologisch Inst. Rijks Univ. Utrecht", Holland, 66 págs. (1952).

HERNÁN, F.: *Estudio de las relaciones granito-gneis y de la intensidad del metamorfismo en el sector del cerro del Caloco (provincia de Segovia)*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid (1970).

JACKES, P.: *Composition of island arcs and continental growth*, "Earth Planet. Sci. Letters", 12, 224-230 (1971).

KAMINENI, D. C., y CARRARA, A.: *Comparison of the composition of porphyroblastic and fabric-forming biotite in two metamorphic rocks*, "Can. J. Earth. Sci.", 10, 948-953 (1973).

KELLER, J., y VILLARI, L.: *Rhyolitic Ignimbrites in the region of Afyon (Central Anatolia)*, "Bull. Volc.", 36, 2, 342-358 (1973).

LÓPEZ RUIZ, J., y GARCÍA CACHO, L.: *The garnets of the Eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain*, "Chem. Geol.", 13, 269-283 (1974).

LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*, "Mem. Inst. Geol. Min. de España", 87, 127 págs. (1975).

MATTE, P.: *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*, "Ext. Tred. Lab. Geol. Fac Sci. Grenoble", 44 (1968).

MELÉNDEZ, B.: *Los terrenos del Cámbrico de la Península Hispánica*, "Trab. Inst. Cienc. Nat. José Acosta", C. S. I. C., 83 págs. (1942).

MISCH, P.: *New criteria for synkinematic growth of metamorphic minerals*, "Geol. Soc. Amer. Special Paper", 68, 44-45 (1961).

MISCH, P.: *Para-crystalline microboudinage of zones grains and other criteria for synkinematic growth of metamorphic minerals*, "Amer. J. Sci.", 267, 43-63 (1969).

MISCH, P.: *Para-crystalline microboudinage in a metamorphic reaction sequence*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 81, 2.483-2.486 (1970).

MISCH, P.: *Porphyroblast and "Crystallization Force" Some Textural criteria*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 82, 245-252 (1971).

SOBRE LA PETROGENESIS DE LAS FORMACIONES GLANDULARES

MISCH, P.: *Porphyroblasts and Crystallization Force: Some Textural Criteria. Reply*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 83, 921-922 (1972-a).

MISCH, P.: *Porphyroblasts and "Crystallization Force": Some Textural Criteria Reply*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 84, 1.203-1.204 (1972-b).

MITCHELL, A. H., y READING, H. G.: *Evolution of Island arcs*, "J. Geology", 79, 253-284 (1971).

MIYASHIRO, A.: *Evolution of metamorphic belts*, "J. Petrology", 2, 277-311 (1961).

NIELSON, D. R., y STOIBER, R. E.: *Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone*, "J. Geophysic Research", 78-29, 6.887-6.892 (1973).

NOBLE, D. C.; KORRINGA, M. K.; HEDGE, C. E., y RIDDE, G. O.: *Highly differentiated subalkaline Rhyolite from Glass Mountain, Mono Country, California*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 83, 1.179-1.184 (1972).

PARGA, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R.: *Introduction a la geología de L'Ollo de Sapo. Formación porphyroide antésiluriana du Nord-Ouest de L'Espagne*, "Notas y Comunicaciones", 76, 119-154 (1964).

PARGA, J. R., y VEGAS, R.: *Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperid Massif (Western Iberian Peninsula)*, "Geol. Runds", 61, 44-69 (1972).

PEINADO, M.: *Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*, "Estudios Geol", 26, 323-326 (1970).

PEINADO, M.: *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid (1973).

POWELL, D.: *On the preferred crystallographic orientation of garnet in some metamorphic rocks*, "Mineral Mag.", 35, 1.094 (1966).

RAST, N.: *Nucleation and growth of metamorphic minerals*. In: "Controls of metamorphism" (W. S. Pitcher y G. W. Flinn edits.), Oliver and Boyd, Edimburg, 73-96 (1965).

SAN MIGUEL, M.; FÚSTER, J. M. y DE PEDRO, F.: *Explicación de la hoja núm. 533, San Lorenzo de El Escorial*, "Inst. Geol. Min. Esp.", 101 págs. (1956).

SAN MIGUEL, M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y DE PEDRO, F.: *Explicación de la hoja núm. 532, Las Navas del Marqués*, "Inst. Geol. Min. España", 87 págs. (1960).

SÁNCHEZ CELA, V., y APARICIO YAGÜE, A.: *Nuevas consideraciones petrogenéticas sobre las rocas neíticas y porfiroides localizadas en la alineación estructural Almendralejo-Azuaga (Badajoz)*, "Bol. Geol. Min.", 83-84: 407-419 (1972).

SÁNCHEZ DE LA FUENTE, J.; VALLEJO PÉREZ DE AYALA, G.; MARTÍNEZ LÓPEZ, R., y BAENA ROJANO, L. J.: *La serie metamórfica de Hiedelaina y su cobertura paleozoica*, "I Congr. Hispano-Luso-American de Geol. Económica", I. Secc. Geol., 435-450, Madrid-Lisboa (1971).

SCHAFER, G.: *Geologie und Petrographie in östlichem Kastilischen Haupscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spain)*, Münster Forsch Geol. Paläont.", H. 10, 207 págs. (1969).

SHELLEY, D.: *Porphyroblasts and Crystallization Force: Some Textural Criteria, Discussion*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 83, 919-920 (1972).

SMITHSON, S. B.: *Oriented plagioclase grains in K-feldspar porphyroblast*, "Con. Geol. Univ. Wyoming", 4, 68 págs. (1965).

SOERS, E.: *Stratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama*, "Studia Geológica", 4, 7-94 (1972).

SOMMER, W.: *Stratigraphie und tektonik im östl. Guadarrama - Gebirge (Spanien)* Arbeiten aus dem Geologik Palaontologischen Institut der Westf. Wilhelms, Universität Zu Münster, 159 págs. (1965).

SPRY, A.: *Metamorphic textures*. "Pergamon Press Oxford", 350 págs. (1969).

SPRY, A.: *Porphyroblasts and "Crystallization Force": Some Textural Criteria, Discussion*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 83, 1.201-1.202 (1972).

TOURET, J.: *Les gneiss oeillets de la region de Vegorshei Gjerstal (Norvege meridionale). II*, "Norsk. Geol. Tidss.", 47, 274-281 (1967).

TOURET, J.: *Un exemple de deformation naturelle de roches en milieu profond: les gneiss oeillets de Vegarshei Gjerstad (Norvege Meridionale)*, "Sciences de la Terre", 17, 167-177 (1972).

WAARD, D. DE.: *Palingenetic Structures in Augen Gneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain*, "Bull. Com. Geol. Filandia", 23, 51-66 (1950).

YARDLEY, B. W. D.: *Porphyroblasts and Crystallization Force: Discussion of some theoretical Considerations*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 85, 61-62 (1974).

ZWART, H. J.: *Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees*, "Geol. en Mijnbouw", 42, 143-154 (1963).

Recibido: Enero 1975.

INFORMACION

Coloquio sobre Problemas Genéticos y Tecnológicos de los Yacimientos Metalíferos (*)

Durante los días 3 a 5 del pasado mes de abril, con nutrida participación de unas 200 personas de 25 países, ha tenido lugar en Clausthal-Zellerfeld (RFA) el Coloquio Internacional sobre "Problemas genéticos y tecnológicos de los yacimientos metalíferos", organizado conjuntamente por: The Society of Geology Applied to Mineral Deposits. División de Yacimientos Minerales de Gesellschaft Deutscher Metallhütten und Bergleute.

A la apertura del Coloquio siguió un acto de homenaje al Prof. Dr. P. Ramdohr, por sus ochenta y cinco años, con la intervención de varios de sus antiguos alumnos y colaboradores. La conferencia inaugural, titulada "Químico y textura de minerales opacos en basaltos lunares (reconstrucción del proceso de recristalización y fugacidad del oxígeno)" estuvo a cargo de A. El Goresy, del Max-Plank-Inst. de Heidelberg.

Durante los tres días de trabajo, se sucedieron interesantes comunicaciones sobre la temática prevista en el programa:

- a) yacimientos ligados a discontinuidades estratigráficas;
- b) yacimientos en formación actual, en medio marino;
- c) temas libres;

(*) Los resúmenes de los trabajos en los idiomas oficiales del Coloquio, francés, alemán e inglés, han sido traducidos por C. Castells y V. Pastor, para su mayor divulgación.

cuyos resúmenes traducidos se publican a continuación para general conocimiento de los problemas de actualidad en el campo de la geología y tecnología de yacimientos minerales.

Las sesiones estuvieron presididas por los siguientes señores:

Prof. Ign. Zuffardin (Milán).
 Prof. Agard (Orleans).
 Prof. Dr. Kostelka (Klagenfurt).
 Prof. Jankovic (Belgrado).
 Prof. Uyttenbogaardt (Amsterdam).
 Prof. De Magne (Bruselas).
 Prof. Stumpf (Leoben).
 Dr. Ilavsky (Bratislava).
 Prof. Monseur (Madrid).
 Dr. Kürsten (Iserhagen).
 Prof. Krebs (Braunschweig).
 Prof. Schneider (Luxemburgo).
 Dr. Walther (Hannover).
 Dr. Weisser (Frankfurt).
 Prof. Leube (.....).
 Prof. v. Gehlen (Frankfurt).
 Prof. Wilke (Berlín).
 Prof. Lippert (Wiesbaden).

Simultáneamente al Coloquio se celebró la 7.^a Reunión regional para el "Estudio de minerales y materiales artificiales en secciones pulidas", patrocinada por la Commission on Ore Microscopy (COM) de la International

Mineralogical Association (IMA); los títulos de los trabajos presentados también se relacionan al final de esta crónica.

Actividades adicionales fueron la reunión del Consejo de "The Society of Geology Applied to Mineral Deposits" "Société de Géologie Appliquée Aux Gîtes Minéraux", "Sociedad de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales", la reunión del Comité del GDMB para la prospección y exploración (sólo para sus miembros), las visitas a la famosa Mina de Ramelsberg y otras, y las excursiones postcoloquio a diversas minas alemanas.

Coloquio sobre problemas genéticos y tecnológicos de los yacimientos metalíferos.

Resúmenes de comunicaciones:

Conferencia inaugural: A. El Goresy, del Max Plank-Inst., Heidelberg. "Químico y textura de minerales opacos en los basaltos lunares (reconstrucción de la secuencia de cristalización y de fugacidad de oxígeno)".

En los "mares" de la superficie lunar se han reconocido dos tipos de basaltos:

1. Basaltos ricos en TiO_2 (8-14 % TiO_2), que se presentan en el Mare Tranquillitatis (Apolo 11) y en el Mare Serenitatis (Apolo 17).

2. Basaltos pobres en TiO_2 (0,4-4 % TiO_2), del Oceano Procellarum (Apolo 12), de las Apennine Mountains (Apolo 15) y del Mare Fecunditatis (Luna 16).

En el primer maretipo, los opacos dominantes son ilmenita, almalcolita (Fe, Mg) Ti_2O_5 ulvöspinelita, troilita y hierro metálico. En el segundo tipo, entre los opacos más abundantes están miembros de la serie solución sólida de cromita-ulvöspinelita.

Las espinelas son indicadores sensitivos porque su cristalización tiene lugar a lo largo de todo el período de enfriamiento de los basaltos. Son los primeros minerales en cristalizar y forman parte de los últimos en precipitar a partir del fundido basáltico. Cualquier modificación de la composición de este fundido, debida a precipitación masiva de silicatos tales como olivino, piroxeno o plagioclasa, queda registrada en la composición de las espinelas zonadas, permitiendo así reconstruir la secuencia de cristalización.

También son sensibles las espinelas a los cambios de fugacidad del oxígeno, después de la cristalización; y, a una determinada temperatura, cualquier reducción bajo la curva ulvöspinelita-Fe-ilmenita provocará la destrucción de la ulvöspinelita a ilmenita + Fe.

Estos procesos de reducción pueden ser exógenos, por liberación de hidrógeno, al viento solar, del polvo lunar por el calentamiento producido durante el flujo de lavas en la superficie de la Luna; o endógenos, por liberación de gases reductores de la cámara magmática, con

hierro carbonilo como principal componente gaseoso. Por enfriamiento, el hierro carbonilo debe descomponerse para precipitar Fe metal en cruceros y grietas, liberando así CO que reduzca los óxidos opacos. Se expondrán pruebas de tales procesos reductores.

Sección a): Yacimientos ligados a discontinuidades estratigráficas.

H. Kolbe, de Salzgitter Erzbergbau AG, Salzgitter. "Yacimientos mesozoicos de menas de hierro, ligados a lagunas estratigráficas y movimientos verticales (tectónica salina)."

En el Mesozoico del antepaís del Harz se han formado repetidamente yacimientos de menas limoníticas sedimentarias marinas, desde el Jurásico inferior (Hettang.) hasta el Cretáceo superior (Santon). De las 17 minas (31 pozos) y 6 cortas, todavía en explotación al terminar la segunda guerra mundial, sólo quedan en actividad 4 minas (8 pozos). Por agotamiento, sólo se cerraron las explotaciones a cielo abierto y dos de las minas profundas; los restantes cierres se han debido a la competencia de los precios de las menas de hierro de ultramar.

Las características del mineral o del concentrado determinan las proporciones de extracción en las cuatro minas activas, donde se explotan yacimientos del Cretáceo, tanto superior como inferior, y del Jurásico superior.

La hipótesis genética del mineral de hierro se apoya en la supuesta evolución (geológica) del antepaís septentrional del Harz.

1. Las menas sedimentarias de hierro están ligadas a discontinuidades en la estratificación; los materiales que las originaron estaban ya presentes en las zonas marginales.

2. La tendencia transgresiva y de hundimiento determinó el comienzo y el final de la precipitación del mineral (simultaneidad de formación de menas aolíticas).

3. Factores temporales y espaciales (velocidad y paleogeografía) son responsables del tipo de facies (coolitos o trümmer, caliza o arcilla margosa).

4. La tectónica, y, en particular, los desplazamientos salinos en el substrato contribuyeron a la permanencia del medio físico, permitiendo así la acumulación y la conservación del yacimiento.

A. BERNARD, P. LAGNY, Francia. "Papel metalogénico de los paleokarsts".

Gran número de sustancias útiles se localizaron sobre, o por debajo de, antiguas superficies de erosión de series carbonatadas (Qinlan, 1972): yacimiento de Fe, Mn y Al, de fosforitas, cuya génesis, ya generalmente aceptada, entraña procesos de alteración y de concentración continen-

tales. Este es también el caso de ciertas concentraciones de Pb-Zn y minerales paragenéticos, más raramente de Cu, U, V, Hg.

No vamos a tratar aquí más que de concentraciones de Pb-Zn sobre las que se han formulado buen número de hipótesis genéticas, más o menos contradictorias. Una gran parte, si no la mayoría de estos yacimientos, se localiza claramente bajo antiguas superficies de discordancia (Callahan, 1964); se trata de cavidades y de brechas que pueden interpretarse como antiguas redes kársticas con un relleno surfiurado.

En los últimos años, se ha llegado a concebir un modelo simple que explique la aparición de los sulfuros en determinado momento del ciclo evolutivo kárstico, según la hipótesis de Cvijic (1918). Además de las observaciones de campo, sirven de apoyo a tal modelo nuestros conocimientos de la química de las aguas kársticas y de los campos de estabilidad teórica de los minerales de plomo y cinc, interpretados en términos de Eh-pH (Lelen, Bernard, 1967; Bernard, 1972; Bernard y al., 1972). La precipitación de blenda y galena es teóricamente posible en la porción de aquellos campos que corresponde a la zona de imbibición de los dispositivos kársticos.

El proceso de concentración metalífera comprende dos etapas: lixiviación y precipitación. Los metales pesados (preconcentraciones, expresas o geoquímicas), disueltos al mismo tiempo que las rocas carbonatadas en superficie, siguen el camino normal de las aguas de infiltración; precipitan total y selectivamente en la zona de imbibición reductora (generación de H_2S).

Aunque el modelo de Cvijic (1918) no es único, el rasgo común a todas las hipótesis sobre la erosión de las rocas carbonatadas en la suposición de una disolución en zona oxidante, por encima del límite superior de la zona de imbibición y sedimentaciones internas detríticas y/o químicas, en función del régimen hidrodinámico de las circulaciones.

Las condiciones naturales presentan numerosas variantes al esquema sintético de Cvijic, en función principalmente de las redes de drenaje (posiciones relativas entre relieve y nivel de base) y de las oscilaciones epirogénicas que pueden afectarlas, modificando así los correspondientes ciclos de erosión.

A título ilustrativo, podemos imaginar:

a) Los paleokarsts de cubierta epicontinental (Lagny, 1975), con drenaje débil o medio, donde las principales corrientes, aunque horizontales y lentas, son no obstante capaces de crear importantes redes de cavidades o de masas brechosas de disolución-hundimiento. La zona vadosa (de circulación vertical) es muy reducida en este caso; los sedimentos detríticos internos muy finos o ausentes; los depósitos químicos tienen lugar en la zona de imbibición a medida que asciende el manto freático. Este sería, por ejemplo, el caso de la región oriental de Tennessee, en la Alta Silesia.

b) Los paleokarsts de zócalo, donde las formaciones carbonatadas fueron plegadas y expuestas a la erosión aérea por elevación epirogénica. El correspondiente ciclo erosivo (fases juvenil, de madurez y senil) es bien conocido; la fosilización del dispositivo, por transgresión sobre la penillanura, da lugar a que sólo las zonas de imbibición se conserven bajo la superficie de discordancia. En este caso estamos muy próximos al modelo de Cvijic, aunque las condiciones de la fase senil, de la mayor importancia en la metalogénesis, son muy parecidas a las indicadas para los paleokarsts precedentes (régimen hidrodinámico, entorno químico). Ejemplo: el Iglesiente sardo, las Malinas.

Los depósitos químicos de sulfuros y de sus gangas, en estos karsts, muy diversos desde el punto de vista morfológico, tienen lugar en principio de acuerdo con los principios físico-químicos invocados en la introducción; durante el descenso del dispositivo pueden tener lugar modificaciones diagenéticas (Bernard y al., 1972). Sin perjuicio de estas formas de metalización, se han propuesto recientemente otros procesos de concentración: relleno de las cabezas kársticas por sedimentos mineralizados, migraciones diagenéticas *per descensum* o *per lateralum*... El problema de los paleokarsts permanece abierto!

J. J. Trescases, Strasbourg. "Meteorización de peridotitas y génesis de los yacimientos de níquel de Nueva Caledonia."

En el extenso macizo paridotítico del sureste de Nueva Caledonia, se ha realizado un estudio cuantitativo de la evolución supergénica de las rocas ultramáficas. La roca más frecuente de este macizo es la harzburgita (olivino, piroxeno ortorrómico y espinela cromífera) con alto contenido en magnesio y bajo en calcio y aluminio. El olivino y, en menor proporción, el ortopiroxeno están afectados por la serpentinización, probablemente contemporánea del emplazamiento del macizo.

La geomorfología es muy variada: formas suaves, con llanos pantanosos y glaciares con costras ferruginosas, en la porción meridional del macizo; montañosa, con sus mesetas y laderas, en el resto. La evolución de la topografía se ha forjado en dos fases:

— *karstificación*, que ha conducido a paisajes allanados con grandes cuencas, más o menos cerradas, pantanosas, de fondos planos, y llenas de depósitos ferruginosos fluviolacustres (penillanura miocena);

— *Disección*, causada por la actividad tectónica plio-cuaternaria, que soleó, ladeó y fragmentó la penillanura. Primero, los llanos pantanosos fueron convertidos en glaciares, con sus costras ferruginosas, y tajados por los ríos. El escudo férreo ha protegido a los materiales infraya-

centes de la erosión. Al avanzar la meteorización, las antiguas depresiones de costra férrea pasaron a ser elementos dominantes en la morfología, en forma de mesetas, por erosión diferencial. En esta fase, la mayor parte del paisaje está constituido por laderas muy empinadas y una gran masa de materiales detríticos ferruginosos, procedentes de la cubierta meteorizada de la penillanura, se acumulan al pie de los taludes. La solevación no fue regular, ni en tiempo ni en espacio, y el extenso macizo paridotítico muestra pruebas de las fases sucesivas de su evolución.

La evolución supergénica de una roca está condicionada por el entorno morfológico. En áreas de suaves pendientes (mesetas, piedemontes, glaciares) los perfiles de meteorización muestran los siguientes niveles: Un horizonte refabricado en la parte superior (lateritas granulares rojas) con una eventual coraza de hierro; un potente miembro de roca meteorizada, alterado en hidróxidos de hierro (saprolitas de grano fino); un horizonte de un metro, de roca parcialmente meteorizada (saprolitas gruesas). En las laderas, el horizonte inferior es semejante a las saprolitas granudas; el horizonte superior procede de la removilización por la erosión y los procesos coluviales, y contiene fragmentos de roca completamente meteorizada. En los llanos pantanosos se acumulan los materiales erosionados de mesetas y laderas, por fenómenos mecánicos.

Los silicatos primarios se meteorizan, más o menos deprisa, a saprolita de grano grueso. El olivino es el primer mineral hidrolizado; su meteorización libera principalmente geles de sílice y de hierro (área bien drenada: mesetas, laderas), o nontronita (piedemontes, glaciares). El ortopiroxeno es reemplazado por talco epigénico. La serpentina resiste más a la meteorización, pero luego es disuelta fácilmente. Los hidróxidos de manganeso precipitan en forma de concreciones de asbolana, dentro de este mismo horizonte de saprolita granuda. En la base del perfil, y en las diaclasas de la roca del sustrato, se forman cuarzo y silicatos níquelíferos (garnieritas). En la saprolita de grano fino, la cromita es corroída poco a poco; los minerales secundarios, heredados de la saprolita más dura, desaparecen progresivamente y sólo permanece la goetita con restos de cromita. En los pantanos, los sedimentos sufren una fuerte transformación: la grava y el morro periodótico (capas de gruesa granulometría) y la goetita (capas de granulometría fina) evolucionan a esmectitas ferríticas a ferromagnesianas, más o menos cristalizadas.

En los perfiles de meteorización hay una fuente lixiviación de magnesio y parte de la sílice queda en el fondo (ópalo, nontronita, talco...). El hierro (y otros elementos secundarios de la roca) no son afectados por la lixiviación y permanecen en forma de goetita (Fe, Al, Cr) y asbolana (Mn, Co). Después de su transporte por las aguas subterráneas, la sílice queda atrapada en las acumulaciones ferruginosas de materiales en las tierras bajas. Aunque residual, el comportamiento del níquel es complejo y gobernado por la distribución de Si, Fe y Mn.

Cuando la actividad tectónica fue moderada, las áreas montañosas evolucionaron a paisajes suavizados, tales como piedemontes y tierras bajas pantanosas. La cantidad de níquel en estos depósitos no es alta generalmente, salvo en determinadas capas de turba. Cuando las antiguas llanuras fueron soleadas y convertidas en glaciares, el perfil de meteorización pudo alcanzar mayor potencia bajo los depósitos ferruginosos. En estos perfiles, el níquel sigue dos leyes consecutivas de concentración:

— acumulación en los defectos de la malla de la serpentina hipogénica, antes de su hidrólisis (parte inferior de la saprolita granada);

— atrapado en los hidróxidos (geotita, asbolana) en la parte superior de la saprolita granada, cuando la serpentina ya se ha meteorizado. Así, las cuencas, tierras bajas y glaciares de la penillanura han preconcentrado el níquel liberado en la región.

Cuando el antiguo glaciar evolucionó a la etapa de meseta, la meteorización continuó, pero un tercer mecanismo entró en juego: después de emigrar lateralmente, el níquel se acumuló en las partes bajas de las mesetas, en sus bordes y en zonas tectonizadas; éstas son las concentraciones más ricas.

R. Marusic, Zagreb. "Los yacimientos de bauxita de la región adriática y sus problemas técnico-económicos".

Las bauxitas adriáticas de Yugoslavia e Italia corresponden al tipo kárstico. Son de edad mesozoica y cenozoica (los yacimientos más antiguos arman en Muchelgak/Ladin) los más recientes en el Eoceno). En Yugoslavia aparecen en varias masas tabulares paralelas, con rumbo típicamente dinárico (NO-SE), desde Eslovenia hasta Serbia meridional; en Italia, la zona de bauxitas se extiende por la región central, con un máximo en Los Abruzos y otros en Monte Gargano.

Se encuentran en explotación desde comienzos de siglo y, hasta finales de 1974, se llevaban arrancadas 50 m de toneladas de mineral, de las que más del 90 por 100 estaban ubicadas en el actual territorio yugoslavo. En la actualidad, la producción anual es de unos 2,2 m de t en Yugoslavia; y unos 0,25 m de t en Italia.

Las dificultades de exploración y explotación son cada vez mayores por razones metalogenéticas, económicas y de transporte. En líneas generales, durante la última década, los costes de explotación han aumentado en un 400 por 100, mientras que el precio de venta de la bauxita sólo ha aumentado en un 80 por 100.

Para intentar frenar, al menos parcialmente, el continuo crecimiento de costes se han aplicado dos medidas de urgencia: mecanización intensiva y concentración de las explotaciones. Ambas han presentado dificultades debido a la morfología de los yacimientos y su repartición

geográfica. Análogas razones condicionan mucho la explotación a cielo abierto, aunque la tendencia es en favor de su utilización en los yacimientos por explotar.

Las necesidades de suministro, por causa del fuerte desarrollo de la industria del aluminio, agravan el problema. En 1976, Yugoslavia debe producir unas 285.000 toneladas de aluminio (sobre las 145.000 toneladas producidas en 1974, y las 91.000 toneladas de 1973). Además se plantea la necesidad de protección de la naturaleza. La International Bauxite Association (IBA) fundada en marzo de 1974 en Conakry, Guinea, entre cuyos miembros fundadores se encuentra Yugoslavia, viene obligada a buscar una solución favorable a los acuciantes problemas económicos de los países exportadores de bauxitas, a escala mundial. La reciente incorporación a la IBA de Australia, que probablemente posee las mayores reservas del mundo, debe suponer un importante apoyo a esta Asociación.

J. J. Trescases, Strasburgo. "Los yacimientos estratiformes de fluorita y baritina de los bordes del Morvan".

En una nueva provincia metalogénica de fluorita del Morvan se han descubierto recientemente cinco yacimientos estratiformes importantes, de tipo hasta ahora desconocido.

La mineralización, directamente asociada a una silicificación regional, se localiza en las capas basales transgresivas sobre el zócalo, o muy próximas al mismo, y bajo una cobertura impermeable. Aparece no lejos de los engrosamientos sedimentarios de las cuencas, en las reducidas formaciones de la cobertura.

Aparentemente, la tectónica no ha debido jugar papel importante, aunque uno de los yacimientos se sitúa en un alto fondo del zócalo y en las mismas condiciones que los demás, pero a nivel inferior.

La naturaleza litológica y la edad de las rocas encantantes son variables de unas a otros zonas y de unos a otros yacimientos.

P. Zuarffardi y L. Brigo, Milano. P. Omenetto, Padoa. "Menas italianas: Yacimientos minerales relacionados con superficies de emersión".

En Italia son bastantes frecuentes las concentraciones de menas y/o minerales industriales bajo y/o a lo largo y sobre superficies de emersión (ES), especialmente en rocas carbonatadas.

Es el caso de las siguientes sustancias: Pb, Zn, Ox, de Fe, Cu, Sb, Hg, Ag, U, Th, FeS₂, BaSO₄, CaF₂, bauxita, magnesita, caolín.

Los yacimientos están directamente ligados a diversos procesos sedimentarios: pedogénesis, sedimentación y redeposición (tanto normal como intrakárstica), enriquecimiento supergénico.

Sus morfologías resultado de los diferentes procesos indicados y de la posición relativa con respecto a la ES son: chimeneas, bolsadas, acanaladas, lentejones discordantes y/o interestratificados y corazas.

Los principales ejemplos son:

1. Concentraciones de Pb, Ag, Zn, óx. de Fe, FeS₂, BaSO₄, CaF₂, en la discordancia cambro-ordovícica de Sardinia;

2. concentraciones de Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, BaSO₄, CaF₂, en la discordancia devónico-carbonífera de los Alpes Orientales;

3. concentraciones de Pb, Ag, Zn, óx. de Fe, BaSO₄, en la penillanura hercínica de Sardinia;

4. concentraciones de Zn, Pb, BaSO₄, CaF₂, en relación con los levantamientos triásicos de los Alpes Orientales;

5. yacimientos de bauxita de las formaciones cretácico-eocenas del sureste italiano;

6. enriquecimientos filonianos de CaF₂, que se presentan en el Paleozoico de Sardinia, bajo la transgresión del Eoceno;

L, de interés local.

7. los indicios de Pb, óx. de Fe, FeS₂, BaSO₄, CaF₂, caolín, sobre la superficie actual de Sardinia;

8. concentraciones de U, Th, FeS₂, caolín, en relación con la superficie pleistoceno-actual en Italia Central;

9. concentraciones de magnesita, de la misma superficie, en los Alpes Occidentales.

P. Levin, W. Hirde y G. C. Amstutz, Neckargemünd. "Mineralizaciones en las discordancias del contacto Mitu-Puccará (Trías), Perú Central".

En numerosos lugares del centro del Perú, aparecen mineralizaciones entre el Permiano y el Trías, en la transición de la facies continental a la marina.

La facies continental, conocida allí por "Mitu", termina con el Pérmico. La facies marina, denominada "Puccará", comienza en líneas generales con el Norense y comprende a Trías superior y Jurásico. Sin embargo, los nuevos trabajos han revelado que la serie de Puccará comienza ya en el Ladiniense, en la Cuenca de Chancamayo de la porción oriental del Perú.

Las rocas que incluye la serie de Mitu corresponden a una sedimentación alternante de brechas diolíticas a dacíticas, tufitas, arcillas y linolitas; lo que indica una

actividad volcánica de intensidad creciente hacia el techo.

La serie de Puccará está constituida por sedimentos calizos y dolomíticos, en los que circunstancialmente se intercalan tufitas de quimismo dacítico.

El yacimiento de Machcan's, situado al norte de Cerro de Pasco en la vertiente occidental de la Cordillera Oriental, es buen ejemplo de las principales características de las mineralizaciones relacionadas con el indicado límite estratigráfico: extensión, quimismo, zonación, condiciones genéticas.

Aunque con determinadas diferencias, este tipo de mineralizaciones aparece tanto en la porción central de Perú como en la región oriental.

Se detalla la disposición geográfica y se exponen características de interpretación paleogeográfica.

H. G. Kräutner, "Yacimientos de pirita estratiformes y menas sulfurosas polimetálicas, en el cristalino de los Cárpatos Orientales".

En el Cámbrico inferior epimetamórfico de los Cárpatos orientales (serie de Tulghes) se encuentran numerosos yacimientos estratiformes de sulfuros, en estrecha asociación con los materiales de un volcanismo riolítico. La paragénesis y la estructura geológica tienen rasgos comunes con análogos yacimientos japoneses (Kuroko), ibéricos y canadienses.

Todas las mineralizaciones están situadas en el mismo miembro litoestratigráfico, en una zona de considerable longitud de la que se han estudiado unos 150 kilómetros en los Cárpatos orientales. Análogas concentraciones metálicas existen en los Geméridos eslovacos (Cárpatos septentrionales), donde constituyen la porción septentrional de la indicada zona metalogénica.

Morfólogicamente, se trata de concentraciones sulfuradas masivas, impregnaciones estratiformes, o alternancia de ambas. Aunque las estructuras mineralizadas se encuentran metamorfizadas, en general se reconoce bien la primitiva estratificación. La paragénesis más simple está formada por pirita, calcopirita, esfalerita, galena, carbonato de hierro, clorita ferrífera, sericitita, cuarzo, feldespato, y otros. De acuerdo con la proporción de componentes no sulfurados, las impregnaciones pueden dividirse en sericiticas, cloríticas o cuarcíticas. Por la morfología, dimensiones y tipo de la mena, los yacimientos pueden diferenciarse en dos clase principales: a) mineralizaciones masivas de forma lenticular (Py, Cu, Zn, Pb), y dimensiones generalmente limitadas; b) impregnaciones estratiformes de grandes dimensiones (principalmente Py y Chpy).

La formación de estos yacimientos se supone deberse a deposición de minerales de procedencia hidrotermal en medio marino. Para el primer tipo a), en condiciones de sedimentación tranquila, con una consecuente ordenación zonal concéntrica de diferentes tipos de menas

(facies). La segunda clase b) de yacimientos parece corresponder a un medio de sedimentación más turbulento, donde pueden haber jugado papel fundamental tanto el transporte de la porción metálica como la simultánea redeposición parcial de menas y materiales volcánicos.

J. Ilavský, Bratislava. "Mineralizaciones ligadas a las lagunas estratigráficas en los Cárpatos checoslovacos".

A lo largo de la evolución geotectónica de los Cárpatos occidentales, pueden distinguirse nueve etapas de formación de menas, en relación con diferentes lagunas estratigráficas.

Entre Silúrico y Devónico se encuentran pequeñas concentraciones de hematites-magnetita. Durante el Carbonífero medio y superior se formaron los yacimientos estratiformes de siderita, explotados hace aproximadamente cien años en Dobschau y Mlynky. Durante el Permiano, algunos yacimientos de hematites, placeres auríferos, mineralizaciones de cobre y uranio, de los que sólo las dos últimas son explotables. También se conocen pequeños yacimientos de hematites en el Trías inferior, en el Trías superior y en el Jurásico, así como algunos también pequeños de manganeso. Las bauxitas del Cretáceo medio y superior también de escasas dimensiones. Más importantes son las menas oxidadas y carbonatadas de manganeso del Eoceno, que se han explotado durante unos setenta años. Los paleoplaceres auríferos del Paleógeno de la Flyschzone eslovaca oriental son muy interesantes.

En el Mioceno se formaron pequeños yacimientos de caolín, bauxitas y menas silicatadas de níquel en las rocas básicas. En el Cuaternario se han formado placeres auríferos, varios de ellos con extensión de importancia (placeres danubianos).

Sección b): Yacimientos en formación actual, en medio marino.

H. Biersdorf, H. U. Schlüter, H. J. Dürbaum, BAGR, Hannover. "Métodos geofísicos para la prospección de nódulos de manganeso".

Se estudia el interés de diversos métodos geofísicos en relación con la prospección de nódulos de manganeso. Las medidas de sísmica de reflexión, interpretadas con ayuda de demuestras y ensayos geológico-metalogénicos, se han revelado en la práctica como el único medio disponible actualmente que, en plazo relativamente breve, permite investigar la geología y la morfología de los fondos marinos y de su basamento.

En los estudios, que el BGR ha realizado en la región central del Océano Pacífico, se ha comprobado la posibilidad de correlacionar tipos de sedimentos y facies nodulares de manganeso.

Y puesto que diferencia los diferentes tipos de sedimentos, la sísmica de reflexión permite distinguir zonas con posibilidad de presencia de nódulos de manganeso (ooze silíceo) de otras más o menos exentas de ellos (ooze calizo).

En áreas de posible existencia de nódulos de manganeso, también se han podido prospectar diversas facies sedimentarias que juegan papel importante en la formación de los correspondientes tipos de nódulos manganesíferos.

G. Friedrich y al., RWTH, Aachen. "Investigaciones sobre la geoquímica y génesis de los yacimientos de nódulos de manganeso en el Pacífico central".

Se da cuenta del estado actual de las investigaciones geoquímicas sobre la distribución de elementos principales y elementos traza en los nódulos y micronódulos de manganeso, en los sedimentos de los fondos marinos, en el agua del mar, en el núcleo de los nódulos; y sobre los estudios de esferitas metálicas de los sedimentos de las profundidades marinas. Las muestras estudiadas proceden de la zona menas ricas en Ni y Cu del Pacífico central, entre la "zona de fractura de Clarion", al norte, y la "zona de fractura de Clipperton", al sur, tomadas durante los viajes técnicos del "VALDIVIA" VA 04/3-4, VA 05/ y VA 09/1, de 1972 a 1974.

La composición química de los nódulos de manganeso, en una importante área de 155.000 kilómetros cuadrados así como en áreas más pequeñas aisladas de 20×20 millas, y para diferentes operaciones de dragado, varía considerablemente. En líneas generales, el Ni y el Cu se asocian al Mn, mientras que el Co, Pb y Ti se asocian al Fe. En algunas partes de las áreas investigadas, el contenido en Ni más Cu alcanza hasta un 2,5 por 100, con una media bastante elevada de Zn de 0,15 por 100. Las zonas alrededor de los "montes marinos" se caracterizan por nódulos de manganeso con elevado contenido de Fe y bajo en Cu, Mn y Ni. La relación entre la geoquímica de los nódulos manganesíferos y la topografía del fondo marino se manifiesta también en la distribución del uranio en los nódulos: los ricos en Fe de las proximidades de los montes marinos contienen hasta 10 ppm de U, mientras que los de zonas más llanas sólo contienen 4 ppm.

Los estudios del material del núcleo de los nódulos han indicado que éste está constituido en parte por vidrio volcánico o fragmentos de basalto, con frecuencia envueltos por una delgada capa de alteración. Se ha observado además la presencia frecuente de fosforita (flúorapatito) en forma de matriz de grano fino, en intercrecimiento íntimo con calcita, y óxidos e hidróxidos de Fe y de Mn. La presencia de numerosos montes marinos y la naturaleza del núcleo de los nódulos delatan una actividad volcánica submariña en la región investigada.

Las muestras de micronódulos de manganeso, tomadas de los fondos marinos, indican, igual que en el caso de los macrónódulos, una distribución de los sedimentos en zonas ricas en Mn o en Fe, dentro del área mu, y la ya indicada correspondencia geoquímica. Se sugiere la posible importancia de los micronódulos manganesíferos en la formación de yacimientos de Mn.

Los estudios microscópicos y con microsonda de rayos catódicos de las esferitas metálicas en los sedimentos de los fondos marinos indican que fundamentalmente son de origen cósmico y que contienen hasta un 60 por 100 de Ni, un 0 por 100 de Fe y un 3 por 100 de Co. En algunas se ha hallado un contenido anómalamente elevado de Cr, de hasta un 12 por 100.

Se han analizado diversas fracciones granulométricas de los sedimentos (<0,63; 0,63-2; 2-5,3; 6,3-20; 20-50; 50-100; y 100-200 μ) por sus contenidos en Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ca y Mg en la fase hidrogenada. La notable concentración de los elementos Mn, Co, Ni y Cu en la fracción de 6,3 por 100 micras puede explicarse por el mayor porcentaje de micronódulos de este tamaño.

Las muestras de agua marina de profundidad 0-100 metros y de unos 5.000 metros acusan una diferencia en sus contenidos en Fe, Ni y Cu. En las muestras próximas al fondo, parte importante de estos elementos está contenida en los coloides; así, por ejemplo, el contenido de níquel en coloides es cuatro veces mayor que el Ni disuelto, que es del orden de 5 ppb.

M. Hartmann, F. C. Kögler, P. Müller, E. Siess, Universidad de Kiel. "Investigaciones geoquímicas y de mecánica de suelos en sedimentos del Océano Pacífico central".

Hasta el momento actual, los estudios realizados sobre sedimentos del Pacífico central han dado los siguientes resultados:

1. Las concentraciones diluidas de SO_4 en el agua intersticial de los poros revelan que, pese al medio fuertemente oxidante, se producen en aquéllos una ligera reducción de sulfato (que se supone tener lugar en microzonas aisladas, por un breve proceso), lo que puede revestir notable importancia en relación con la movilización de metales pesados.

2. Las concentraciones de metales pesados, encontradas en el agua intersticial, incluso de los testigos más profundos, sólo son ligeramente inferiores a las de las aguas de mar abierto. Comparaciones ocasionales con el C_{org} disuelto indican la formación de complejos metalorgánicos.

3. En los sedimentos, el "contenido metálico de los nódulos de manganeso" consiste en formas oxidadas de Mn-Fe asociadas predominantemente a micronódulos de

granulometría inferior a 2 micras. Existen fases no oxidadas de Zn principalmente y, en menor medida, Cu.

4. La sobretasa de sustancia orgánica (valores decrecientes de C_{org} y N_{org}) está limitada a la porción más superior del testigo. A mayor profundidad se observa un fondo constante de pocos ciento de ppm de C_{org} .

5. Los contenidos residuales de sustancias orgánicas parecen consistir principalmente en aminoácidos de complicada estructura, debida al parecer a enlaces complejos de aminoácidos y metales pesados, que parecen indicar las relaciones C/N muy bajas (alrededor de 2).

6. Los parámetros de mecánica de suelos acusan notables diferencias para distintos tipos de sedimentos en diferentes áreas de trabajo, y hacen probable en algunos casos acumulaciones de mayor extensión.

P. Halbach, Tu Clausthal-Zellerfeld. "La exploración de yacimientos de nódulos de manganeso en el marco de la planificación de materias primas".

La prospección de nódulos manganesíferos pelágicos, y el desarrollo de métodos adecuados para su beneficio y extracción, así como para su posterior preparación mecánica y elaboración, plantean a científicos e ingenieros un campo complejo y difícil de investigación, cuya problemática está condicionada precisamente por las peculiaridades muy particulares de tales yacimientos marinos y su entorno. Un gran número de parámetros condicionan las posibilidades futuras de su explotación, cuyos factores determinantes pueden dividirse en tres grupos:

1. factores inherentes a la materia prima;
2. factores técnicos;
3. factores económicos.

Los primeros comprenden todos aquellos que son propios de los yacimientos y de su entorno natural; apenas pueden ser modificados por la intervención humana y sólo pueden variar quizás por efecto de fenómenos naturales (por ejemplo, las variaciones climáticas).

Problema fundamental de la exploración es la determinación de estos factores y la estimación de las variaciones, producidas por los parámetros de los que dependen, que más o menos temporalmente puedan afectar a la exploración y a la explotación. Sin embargo, la mayor parte de las características de un yacimiento pueden considerarse como un conjunto constante aproximadamente, dentro de un determinado período de tiempo (≤ 100 años).

Los factores propios de las materias primas pueden subdividirse a su vez en factores del mineral (nódulos de manganeso) y factores de su entorno; los segundos admiten aún otra división en factores correspondientes al fondo marino y factores debidos al agua del mar. Las caracte-

rísticas muy diversas del yacimiento influyen en diferente grado en el planteamiento de las técnicas de arranque, transporte y preparación, entre las que también existen a su vez dependencias recíprocas. Se indican y discuten tales dependencias.

R. Fellerer, W. Kollwenz, Preussag AG, Hannover. "Aspectos económicos de los yacimientos de fondos marinos".

La información y los conocimientos adquiridos, durante los últimos años, permiten formular ya, sobre una base realista, un primer juicio de carácter económico sobre este nuevo tipo de recursos potenciales extranacionales. La problemática implicada atañe a las técnicas de explotación, extracción, metalurgia y al aspecto mercantil, con sus anejos problemas de coste y amortizaciones, factores de riesgos y efectos económicos, hasta alcanzar incluso a situaciones de derecho internacional, que aún distan mucho de estar resueltas.

La composición y la distribución de los nódulos, así como los condicionamientos de su explotación, son más complicados de lo que se ha supuesto; la densidad de mineralización se encuentra —pese a las elevadas reservas totales— en el límite inferior actual de viabilidad.

Mientras que la estrategia y la técnica exploratorias aumentan en eficacia, la explotación y la extracción tienen que vencer aún grandes dificultades, teniendo en cuenta la extensión de las superficies a explotar por unidad de tiempo, la velocidad de extracción requerida y las características de los fondos marinos más bien desfavorables en la mayoría de los casos. En el campo de la metalurgia, la dificultad se refiere exclusivamente a la optimización del proceso.

En el momento presente, las consideraciones económicas sólo pueden tener carácter provisional, ya que, con toda probabilidad, en los próximos quince años no se iniciará explotación alguna económica de nódulos metálicos, por lo que, para entonces quizás haya habido que modificar aquéllas a causa de desarrollo tecnológico, circunstancias económicas o acontecimientos políticos.

Si se proyectan al futuro los actuales pronósticos de viabilidad económica, los nódulos minerales de los fondos marinos aún supondrán una escasa contribución al aprovisionamiento mundial de materias primas en el año 2000, por lo que ciertamente no puede confiarse en que puedan asegurar las necesidades de las naciones industrializadas, entre las que se encuentra la RFA.

Durante los próximos treinta años, aún no es de temer una crisis por agotamiento de los yacimientos en tierra firme, por lo que, en cualquier caso, los nódulos metálicos no alcanzarán hasta entonces una competencia económica. El tiempo trabaja en favor de la minería de los fondos marinos.



K. Kröger, Rheinische Braunkohlenwerke, AG, Köln. "Sistemas de extracción para la explotación de fondos marinos".

Una de las metas que se plantean a la industria minera en el momento actual es la extracción de nódulos de manganeso de los fondos marinos en condiciones rentables. El interés más inmediato se centra sobre los nódulos más bien redondeados, con formas de patata o de riñón y de tamaños variables, que yacen sueltos y aislados en el fondo; no se consideran aún las costras de manganeso. Los sistemas de extracción se pueden dividir en varios subsistemas, que se analizan individualmente. En el conjunto del equipo, el papel principal corresponde al dispositivo de arranque, que acumula los nódulos de manganeso en el fondo, separándolos de los sedimentos, los clasifica y los fragmenta y los conduce hasta el dispositivo de extracción. La eficaz situación de éste, se trate de una draga o de un vehículo más o menos complicado, requiere un conocimiento bastante completo de la topografía y la morfología del fondo oceánico; sólo después de pacientes exploraciones podremos diseñar sistemas de extracción para determinados yacimientos de nódulos.

Para el izado de la mena a la superficie se han sugerido diversos métodos, que pueden clasificarse fundamentalmente en métodos de cable, monotubos, bitubos y mixtos. Se exponen dos métodos de extracción, que se encuentran en experimentación; uno simple de extracción por cable, sistema CLB, y otro de tubos, ya ensayados con éxito. La estación superficial de extracción lanza el cable o tubo, con el dispositivo de arranque, sobre el yacimiento, realiza la extracción; en ella se hace una preparación primaria y un almacenamiento provisional, desde donde se cargan los buques de transporte a tierra. Se detallan todas estas operaciones, así como los diversos mecanismos necesarios para realizarlas. También se expone el estado actual de los estudios internacionales de sistemas de extracción para la minería submarina. Y se sugieren las normas que pueden servir de apoyo a un proyecto de explotación en cooperación internacional.

U. von Stackelberg, BAGR, Hannover. "Resultados de la prospección de yacimientos marinos, de tipo placer, frente a la costa de Mozambique".

A requerimiento del BMFT, con la ayuda del vapor VALDIVIA, el Instituto Federal de Ciencias Geológicas y Materias Primas (Bundessanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) ha llevado a cabo investigaciones geológicas y geofísicas de placeres de minerales pesados, frente a Mozambique, en 1971 y 1973. Se exploraron simultáneamente la plataforma y las zonas costeras próximas.

Los trabajos del vapor VALDIVIA se centraron en una longitud de plataforma de unos 1.000 kilómetros, con

centro frente a la desembocadura del Zambezee. Se utilizaron los siguientes aparatos: sonda de eco para bordes de plataforma, sonar de barrido lateral, trineo fotográfico, cañón neumático, magnetómetro, escintímetro de arrastre, dragas, cucharas, plomadas, vibroperforadoras. En el laboratorio de a bordo se estudiaron las muestras de sedimentos a medida de su extracción.

Frente a la desembocadura del Zambezee, a profundidades de 30 a 90 metros y en una extensa área, se han hallado concentraciones elevadas de ilmenita, círcón y rutilo. En una extensión de 800 kilómetros cuadrados, por lo menos, las arenas superficiales de escaso espesor (orden dm) acusan un contenido en minerales pesados superior al 5 por 100. En dos áreas de unos 80 kilómetros cuadrados estas capas arenosas, ricas en minerales pesados, alcanzan potencias comprendidas entre 3 metros y 9 metros.

Los minerales pesados se concentraron en diversas tareas de tranquilidad, durante el Holoceno, con elevación del nivel del mar en el dispositivo del delta del río Zambezee. Hasta los tiempos actuales han sufrido repetidamente un fuerte transporte, de tal forma que se borran las antiguas estructuras y se diseminaron las concentraciones de minerales pesados.

G. Anger, Bayer AG, Leverkusen. "Sobre la prospección y exploración de yacimientos titaníferos en placeres de playas" (Ejemplos seleccionados).

La industria alemana (tratamiento de aceros, cables ligeros, pigmentos blancos) se ve obligada a importar rutilo, ilmenita y escorias titaníferas, debido a la ausencia en el propio país de yacimientos de estas sustancias.

Desde hace unos cinco años se vienen realizando campañas intensivas de exploración de yacimientos titaníferos en países del tercer mundo, financiadas por el Gobierno Federal. Se exponen diversos ejemplos de las diferentes fases de la investigación:

1. Toma de contacto y estudio previo.
2. Prospección.
3. Explotación.
4. Planteamiento del estudio de viabilidad.

Y, a la vista de los resultados de nuestras propias investigaciones en Sudámerica, África y Australia, se estudian la posibilidad de una explotación combinada de yacimientos y de la concentración de sus menas.

K. H. Jacob, TU, Berlín. "Placeres hológenos en las playas de Kenia".

En las playas de la costa africana oriental se conocen numerosos placeres actuales (hológenos) de minerales pe-

sados. No sólo no se benefician las arenas sino que no siquiera se ha investigado el aprovechamiento de su contenido mineral.

Durante el verano de 1974 y en el presente año se han demostrado y estudiado los placeres playeros, situados al norte de Malindi (Kenia), por un equipo de la Universidad Técnica de Berlín. En particular, se han determinado las concentraciones de minerales pesados, que presentan localmente enriquecimientos de hasta el 60 por 100, con ilmenita/hematites.

Se informa sobre estos trabajos con datos que incluyen la nueva técnica de desmuestre, con resinas fundidas, allí empleadas, las distribuciones granulométricas, leyes, estudios críticos de reservas, etc.

H. Bäcker, M. Schoell, A. Baumann, TU, Braunschweig. "El mar Rojo, como ámbito de formación de yacimientos hidrotermales-sedimentarios".

El Mar Rojo puede servir de ejemplo para demostrar que la formación de yacimientos requiere la coincidencia de cierto número de condiciones. Las características morfológicas de esta fosa, por ser reciente y estar en actividad, presentan un cuadro ideal para la formación de estructuras de tipo trampa. Sus potentes formaciones salinas facilitan la estabilidad gravitativa, por procesos de disolución. La corriente cálida es responsable de los procesos de disolución y del ascenso por convección de las disoluciones.

Mediante la observación de la nueva carta batimétrica del Mar Rojo se llega a la conclusión de que la metalogénesis actual se produce de preferencias en áreas donde la fosa está afectada por estructuras transversales. El estudio del contenido metálico (Mn, Fe, Cr, Zn) de los sedimentos revela que existe una transición de sedimentos pelágicos normales a precipitados químicos puros para diversos valores de la actividad hidrotermal. La comparación de la composición química de las salmueras profundas indica también que éstas se deben a procesos de disolución de las formaciones salinas o a la liberación de alguna intersticial en los poros.

Sección c): Temas libres.

H. J. Koark, "Control estructural de menas y estructuras controladas por menas".

Entre los conceptos para explicar la dependencia de la ubicación de menas de factores químicos, físicos y estratigráficos se encuentra el de "control estructural", para caracterizar las condiciones que son propias de zócalos o basamentos polimetamórficos, mecánicamente heteromóviles. Dicha expresión se refiere de forma general a los casos bien conocidos en que las estructuras gobiernan la localización de menas metálicas (controles estructurales de

menas). Este trabajo sugiere la posibilidad de que, en determinados ámbitos metamórficos heteromóviles, existan estructuras que deban su origen al comportamiento específico tectónico de las menas y sus rocas encajantes premetamórfica (estructuras controladas por las menas).

Con base en datos de mecánica de rocas y tectónicos, se estudia la posibilidad de formación de tales estructuras, poniendo como ejemplos algunos yacimientos de sulfuros y de menas de hierro de la región de leptitas del centro de Suecia.

Las formaciones encajantes de las menas polimetamórficas (mármoles, micaesquistos, neises cordieríticos, rocas siliceas) presentan una ductilidad mayor que las formaciones más ricas en feldespatos (metavulcanitas ácidas, grauwackas, neises arcósicos, granitos neíticos). Esta diferencia de competencia mecánica se exterioriza en las formaciones mineralizadas por un intenso plegamiento de superficies axiales subverticales y flancos isoclinales. En numerosos lugares ha producido estructuras pedunculadas, con ejes muy levantados, a cuya configuración se adaptan interna y externamente las menas sulfurosas y férricas.

El hecho de que una gran parte de los yacimientos más importantes de menas sulfuradas y de hierro estén asociados a estructuras prácticamente verticales, sin que al parecer aquéllas adopten una disposición para o postcimentaria, sugiere la idea de que el conjunto de menas y rocas encajantes, homogéneamente deformable, presentaron zonas de debilidad mecánica, donde se formaron "estructuras controladas por la mineralización", y de preferencia con morfología en pliegues de arrastre.

Las "estructuras controladas por las mineralizaciones", tanto más cuanto mayor sea su importancia, pueden ser muy interesantes en prospección para orientar la búsqueda de masas mineralizadas ocultas, especialmente en los casos en que su profundidad haga ineficaces a los métodos geofísicos superficiales.

H. J. Schneider, TU, Berlín. "Nuevo concepto genético de la denominada "Provincia boliviana de estaño y plata".

Si se echa una ojeada a las provincias metalogénicas, desde un punto de vista que no sea sólo paragenético-geoquímico sino que preste mayor atención al cuadro geológico, en seguida se revelan varios hechos, a los que hasta ahora se ha prestado poca atención:

1. La mayor concentración de yacimientos de Sn en la altiplanicie andina de Bolivia se sitúa en el área de intersección de una zona estannífera precámbrica de rumbo NE-SO con otra faja de Cu y Sn, más joven, circumpacífica, que allí lleva rumbo NO-SE.

2. Los yacimientos de Sn, que se ordenan a lo largo de la Cordillera principal, incluidos los de la zona de

contacto de las intrusiones mesozoicas, están relacionados con una alargamiento en dirección de sedimentos clásticos del Paleozoico antiguo. En una longitud mínima de unos 400 metros, los yacimientos siempre están ligados a la estratificación (en español, "Mantos").

3. Incluso los más modernos, en relación con un volcánismo intermedio a ácido o con intrusiones de base plana ("subvolcánicas") están en clara dependencia, espacial en su conjunto, con los más antiguos. Estos acusan una gran riqueza en Ag, que no tienen los yacimientos anteriores.

En el transcurso de la evolución geológica, parece observarse, por tanto, una persistente "transmisión" de la riqueza estannífera, en esta porción de la corteza terrestre, de unos a otros principales acontecimientos geotectónicos a partir del Precámbrico, lo que ha llevado consigo una neta diferenciación mineralogénica-geoquímica. La formación de esta extraordinaria provincia metalogénica de Sn y Ag no data en realidad de las intrusiones kimméricas, sino que más bien parece ser efecto de un "ciclo exógeno" que, en el área de intersección del cinturón geotestónico global, se ha visto afectado por impregnaciones circunpacíficas juveniles también procedentes del manto terrestre.

R. Sager, Universidad de Heidelberg, R. Muff, Instituto de Mineralogía, Heidelberg. "Nuevos resultados de investigaciones petrográficas y geoquímicas en los yacimientos de antimonio de la Murchison Range en Suráfrica.

La cordillera Murchison, situada en el Lowveld del Transvaal oriental, está constituida por una secuencia volcanosedimentaria que corresponde a la serie de Swaziland del Precámbrico superior. El roquedo, de buzamiento uniforme NE-SO, constituye los restos no erosionados de la llamada "Greenstone Belt", que flotan, en forma de una escama estrecha y plegada, en el complejo granítico del basamento o cratón de Kapavaal. La cordillera Murchison está afectada de una intensa tectonización e, igual que todas las áreas de la Greenstone del Africa meridional, ha sufrido un débil metamorfismo regional.

Los yacimientos de antimonio de la Murchison Range se suceden en dirección, a lo largo de unos 40 kilómetros de longitud, y constituyen una de las mayores provincias metalogénicas de antimonio conocidas en el mundo. La mineralogía de la mena, parcialmente muy masiva, es simple; minerales principales son antimonito y berthierita, y, en bastante menor grado, pirita y arsenopirita. Hasta hace poco, los yacimientos se consideraban hidrotermales epigenéticos, en estrecha relación genética con las intrusiones próximas del batolito granítico. Sin embargo, los estudios metalogénicos al microscopio indican claramente que las menas han sufrido un metamorfismo y los trabajos de cartografía, tanto general como detallada, delatan

cierta asociación con determinados horizontes dolomíticos, de tal forma que actualmente las concentraciones pueden ser consideradas como estratiformes. Estudios con isótopos de Pb han dado una edad máxima provisional de 3020 ± 50 m. a. para las mineralizaciones. Apoyándose en los resultados de otras investigaciones geológicas y geoquímicas se sugiere como hipótesis genética un origen eshalativo-sedimentario, en relación con la deposición de las volcanitas submarinas y los sedimentos predominantemente arcillosos, que constituyen la roca encajante de tales yacimientos.

H. Förster, N. Schmitz, RWTH, Aachen. "Yacimientos infracámbicos de Fe, Mn y no-férreos en el Irán central".

Para la explotación de minerales de Fe y no-férreos en la región de Bafq y Kusak (Irán central) se parte de la hipótesis genética que atribuye la formación de menas de Fe, de Mn, no detectables aeromagnéticamente, así como las no-férreas, a una actividad contemporánea volcanosedimentaria y subvolcánica.

La ubicación litoestratigráfica de estos yacimientos es la siguiente:

Areniscas de Lalun	Cámbrico inferior.
Dolomía de Soltanieh	
Formación Esfordi (Fe, no-Fe)	Infracámbico.
—Discordancia—	
Serie de grauwacks (anquimétamórficas)	Precámbrico alto.
—Discordancia—	
Neises y micaesquistos	Precámbrico antiguo.

Bafq.

Las menas de Fe y de Mn se presentan en forma de lentejones y placas estratiformes o ligadas a la estratificación, en las rocas de la formación Esfordi (dolmías, rocas riolíticas). Desde el punto de vista tecnológico, debe tenerse en cuenta la relación genética de los minerales de Fe (magnetita, hematites) con apatito y la ausencia de fósforo en las menas exidadas de Mn. En una zona más externa, alrededor de Bafq, existen lentejones de baritina en las rocas riolíticas de la formación Esfordi.

En contenido en apatito (posible fuente para la producción de fosfatos en el País) crea problemas a las fundiciones destinadas al aprovechamiento de menas no fosforosas. El apatito debe ser eliminado antes de llevar a fundición el mineral o, en caso contrario, el Fe bruto

(arabio) deberá tratarse por dos veces en convertidor (método LDAC-OPL), lo que exige la construcción de un convertidor complementario. Aún no se conoce ni la viabilidad técnica ni la rentabilidad comparada con la solución metalúrgica de la separación magnética en seco.

Kushk.

Las concentraciones de sulfuros de Pb y Zn ligadas a la estratificación, en estrecha relación con miembros hematíticos con barita, arman en un complejo rocoso, en rumbo con la serie de Esfordi de la zona de Bafq. Y la línea de Bafq-Kushy aún puede prolongarse bastante más hacia el Este, en dirección a Shaitur y Chah Mireh, donde vuelven a encontrarse otros yacimientos de Fe y de Pb-Zn. Los yacimientos no-férreos de Kushy no son pues un caso aislado.

La roca encajante es una pizarra negra y la morfología de las concentraciones (galena, blenda, pirita), en fardos.

La finura granulométrica de la mena (alrededor de 10 μm) y su mezcla íntima con la ganga, también de grano muy fino, hacen necesaria una molienda por debajo de 200 mallas y dificultan la flotación. No se hace flotación selectiva, sino que se obtiene un concentrado mixto rico en Zn. El estéril de flotación aún llevan un contenido de 9 por 100 de Zn y casi el 4 por 100 de Pb (leyes de la mena explotada: 21,5 por 100 Zn, 5 por 100 Pb).

Otra dificultad en la flotación puede derivarse del contenido en carbono de la mena (tal como es el caso de las menas cupríferas de las pizarras de Mansfeld).

Se informa sobre los resultados de la investigación en la formación Esfordi, durante los últimos años (desmusters detallados y sondeos con testificación continua) y se exponen nuevo datos de interés metalogénico.

E. F. Stumpfl, T. N. Clifford, Montanistische Hochschule, Leoben, Austria. "Yacimientos multicolores de metales en rocas de elevado metamorfismo: Nuevos aspectos".

La estratigrafía de la provincia noroccidental de El Cabo, Africa del Sur, consiste en una secuencia de varios miles de metros de metasedimentos y metavolcanitas, así como de granitos y neises. Determinaciones de edad absoluta (Rb-Sr, U-Pb) indican que el plegamiento y el metamorfismo de la región tuvieron lugar hace más de 1.200 m. a.; constituyen la región la prolongación meridional del orogén de Kibara que, a través del Africa central, se dirige hacia el Africa oriental.

En la zona central del distrito cuprífero de O'okiep, el metamorfismo alcanzó condiciones de facies granulita;

la comparación de estudios de microsonda sobre la paragenesis de los silicatos con probetas experimentales indica que debieron alcanzarse presiones de 7 Kb y temperaturas de 1.000°C. Hacia el norte y el este disminuye el grado de metamorfismo (facies anfibolita); aparecen grandes yacimientos de Cu y Zn en estrecha relación con la estratificación (varios cientos de millones de toneladas). En el dominio de la facies granulita, existen yacimientos de Cu asociados a la serie discordante atravesadas por el "noritoide" cuya edad es de 1.100 m. de a. (reservas actuales: 30 metros de toneladas, con un 3 por 100 de Cu).

En rocas estratiformes de cordierita y flogopita, es muy posible el hallazgo, en un futuro inmediato, de concentraciones de sulfuro de Cu, quizás no de interés económico pero sí de gran significado científico. En las rocas más metamórficas, existen también concentraciones estratiformes de wolframio. Estudios de campo y de laboratorio permiten prever ya una interpretación del "noritoide cuprífero" discordante como mobilizado metamórfico (neosoma) de cuerpos metálicos estratiformes.

Séptima reunión regional para el "Estudio microscópico de probetas pulidas de minerales y materiales artificiales"

Títulos y autores de comunicaciones:

VAUGHAN, D. T. (Birmingham): "Nuevo examen del origen de la variación de la reflectancia espectral en minerales de menas".

FONT-ALTABA, M., BESTEIRO, J., BOSCH-FIGUEROA, J. M. (Barcelona): "Reflectancia UV de minerales de menas".

PREUSS, J., ZANKER, V. (München): "Reflexión y estructura electrónica de cristales orgánicos".

COPE, M. (London), HENRY, N. F. M. (Cambridge), SIMPSON, P. R. (London): "Nuevo estudio óptico de la covaillita".

CERVELLE, B. D. (París): "Medida al microreflectómetro de la reflectancia difundida por polvos monominerales en función del tamaño de grano y de la absorción".

SIMPSON, P. R. (London): "Repaso general sobre el progreso en la identificación de Minerales en la microscopía cuantitativa".

PATZELT, W. J. (Wetzlar): "Diseño de un moderno sistema microscopio fotómetro".

SHA-LUN, T. (Moscow): "Revista sobre el progreso en microscopía cuantitativa de menas en la URSS".

TARKIAN, M. (Hamburg): "Un nuevo minifotómetro para enseñanza y trabajo rutinario de microscopía de menas".

KORNDER, F. "Wetzlar): "Procedimientos para refuerzo de contraste en microscopía de luz reflejada".

NOGUÉS-CARULLA, J. M., VENDRELL-SAN, M., BOSCH-FIGUEROA, J. M. (Barcelona): "Medida de reflectancias en aire y aceite por método directo y cálculo de n y k ".

SCHUMANN, H. (Braunschweig): "Medida de microreflectancias con incidencia oblicua: Sustancia de prueba, estibnita".

KORITNIG, S. (Göttingen): "Determinación del índice refractivo de medios no-o débilmente absorbentes por medidas de reflectancia".

PILLER, H.: "Espectro de reflectancia y composición química de Armalcolitos lunares".

GAHM, J. (Oberkochen): "Introducción al análisis cuantitativo de imágenes microscópicas".

RINK, M. (Clausthal): "Análisis geométrico mediante computadora, con ejemplo práctico de una estructura porosa de rocas sedimentarias".

MOLLER, S. (Copenhagen), LÓPEZ-SOLER, A., VENDRELL-SAZ, M. (Barcelona): "Datos de reflectancia de algunos minerales de Groenlandia".

TARKIAG, M. (Hamburg): "Correlación de datos ópticos cuantitativos con la composición química de minerales de menas".

SCHONWANDT, H. (Lyngby): "Determinación de contenido de forsterita en el olivino por medidas de reflectancia".

Noticias

GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA MARINA

La inversión prevista en el proyecto es aproximadamente de unos 300 millones de pesetas, según los estudios llevados a cabo por la División de Geología del IGME. La importancia y trascendencia del proyecto es conocer la posible existencia de formaciones y estructuras geológicas adecuadas para el almacenamiento de hidrocarburos.

A la vista de los resultados obtenidos en la investigación de hidrocarburos a escala mundial, de los que son buena muestra los hallazgos del mar del Norte en Europa y en nuestro propio país, parece evidente lo razonable de orientar las prospecciones petrolíferas hacia la plataforma continental más que en tierra firme, aunque dada la gravedad y urgencia del problema, lo lógico sería intensificar la búsqueda en ambas partes.

Los yacimientos marinos

En los últimos años las actividades de prospección petrolífera se han intensificado más en el mar que en la tierra, hasta el punto de que la geofísica marina se coloca cuantitativamente por encima de la terrestre. La cuarta parte de la producción mundial de petróleo proviene del mar, y las reservas sobrepasan ampliamente los mil millones de barriles, es decir, son mayores que las de tierra firme.

Los últimos acontecimientos de la crisis energética han puesto de relieve que en estos momentos el mundo no tiene otra disyuntiva que aceptar la dura realidad de que

las reservas de petróleo han dado un grado de poder del que hasta ahora carecían a los trece países miembros de la O.P.E.P. que controlan la mayor parte de las disponibilidades actuales de hidrocarburos.

Los proyectos de investigación en busca de fuentes de energía complementaria no podrán actuar como elemento compensador por lo menos en un plazo de diez años, en opinión de los expertos. De ahí el interés de fomentar las investigaciones en busca de nuevos yacimientos, de los que los estudios geológicos vienen a ser una especie de infraestructura.

En los mismos Estados Unidos ha comenzado una intensa actividad de investigación que, según ha puesto de relieve la revista "Petróleo", no tenía precedentes desde que se iniciaron las estadísticas de este tipo en 1966.

Según el American Petroleum Institute, en el período enero-marzo de 1975 se han perforado en Estados Unidos 8.568 pozos de petróleo y gas natural, lo que representa un incremento del 22 por 100 sobre los realizados en el primer trimestre de 1974, de los cuales 2.178 fueron pozos de explotación y 6.398 de desarrollo, totalizando 12,5 millones de metros perforados.

Límites marinos

El interés de las plataformas continentales ha hecho necesario también la firma de acuerdos internacionales para delimitar las respectivas zonas de influencia. Así España ya ha firmado acuerdos al respecto con Francia e Italia y ahora se inicián las conversaciones para llegar a un acuerdo con Portugal.

La posible existencia de yacimientos, tanto de petróleo como de otros minerales, hacen necesarios estos acuerdos.

Y el conocimiento de la situación de formaciones y estructuras favorables para el almacenamiento de los mismos es primordial a la hora de establecer dichos acuerdos.

Por lo que respecta al mapa geológico de la plataforma continental española, el IGME planea su realización en los tres primeros años del IV Plan. En 1976 se confeccionaría la costa norte del Mediterráneo en las provincias de Tarragona y parte de la de Castellón, que son las de más interés potencial; en 1977 se seguiría hacia el sur hasta la provincia de Alicante, y en 1978 se abarcaría las provincias siguientes y las del mar Cantábrico, quedando concluido el mapa en el citado año.

PLATAFORMA DE INVESTIGACION DEL "MAR NORTE"

En agosto de 1974 ha sido remolcada a su punto de destino, la Bahía de Helgoland, a unas 40 millas marinas al noroeste de dicha isla, la plataforma de investigación científica "Mar del Norte".

Su misión será la realización de investigaciones oceanográficas, meteorológicas y estudios generales sobre técnicas marinas, todo ello con carácter internacional. Esta plataforma consiste en un edificio de 1.200 toneladas de acero, con una altura de cubierta sobre el nivel del mar de 27,5 metros, anclada a 26 metros de profundidad en un bloque de hormigón de cuatro metros, con lo que se espera que resista las sacudidas de oleajes y tormentas extremos. Cuenta con un puesto de observación que domina el horizonte a la redonda, dispone de una superficie de aterrizaje para helicópteros y tiene dos grúas para facilitar el desembarco de mercancías. Los tres pisos que forman la plataforma albergan los laboratorios de investigación y el alojamiento para 14 investigadores y siete especialistas técnicos. La duración del funcionamiento programado, está calculada en treinta años.

ENERGIA

EXPLOTACION DE LA ENERGIA GEOTERMICA EN CALIFORNIA

En enero del pasado año, el "US Department of the Interior" cedió a la industria privada una extensión de 20.000 hectáreas de terrenos de propiedad federal, en los que se montarán instalaciones adecuadas para la producción de electricidad, aprovechando el agua caliente existente en depósitos subterráneos naturales, relativamente próximos a la superficie, son tres: la zona de los geysers de Clear Lake, al norte de California, que ya está produciendo unos 400 MW de electricidad y que se estima

podrá llegar en breve a generar entre 1.000 y 5.000 MW. La región del Mond Lake y del Lonk Valley, al este de San Francisco, de la que se espera llegue a producir unos 1.750 MW. Y la región del "Imperial Valley", al Sur de California, a lo largo de la frontera mejicana, que es la de mayor importancia, puesto que se calcula en unos 3.000 a 30.000 MW la electricidad que podrá producir.

El "Department of the Interior" anunció está dispuesto a aceptar solicitudes de las empresas privadas para la explotación de la energía geotérmica que pueda existir en otros territorios de Estados Unidos.

LAS ALGAS, AL SERVICIO DE LA ENERGIA NUCLEAR.

En los océanos del mundo se encuentran disueltas alrededor de 4.000 millones de toneladas de uranio, del orden de 3 gramos por 1.000 toneladas de agua de mar. Actualmente, se estudia hasta qué punto podría ser posible y en qué medida rentable la obtención de uranio del mar.

Algunos microorganismos, como las algas, pueden enriquecerse de uranio: "su masa biológica, empleada, después de la separación del uranio, se puede aprovechar para otros fines, es decir, la extracción de albúmina o el empleo del calor de combustión que contiene".

Por consiguiente, se trata de localizar en Jülich una especie que demuestre ser verdadera "comilona de uranio", y que pueda concentrar en su masa biológica para el aprovechamiento del metal pesado diseminado en el mar.

Algas verdes unicelulares de mar e indefinidas fueron precultivadas para este fin en agua de mar, colonizándolas luego sobre superficies de sustancias nutritivas previamente tratadas con acetato de uranilo. Toda especie de alga que sobrevivió esta adaptación a un ambiente contaminado de uranio fue expuesta a la irradiación de rayos X, que producen mutaciones. Este proceso de selección fue repetido varias veces con concentraciones de uranio cada vez en mayor escala sobre las superficies de sustancias nutritivas. De esta forma pudieron "formarse" por "obligación a la adaptación" e irradiación con rayos X, que modifican las predisposiciones hereditarias, especies de algas que pueden admitir desde 10 hasta 100.000 la concentración de uranio existente en el mar, con esperanzas que el grado de enriquecimiento aún puede ser considerablemente mejorado.

LOS RECURSOS GEOTERMICOS EN FRANCIA.

Dada la importancia cada vez mayor de los recursos geotérmicos en los diversos países, encamina a los legisladores hacia la actualización de sus códigos mineros. El

pasado 29 de mayo, el Senado francés aprobó un proyecto de Ley, con los objetivos siguientes:

1.º Adaptar y modernizar las reglas tradicionales de gestión de los recursos naturales, mediante limitación de la duración de las concesiones.

2.º Reforzar la protección del ambiente en las actividades mineras, ampliando los poderes de la Policía de la Administración, para evitar la explotación mal orientada y que, por lo tanto, perjudica el ambiente.

3.º Fijación del estatuto jurídico de las fuentes de energía geotérmica, incluyéndolas entre los yacimientos minerales.

Este tercer punto, según el ministro de Industria, tiene por finalidad reducir la dependencia extranjera en materia de energía. Manifestó el ministro sus esperanzas de que, antes de una decena de años, los yacimientos de temperatura baja alcancen interés industrial.

CONTAMINACION

EL RADIO DE LAS AGUAS

Se puede eliminar el radio de aguas potables mediante una técnica desarrollada para aguas salinas, pero que también es válida para aguas dulces. Consiste en la filtración de las aguas contaminadas a través de dos columnas acopladas en serie y llenas de fibras acrílicas impregnadas con óxidos de manganeso. La proporción de manganeso es del orden del 12 al 15 por 100 en peso de la fibra seca. Un kilogramo de fibra puede filtrar del orden de 10.000 litros de agua, reduciendo el nivel del radio contenido a valores permisibles.

VALORACION DE METALES CONTAMINANTES DEL AGUA

En el Laboratorio Naval de Investigación (Estados Unidos) se ha puesto a punto un método para el análisis cuantitativo de trazas de metales que contaminan el agua. Se basa en la fluorescencia por rayos X, para lo cual las muestras a analizar se extraen del agua por filtración, se colocan en una cámara de vacío y, por excitación con rayos X, provocan la radiación fluorescente peculiar de cada elemento metálico. Este método es válido para los metales de peso atómico superior al calcio. Esta técnica ya era empleada en otros laboratorios, con resultados satisfactorios.

REUNIONES CIENTIFICAS

Se ha constituido la Asociación Española de los Túneles (AETOS).

La preside don Rafael Ynzenga Caramanzana, siendo el Vicepresidente don José María García González. Son también miembros de la Junta directiva don Félix Romero, don José Manuel Serrano Herrero y vocales los señores Romana, Lluch, Marín de la Bárcena y González López.

Actualmente cuenta con más de doscientos miembros interesados en la problemática de los túneles y trabajos subterráneos, entre los que están representadas distintas profesiones y especialidades de la ingeniería, industria y universidades de diversas regiones españolas y algún país extranjero.

Esta nueva Asociación, cuya constitución se ha notificado oficialmente a la O.C.D.E., a través de los Ministerios de Obras Públicas y de Asuntos Exteriores, viene a incorporarse al movimiento mundial iniciado por la Conferencia Consultiva de la O.C.D.E. sobre túneles, celebrada en Washington en el año 1970.

AETOS pretende promover el desarrollo y perfeccionamiento de la construcción de los túneles y demás obras de excavación subterránea, incluidas las labores de explotación minera, y se ha adherido a la Association Internationale des Travaux en Souterrain (AITES), que ha nacido también como consecuencia de la misma Conferencia Consultiva y que ha celebrado en el pasado mes de abril, en Munich, su primera reunión anual.

A esta primera reunión de AITES ha acudido, entre otras, una delegación de AETOS.

Actualmente, la Asociación Española de los Túneles procede a la constitución de grupos de trabajo para el estudio de los temas que competen.

La nueva Asociación está domiciliada en Hernani, 66, 4º, Madrid 20.

LA VIDA MEDIA DE LAS REVISTAS DE GEOLOGIA.

Según un informe del Instituto de Información y Documentación sobre Medicina Social (IDIS), realizado por encargo de la Comunidad Económica Europea, el número de revistas científicas que se publican actualmente en el mundo asciende a 90.000. La mitad de estas revistas quedan anticuadas al cabo de seis o siete años. Por esto, la ciencia de la documentación habla de "vida media" de las revistas. Dentro de las ciencias, la "vida media" más larga corresponde a la Geología, con doce años. Le siguen las Matemáticas, con once años, y la Botánica, con diez años. Las publicaciones científicas que pierden actualidad con mayor rapidez son las del sector metalúrgico, con una "vida media" de cuatro años. En el campo de la Medicina, la "vida media" de las revistas está comprendida entre los nueve años (Sicología) y los tres años (Ginecología). El mayor número de revistas científicas se publica en Estados Unidos, seguidos de la República Federal Alemana, República Democrática Alemana, Japón, Francia, Unión Soviética y Gran Bretaña.

CLAUSURA DEL "IX CURSO DE HIDROGEOLOGIA NOEL LLOPIS"

El pasado 19 de junio tuvo lugar en el Salón de Actos de la Facultad de Ciencias Geológicas de Madrid, la clausura del IX Curso de Hidrogeología "Noel Llopis".

El acto estuvo presidido por el Decano de la Facultad de Ciencias Geológicas y la Comisión Directiva del Curso. La conferencia de clausura versó sobre el tema "Experiencias sobre la enseñanza de la Hidrología Subterránea" y fue impartida por don Emilio Custodio Gimena.

NOVEDADES CIENTIFICAS Y TECNICAS

OBTENCION DE AGUA POTABLE

La existencia de gas natural en zonas desérticas con escasez de agua potable, como sucede en el Sahara y en Arabia, ha sugerido a una empresa alemana un método para obtener agua potable por combustión de este gas. El proceso consiste en aprovechar el gas natural que escapa de los pozos de petróleo y, en vez de quemarlo simplemente, como se hace hasta ahora, por no ser económica su recuperación, recogerlo, desulfurarlo y quemarlo en el lugar de origen, recogiendo los gases de la combustión y refrigerándolos. El agua presente en los gases de combustión se condensa y se purifica para su uso local. La energía producida en la combustión se puede convertir en energía eléctrica.

REFINADO DEL URANIO POR REDUCCION ELECTROLITICA.

La firma japonesa Asahi Chemical Industry ha desarrollado un proceso de refinado del uranio por reducción electrolítica. Ofrece la ventaja, frente al método actualmente en uso, de realizarse a la temperatura ambiente, requerir menos operaciones y la utilización de materiales más económicos para la construcción del equipo. En este nuevo proceso se reduce el cloruro de uranilo a cloruro de uranio en una célula electrolítica de diafragma, y a continuación se transforma este último en tetrafluoruro de uranio.

QUIMICA

MODELO TERRESTRE DE ATMOSFERA OXIGENADA Y BALANCE BIOQUIMICO.

Tres científicos del Instituto de Química Max Planck (Maguncia), el profesor C. E. Junge y los doctores K. Eich-

mann y M. Schidlowski, han elaborado un modelo del proceso de formación de la atmósfera oxigenada de nuestro planeta y el balance bioquímico total de este elemento a lo largo de la historia geológica de la Tierra, desde el Precámbrico. Según esta teoría, la fotosíntesis no se inició hasta hace 3.700 millones de años, lo que concuerda con la antigüedad atribuida a los bancos de algas azules de Rodesia, del orden de los 3.000 millones de años. Por ello, la atmósfera oxigenada de la Tierra no empezó a formarse hasta hace unos 2.000 millones de años. La confirmación de esta teoría se basa en el diferente contenido de los tres isótopos del carbono 12, 13 y 14 encontrados en los carbonatos que constituyen la caliza y en los restos orgánicos de las rocas sedimentarias.

INVESTIGACION ESPACIAL

PROYECTOS ESPACIALES DE NASA.

La agencia norteamericana NASA ha informado sobre sus proyectos espaciales para los años próximos. Para 1977 tiene en proyecto el envío de una sonda Mariner a Júpiter y Urano, presupuestado con 185 millones de dólares, y para 1981 el envío de otra sonda Pioner a Júpiter, para que gire en una órbita alrededor de dicho planeta. Proyecta el lanzamiento de una sonda Mariner a Marte, que quede girando en una órbita polar en torno a este planeta y otra sonda Pioner para la toma de tierra sobre el mismo. De 1977 a 1982, la NASA invertirá unos 40 millones de dólares para la construcción de un satélite lunar, que explore la superficie completa de nuestro satélite. Otro de sus proyectos es un programa de exploración del Sol (75 millones de dólares) que proporcione más datos sobre la actividad solar y un satélite astronómico para la observación del espectro infrarrojo.

LOS SATELITES LANZADOS EN 1974.

En 1974 se lanzaron al espacio 121 satélites. Según los datos de los especialistas en lanzamientos, 91 correspondieron a soviéticos, 20 a los Estados Unidos, 4 a Gran Bretaña, 2 a la República Federal Alemana y 1 a cada uno de los países siguientes: Japón, Italia, Holanda y España. En 1973, el número de lanzamientos soviéticos fue de 107, y el de los Estados Unidos, de 25. En total, desde octubre de 1957, en que se lanzó el primer satélite artificial, el "Sputnik I", el número de satélites enviados al espacio asciende a 7.600, de ellos 4.331 se han desintegrado ya o caído sobre la Tierra. Los cálculos por ordenador indican que para el año 2000 unos 10.000 satélites circundarán la Tierra.

Mercado de Minerales y Metales

Cotizaciones en el Mercado Internacional en pesetas por unidad métrica

Metales preciosos	Mercado	Unidad	Precio de junio
ORO			
Metal:			
Bolsa de Londres	L	g	295

PLATA	Mercado	Unidad	Precio de junio
Metal:			
Bolsa de Londres	L	g	7,89

PLATINO	Mercado	Unidad	Precio de junio
(Dependiendo del tamaño del lote)			
Metal:			
Refinado, mercado interior del Imperio Británico	L	g	289-295

Menas y concentrados.	Mercado	Unidad	Precio de junio
Estos metales no tienen cotización como mineral. En el caso de existir alguna venta, se aplica una fórmula en la cual se paga el contenido en metal y los grados de fusión. No hay ninguna relación establecida internacionalmente.			
Menas del lago Superior puestas en los puertos más bajos del lago:			
Bessemer:			

Metales férricos	Mercado	Unidad	Precio de junio
HIERRO			
Menas del lago Superior puestas en los puertos más bajos del lago:			
Bessemer:			
Mesabi 51,5 % Fe, máx. 0,045 P, máx 8,9 % SiO ₂ , máx 5,9 % humedad	N	t	878 FOB-Lago
Old range	N	t	892 FOB-Lago
Non-Bessemer:			
Mesabi 51,5 % Fe, máx. 0,180 P, %, máx. 8,32 % SiO ₂ , máx. 9,7 %	N	t	954 FOB-Lago
Old range	N	t	968 FOB-Lago
Gruesos para horno Siemens	N	t	— FOB-Lago
Sinterizados de taconita	N	t	— FOB-Lago
Nódulos de taconita	N	t	— FOB-Lago
Pellets de hierro natural	N	t. u. Fe	24,56 FOB-Lago
El mineral en trozos tiene un premio	N	t	4,16 FOB-Lago
Los finos tienen una penalización	N	t	24,84 FOB-Lago

Metales férricos	Mercado	Unidad	Precio de junio
COBALTO			
Metal:			
Bajo contrato con los consumidores	L	kg	488 D-U.K.
Precio productor	L	kg	495 CIF
Granalla, 99 % Co:			
Lotes de menos de 50 kg en bidones	N	kg	507 FOB-NY
Lotes de 50-249 kg en bidones	N	kg	501 FOB-NY
Lotes mínimos de 250 kg	N	kg	495 FOB-NY
Polvo, 300-400 mesh, bidones de 50 kg	N	kg	878 FOB-NY
Polvo, extra tipo, bidones de 125 kg	N	kg	872 FOB-NY
Polvo, grado S, en lotes de 10 t	N	kg	495 FOB-NY
Briquetas, lotes de 10 t	N	kg	— FOB-NY
En el mercado libre	L	kg	— D-U.K.
Menas y concentrados:			
Las menas de este metal no aparecen normalmente en el mercado libre, ya que las compañías explotadoras normalmente son también beneficiarias. Las únicas menas que alguna vez aparecen en el mercado son las canadienses y en este caso el precio se calcula en dólares por libra de cobalto contenido FOB Ontario (FOB ON). Los precios completamente nominales marcados por el estado canadiense, para favorecer el desarrollo minero son los siguientes:			
Menas de 10 % de Co	N	kg Co cont	74,21 FOB-ON
Menas de 11 % de Co	N	kg Co cont	86,58 FOB-ON
Menas de 12 % de Co	N	kg Co cont	98,95 FOB-ON
CROMO			
Metal:			
En gránulos, mín 99 % Cr, lotes de 5 a 10 t	L	t	224.640-249-600
Aluminotérmico, 99,25 % Cr	N	kg	302 D
Electrolítico, 99,8 % Cr	N	kg	302 D
Fundido al vacío, mi. 99,5 % Cr.	N	kg	310 D
Menas y concentrados (Cromita).			
Se trata de mineral básicamente seco, sujeto a penalidades si no existen suficientes garantías; los términos de los contratos de compra (sujetos a negociaciones) son generalmente más bajos que la cotización en el mercado. En cada caso se tiene en cuenta la relación de cromo a hierro contenida en el mineral (ratio).			
Ruso, fragmentos apelmazados, mín 48 % Cr ₂ O ₃ , ratio, 3,5:1	L	t	7.572-8.413 CIF-E
Turco, fragmentos 48 % Cr ₂ O ₃ tomando como base el de ratio 3:1	L	t	7.292-7.853 FOB
Turco, cocentrado 48 % Cr ₂ O ₃ tomando como base el de ratio 3:1	L	t	5.048-6.170 FOB
Ruso, 54/56 % Cr ₂ O ₃ , ratio 4:1, tomando como base para su precio el de ratio 4:1 del 48 %	N	t	7.292-7.853 FOB-E
Turco, 48 % Cr ₂ O ₃ , ratio 3:1	N	t	7.288-7.840 FOB-E
Transvaal, 44 % Cr ₂ O ₃ , sin ratio	N	t	1.795-2.075 FOB-E
MANGANEZO			
Metal:			
Electrolítico, mín 99,9 % Mn, lotes de 1 a 5 t	L	t	71.760-74.256 D-U.K.
Regular, 99,9 % Mn, empaquetado	N	kg	66,79 FOB
Deshidrogenado, 99,9 % Mn, empaquetado, 6 %	N	kg	70,50 FOB

Metales férricos	Mercado	Unidad	Precio de junio
Menas y concentrados:			
Calidad metalúrgica:			
48/50 % Mn, máx 0,1 % P	L	t. u. Mn	75,72-81,33 CIF-E
38/40 % Mn	L	t. u. Mn	(n) CIF-E
48 % Mn (bajas impurezas)	N	t. u. Mn	76,17-78,39 CIF-USA (e)
46 % Mn	N	t. u. Mn	— CIF-USA (e)
Calidad para baterías:			
70/85 % MnO ₂ , en gránulos	L	t	5.866-6.614 CIF-E
70/75 % MnO ₂ , en terrenos mezclados	L	t	8.112-9.360 CIF-E
MOLIBDENO			
Metal:			
Polvo	L	kg	649-668
Polvo de reducción hidrógena, 99,95 % Mo	N	kg	— FOB
Menas y concentrados:			
Climax (mineral de la American Metal Climax Inc), mín 85 % MoS ₂ (durante 1972 vendieron mineral de 95 % MoS ₂ cont)	L y N	kg Mo cont	300 FOB
Concentrado de otros orígenes	L	kg Mo cont	279-303 CIF
Obtenido como subproducto o coproducto en función del grado	N	kg Mo cont	247-292 FOB
NIQUEL			
Metal:			
Refinado, en lotos mínimos de 5 t	L	t	239.242 D-UK
"F" granalla, en lotos mínimos de 5 t	L	t	246.230 D-UK
Sinterizado 75 (óxido de níquel)	L	t Ni cont	224.390 D-UK
Sinterizado 90 (óxido de níquel)	L	t Ni cont	— D-UK
Cátodos 99,9 % Ni	N	kg	249 FOB f. (i)
Sinterizado 75 (óxido de níquel)	N	kg	232 p. e.
Sinterizado 90 (óxido de níquel)	N	kg	— p. e.
Refinado, en el mercado libre	L	kg	229-241 CIF
Canadiense, 99,9 % Ni	C	kg	— FOB-f
Francés refinado	F	kg	257 FOT
Italiano, cátodos y granalla, 99,5 % Ni	I	kg	298-311 e-w
Japonés	J	kg	266 e-w
Menas y concentrados.			
Según contenido en níquel, tomando como base de discusión el precio del níquel en cátodos de 99,9 % con deducciones que dependen de las impurezas y de los gastos de tratamientos. No existe una fórmula internacional de compra, las compañías compradoras estudian cada caso en concreto.			
VANADIO			
Metal:			
Sólo se cotiza como ferroaleaciones.			
Menas y concentrados:			
Pentóxido, fundido mín 98 % V ₂ O ₅	L	kg V ₂ O ₅ cont	248 CIF
Pentóxido, fundido mín 98 % V ₂ O ₅	N	kg V ₂ O ₅ cont	303-378 FOB-f
Calidad técnica química, secado por aire	N	kg V ₂ O ₅ cont	369-378 FOB-f
Pentóxido, por medio de agente (exportación USA)	N	kg V ₂ O ₅ cont	184 FOB-f

Metales férricos	Mercado	Unidad	Precio de junio
VOLFRAMIO			
Metal:			
Polvo 98/99 % W	L	kg W cont	869 FOB
Reducción al carbón 98,8 %, lotes de 1000 lb	N	kg	— D
Reducción hidrogénica 99,99 % W	N	kg	1.263-1.485 D
Menas y concentrados:			
Menas indiferenciadas, calidad normalizada, mínimo 65 % WO ₃	L	t. u. WO ₃	5.157-5.415 CIF-E
Volframita I:			
Comprador	L	t. u. WO ₃	5.183 CIF-E
Vendedor	L	t. u. WO ₃	5.338 CIF-E
Volframita II:			
Comprador	L	t. u. WO ₃	— CIF-E
Vendedor	L	t. u. WO ₃	5.299 CIF-E
Scheelita I:			
Comprador	L	t. u. WO ₃	5.286 CIF-E
Vendedor	L	t. u. WO ₃	5.544 CIF-E
Scheelita II:			
Comprador	L	t. u. WO ₃	5.673 CIF-E
Vendedor	L	t. u. WO ₃	5.454 CIF-E
Ferroaleaciones:			
Ferro-volframio, 80/85 % W	L	kg W cont	711-736 D-UK
Carburo de volframio en polvo, micronizado	L	kg	1.036-1.123 D-UK
Metales no férricos			
Metales no férricos	Mercado	Unidad	Precio de junio
ALUMINIO			
Metal:			
Lingotes vírgenes, superpureza, mín 99,99 % Al, en lingotes de 22 lb	L	t	— D
Lingotes vírgenes, mín 99,5 % Al	N	kg	48,23 D-USA
Alemán del oeste, en lingotes, mín 99,5 % Al	G	t	59,525
Australiano, en lingotes, mín 99,5 % Al	A	kg	55,75 e-w
Canadiense: Para USA y UK			
Lingotes vírgenes, mín 99,5 % Al	L y N	t	49,421 D
Lingotes vírgenes, mín 99,8 % Al	L y N	t	51,043 D
Para el resto del mundo, mín 99,5 % Al	L	kg	48,23 CIF
Mercado internacional:			
Mín 99,6 % Al	L	t	38.688-39.936 CIF-E
Mín 99,7 % Al	L	t	40.560-42.432 CIF-E
Menas y concentrados (Alumina y Bauxita):			
Alumina calcinada 98,5/99,5 % Al ₂ O ₃ empaquetada, en lotes de 20 t	L	t	12.248 D-UK
Alumina calcinada, con contenido medio en sosa, en lotes de 50 t	L	t	13.324-13.959

INFORMACION

Metales no férricos	Mercado	Unidad	Precio de junio
Bauxita, calidad abrasivos, mín 86 % Al_2O_3 , a granel.	L	t	4.568-4.822
Bauxita, calidad refractarios, mín 86 % Al_2O_3 , a granel	L	t	6.345
CINC			
Metal:			
Lingotes, tipo LME normalizado, mín 98 % Zn	L	t	41.059 e-w
Calidad "GOB" base del productor, 98/98,5 % Zn.	L	t	44.928 e-w
Lingotes de cinc electrolítico, mín 99,95 % Zn (con un premio 5 £/t)	L	t	41.683 D-UK
Lingotes de cinc fino, mín 99,99 % Zn (con un premio 8 £/t)	L	t	42.058 D-UK
Calidad "Prime Western", mín 98 % Zn	N	kg	48,23 D-USA
Lingotes de alto grado (HG), mín 99,9 % Zn (con un premio 0,85 c/lb)	N	kg	49,47 D-USA
Lingotes especiales de alto grado (SHG), mínimo 99,99 % Zn (con un premio 316 c/lb)	N	kg	49,47 D-USA
Alemán del oeste:			
Cinc vírgen, mín 97,5 % Zn	G	t	45.239-46.668
Cinc refinado, mín 99,95 % Zn	G	t	45.239-46.905
Canadiense, calidad "Prime Western"	C	kg	44,44 FOB-C
Francés:			
Lingotes vírgenes, mín 97,75 % Zn	F	kg	45,80 FOT
Cinc electrolítico, mín 99,95 % Zn	F	kg	46,91 FOT
Italiano:			
Lingotes vírgenes, mín 98,25 % Zn	I	kg	48,68-51,62 e-w
Cinc electrolítico, mín 99,25 % Zn	I	kg	48,95-51,62 e-w
Menas y concentrados:			
El precio de venta del mineral se calcula mediante fórmula internacional, tomando como punto de partida la base del productor.			
Sulfuro del 52 % Zn	L	t	10.707 CIF-E
Sulfuro del 55 % Zn	L	t	12.605 CIF-E
COBRE			
Metal:			
Bobinas (L.M.E.)	L	t	65.146 FOB-f
Cátodos (L.M.E.)	L	t	63.773
Productores USA	N	kg	77,92
Alemán del oeste:			
electrolítico	G	t	68.335-69.049
Cátodo	G	t	65.477-66.668
Menas y concentrados:			
Los minerales de cobre se compran según una fórmula internacional.			
Menas del 15 % Cu	L	t	6.300
Menas del 20 % Cu	L	t	9.351
Menas del 25 % Cu	L	t	12.403

INFORMACION

Metales no férricos	Mercado	Unidad	Precio de junio
ESTAÑO			
Metal:			
Lingotes tipo normalizado, mín 99,75 % Sn (LME).	L	t	378.893 e-w
Calidad A, mín 99,8 % Sn	N	kg	423 D
Procedente de los países del este, mín 99,8 % Sn	L	kg	346 e-s
Menas y concentrados:			
El precio de venta del mineral se calcula mediante fórmula internacional.			
Menas de estaño del 20 % Sn	L	t	52.042 CIF-E
Menas de estaño del 30 % Sn	L	t	91.853 CIF-E
Menas de estaño del 40 % Sn	L	t	138.528 CIF-E
Menas de estaño del 65 % Sn	L	t	236.122 CIF-E
Menas de estaño del 70 % Sn	L	t	258.336 CIF-E
Menas de estaño del 75 % Sn	L	t	277.306 CIF-E
PLOMO			
Metal:			
Lingotes, tipo LME normalizados, mín 99,97 % Pb.	L	t	19,219 e-w
Producido en USA	N	kg	23,50 D
Menas y concentrados:			
El precio de venta del mineral se calcula mediante fórmula internacional, tomando como punto de partida la base del producto. Estos precios están calculados considerando que esas menas no tienen nada de plata.			
Concentrados de 70 % Pb	L	t	S. D. CIF-E
Concentrados de 80 % Pb	L	t	S. D. CIF-E
ANTIMONIO			
Metal:			
Regulos inglés, 99 % Sb, lotes 5 t	L	t	180.960 D-UK
Regulos inglés, 99,6 % Sb, lotes 5 t	L	t	184.080 D-UK
Importado 99,6 % Sb	L	t	152.880-165.360 CIF
Calidad RMM, mín 99,5 % Sb	N	kg	195 FOB-L
Calidad Lone Star, mín 99,8 % Sb	N	kg	235 FOB-L
Importado, mín 99,5/99,6 % Sb, lotes 5 t	N	kg	185-198 CIF-NY (e)
Francés, mín 99 % Sb	F	kg	208 FOT
Italiano regular, mín 99,6 % Sb	I	kg	191-218 e-w
Japonés	J	t	237.250 e-w
Menas y concentrados:			
Fragmentos sulfurosos, mín 50/55 % Sb	L	t. u. Sb	1.010-1.122 CIF-E
Fragmentos sulfurosos, mín 60 % Sb	L	t. u. Sb	1.122-1.290 CIF-E
Crudo, mín 70 % Sb, en fragmentos	L	t	174.720 D-UK
Crudo, mín 70 % Sb, en polvo negro	L	t	182.208 D-UK
BERILIO			
Metal:			
Barros 98 % Be, dependiendo de tamaño de los lotes.	N	kg	19.058-19.172 FOB
Aleaciones de aprox. 4 % Be y resto de Cu, en lingotes de 5 lb y en lotes 336 lb, se añade el Cu al precio de cotización de ese día	L	kg	6.490 D

Metales secundarios	Mercado	Unidad	Precio de junio
Menas y concentrados:			
En fragmentos escogidos a mano, mín 10 % BeO ...	L	t. u. BeO	1.731-1.917 CIF-E
Importado, 10/12% BeO ...	N	t. u. BeO	1.855 CIF-USA
BISMUTO			
Metal:			
Mercado interior inglés, mín 99,99 % Bi, en lotes de tonelada ...	L	kg	928 e-w
Mercado interior USA, mín 99,99 % Bi, en lotes de tonelada ...	N	kg	928 e-w
Francés, mín 99,95 % Bi ...	F	kg	1.083 FOT
Mercado internacional, en lotes de tonelada ...	L y N	kg	618-655 CIF
Menas y concentrados:			
Oxido, mín 60 % Bi ...	L	kg Bi cont	(n) CIF
CADMIO			
Metal:			
Barras mín 99,95 % Cd., en lotes de tonelada ...	N	kg	416-425 D
Lingotes en el mercado libre ...	L	kg	229-241 CIF
Barras en el mercado libre ...	L	kg	229-241 CIF
Francés, electrolítico, en lotes de 1.000 kg ...	F	kg	416 FOT
Menas y concentrados.			
Las menas de este metal no son cotizadas en el mercado, ya que el 80 % del cadmio producido se obtiene de la fundición de los minerales de cinc y el resto de otras metalurgias similares.			
CIRCONIO			
Metal:			
Eponja, polvo o placas:			
Bajo contenido Hf ...	N	kg	1.484-2.103 FOB
Calidad comercial ...	N	kg	680-866 FOB
Menas y concentrados (Zircon):			
Calidad normalizada, mín 66/67 % ZrO ₂ ...	L	t	23.098-26.284 FOB
Calidad con premio, máx. 0,1 % TiO ₂ ...	L	t	23.895-27.081 FOB
LITIO			
Metal:			
Lingotes, mín 99 % Li, en lotes de 100 lb ...	N	kg	1.268-1.407 FOB-NY
Menas y concentrados:			
Ambligonita 6/8 % Li ₂ O, en base al 8 % ...	L	t. u. Li ₂ O	-- CIF-E
Lepidolita 3/3,5 % Li ₂ O, en base al 3 % ...	L	t. u. Li ₂ O	-- CIF-E
Petalita 3,5/4,5 % Li ₂ O, en base al 3 % ...	L	t. u. Li ₂ O	1.474-1.842 CIF-E
Espodomena 4/7 % Li ₂ O, en base al 6 % ...	L	t. u. Li ₂ O	1.474-1.842 CIF-E
MAGNESIO			
Metal:			
Lingote de calidad electrolítica, mín 99,8 % Mg ...	L	t	114.691-115.440 D-UK

Metales secundarios	Mercado	Unidad	Precio de junio
Lingotes mín 99,95 % Mg, en lotes mínimos de 10 t.			
Barras fundidas con entalladuras, en lotes de 1/2 a 1 t ...	L	t	131.040 (n) D
Polvo de "Grado 4", mín 99,95 % Mg, en lotes mínimos de 1 t ...	L	t	-- D-UK
Limaduras, en lotes mínimos de 1 t ...			
Lingotes mín 99,8 % Mg, en el mercado libre ...	L	t	123.427 D-UK
Lingotes en bruto, mín 99,8 % Mg, en lotes de 10.000 lb ...	N	kg	112.944 D-UK
Lingotes fundidos con entalladuras, en lotes de 10.000 lb ...	N	kg	91.104-94.848 CIF
Menas y concentrados.			
Este metal se recupera a partir de una serie de rocas que en su composición química contienen un alto grado de Mg, tales como la brucita, dolomita, magnesita y olivino.			
MERCURIO			
Metal:			
Mercado europeo, en frascos de 76 lb ...	L	f	6.338-6.619 CIF-E
Mercado americano, en frascos de 76 lb ...	N	f	8.133-8.413 CIF-NY
Menas y concentrados.			
Las menas no se comercian, ya que son siempre tratadas por los países productores.			
NIOBIO O COLUMBIO			
Metal:			
Calidad metalúrgica 99,5/99,8 % Cb, dependiendo del tamaño de los lotes:			
Polvo y perdigones ...	N	kg	3.711-5.566 FOB-USA
Lingotes rugosos ...	N	kg	2.226-3.092 FOB-USA
Menas y concentrados:			
Columbita mín 65 % Cb ₂ O ₅ +Ta ₂ O ₅ , de ratio Cb ₂ O ₅ /Ta ₂ O ₅ : 10/1 ...	L	kg. Cb ₂ O ₅ +Ta ₂ O ₅	235-266 CIF-E
Pirocloro, mín 50 % Cb ₂ O ₅ ...	N y L	kg Cb ₂ O ₅ cont	216-229 FOB-C
Columbita 65 % Cb ₂ O ₅ +Ta ₂ O ₅ , de ratio Cb ₂ O ₅ /Ta ₂ O ₅ : 10/1 ...	N	kg	223-235 CIF-USA
TANTALIO			
Metal:			
Polvo 99,5/99,8 % Ta, dependiendo del tamaño de los lotes ...	N	kg	4.379-5.504 FOB
Láminas mín 99,9 % Ta ...	N	kg	6.184-7.050 FOB
Varillas mín 99,9 % Ta ...	N	kg	5.566-6.679 FOB
Menas y concentrados:			
Tantalita:			
Mín 60 % Ta ₂ O ₅ ...	L	kg Ta ₂ O ₅ cont	1.732-2.103 CIF-E
Mín 25/40 %, tomando como base 30 % Ta ₂ O ₅ ...	L	kg Ta ₂ O ₅ cont	1.361-1.670 CIF-E
Columbita: ver mineral de COLUMBIO.			

Metales secundarios	Mercado	Unidad	Precio de junio
TITANIO			
Metal:			
Esponja inglesa, mín 99,3 % Ti, máx 120 Brinell ...	L	kg	144
Tochos de 4"18" de diámetro, en lotes de 2.000 kg.	L	kg	376-547 D
Esponjas USA, mín 99,3 % Ti, máx 115 Brinell, en lotes de 500 lb ...	N	kg	303 D
Menas y concentrados:			
Rutilo 95/97 % TiO_2 , empaquetado ...	L	t	23.098-26.284 FOB
Ilmenita de Malasia, 52/54 % TiO_2 ...	L	kg	1.195-1.434 FOB
Rutilo, mín 96 % TiO_2 , para comercio interior, 12 % máxima humedad ...	N	t	43.906 D
Ilmenita, mín 54 % TiO_2 ...	N	t	3.036 FOB-At
Escorias canadienses, mín 70 % TiO_2 ...	N	t	4.141 FOB

Metales menores o escasos	Mercado	Unidad	Precio de junio
---------------------------	---------	--------	-----------------

Metales menores o escasos	Mercado	Unidad	Precio de junio
---------------------------	---------	--------	-----------------

ARSENICO

Metal:	L	t	271.440
Fragmentos negros, min 99 % As, en lotes de tonelada			

Menas y concentrados.**El arsénico es obtenido como subproducto en las metalurgias del cobre, cinc y otras menas.**

CESIO	N	g	78,53-202 FOB
Mín 99,5 %: lotes de 1-277 g ...	N	kg	30.922-34.015 FOB
lotes de 1-9 lb ...	N	kg	24.738-27.830 FOB
lotes de 10-99 lb ...	N	kg	18.553-21.646 FOB
lotes de 100-999 lb ...	N	kg	12.369 FOB
lotes de 1.000 o más lb ...	N	kg	
Mín 99,9 %: lotes de 1-277 g ...	N	g	101-224 FOB
lotes de 1-9 lb ...	N	kg	37.107-40.199 FOB
lotes de 10-99 lb ...	N	kg	30.922-34.015 FOB
lotes de 100-999 lb ...	N	kg	23.501-27.212 FOB
lotes de 1.000 o más lb ...	N	kg	15.461 FOB

Menas y concentrados:

Polucita, mín 24 % Cs_2O ...	L	t. u. Cs_2O	695-729 FOB
--------------------------------	---	---------------	-------------

GALIO	N	g	50,49 FOB
Metal:	N	g	33,66 FOB
Mín 99,99 %: lotes hasta 999 g ...	N	g	30,85 FOB
lotes de 1-4,999 kg ...	N	kg	— FOB
lotes de 5-24,999 kg ...	N	kg	44,87 FOB
Mín 99,999 %: lotes de 5-10 kg ...	N	kg	

Menas y concentrados:**Las menas de esta sustancia no se cotizan en el mercado internacional, ya que todo el galio que se produce en el mundo, se obtiene como subproducto en los procesos de tratamiento de la bauxita y las menas de cinc.**

Metales secundarios	Mercado	Unidad	Precio de junio
TITANIO			
Metal:			
Esponja inglesa, mín 99,3 % Ti, máx 120 Brinell ...	L	kg	144
Tochos de 4"18" de diámetro, en lotes de 2.000 kg.	L	kg	376-547 D
Esponjas USA, mín 99,3 % Ti, máx 115 Brinell, en lotes de 500 lb ...	N	kg	303 D
Menas y concentrados:			
Rutilo 95/97 % TiO_2 , empaquetado ...	L	t	23.098-26.284 FOB
Ilmenita de Malasia, 52/54 % TiO_2 ...	L	kg	1.195-1.434 FOB
Rutilo, mín 96 % TiO_2 , para comercio interior, 12 % máxima humedad ...	N	t	43.906 D
Ilmenita, mín 54 % TiO_2 ...	N	t	3.036 FOB-At
Escorias canadienses, mín 70 % TiO_2 ...	N	t	4.141 FOB

Metales menores o escasos	Mercado	Unidad	Precio de junio
GERMANIO			
Metal:			
Calidad refinada 30 ohm/cm:			
En el mercado europeo ...	L	kg	15.101 D (i)
En el mercado americano ...	N	kg	16.434 D
Menas y concentrados.			
El germanio metal se recupera generalmente en la fundición de las menas de plomo y cinc.			
HAFNIO			
Metal:			
Esponja ...	N	kg	9.277 FOB
En barras y placas laminadas ...	N	kg	14.843 FOB
Menas y concentrados.			
Las menas de hafnio no se comercializan, ya que todo el metal que se produce se obtiene separándolo del circonio después de la metalurgia de éste.			
INDIO			
Metal:			
En barras, mín 99,97 % de pureza, en lotes de 100 troy on ...	L	kg	10,80 D
En lingotes, mín 99,97 % de pureza, en lotes mínimos de 10.000 troy on ...	N	g	9,90-11,07
Menas y concentrados.			
El Indio metal se recupera generalmente en la fundición de minerales de cinc.			
RENIO			
Metal:			
Polvo, mín 99,99 % Re ...	L	kg	87.360
Polvo en el mercado USA ...	N	kg	71.122
Menas y concentrados.			
La producción mundial de renio se consigue como un subproducto recobrado a partir de las menas de molibdeno y de los porfidos cuprferos, obteniéndose el polvo metal en la metalurgia de los productos primarios.			
RUBIDIO			
Metal:			
Mín. 99,5 %: lotes de 1-227 g ...	N	g	78,53-202 FOB
lotes de 1-9 lb ...	N	kg	34.015-37.107 FOB
lotes de 10-99 lb ...	N	kg	24.738-27.830 FOB
lotes de 100-999 lb ...	N	kg	18.553-21.646 FOB
lotes de 1.000 o más lb ...	N	kg	12.369 FOB
Menas y concentrados.			
El rubidio producido se obtiene de la metalurgia del cesio y otras menas, por esta razón no se cotizan sus menas en el mercado.			
SELENIO Y TELURIO			
Metal, Selenio:			
Polvo grado comercial, mín 99/99,5 % Se ...	N	kg	2.226
De alta pureza, mín 99,9 % Se ...	N	kg	2.597-2.721

Metales secundarios	Mercado	Unidad	Precio de junio
GERMANIO			
Metal:			
Calidad refinada 30 ohm/cm:			
En el mercado europeo ...	L	kg	15.101 D (i)
En el mercado americano ...	N	kg	16.434 D
Menas y concentrados.			
El germanio metal se recupera generalmente en la fundición de las menas de plomo y cinc.			
HAFNIO			
Metal:			
Esponja ...	N	kg	9.277 FOB
En barras y placas laminadas ...	N	kg	14.843 FOB
Menas y concentrados.			
Las menas de hafnio no se comercializan, ya que todo el metal que se produce se obtiene separándolo del circonio después de la metalurgia de éste.			

Metales menores o escasos	Mercado	Unidad	Precio de junio
Canadiense, mín 99,5 % Se, en lotes 100 lb ...	L	kg	2.226
Otras procedencias ...	L	kg	1.144-1.206 CIF
Metal. Telurio:			
Fragmentos y polvo, mín 99/99,5 % Te ...	L	kg	1.237
Barras, mín 99,5 % Te ...	L	kg	1.237
Polvo, en lotes de 100 lb ...	N	kg	—
Placas, en lotes de 150 lb ...	N	kg	1.113-1.237

Menas y concentrados.

No se comercializan las menas de selenio y telurio debido a que la totalidad del metal que se produce, se obtiene como subproducto en la metalurgia de otros metales como son cobre, níquel, plata, etc., no obstante existen minerales en los que aparecen conjuntamente pero que al no ser explotados para la obtención de estos metales, por la razón antes expuesta, no se pueden considerar como menas.

TALIO

Metal, en lotes de 25 lb ...	N	kg	928
Menas y concentrados.			

Las menas de este metal no se cotizan en el mercado, ya que todo el talio que se produce se obtiene en la mineralurgia de otras menas.

Minerales radiactivos	Mercado	Unidad	Precio de junio
URANIO			
Concertado de U ₃ O ₈ , base de contratación ...	L	kg U ₃ O ₈ cont.	1.361-1.855 FOB-f
Hexafluoruros ...	L	kg U ₃ O ₈ cont.	1.237-1.608
TORIO			
Metal:			
Polvo y pellets (*) ...	N	kg	1.855
Menas y concentrados:			
Monacita: por ser mineral de tierras raras su precio se especifica en estas últimas.			
TIERRAS RARAS:			
Metal:			
Cerio, mín 99 % neto ...	L	kg	1.498 D-UK
Lingotes, mín 99,9 %, lotes 2-25 lb (*) ...	N	kg	2.597
Europio, lingote, mín 99,9 %, lotes 2-25 lb (*) ...	N	kg	395.808
Gadolino, lingotes, mín 99,9 %, lotes 2-25 lb (*) ...	N	kg	21.027
Itrio, lingotes, mín 99,9 %, lotes 2-25 lb (*) ...	N	kg	18.553
Lantano, lingotes, mín 99,9 %, lotes 2-25 lb (*) ...	N	kg	4.329
Neodimio, lingote, mín 99,9 %, lotes 2-85 lb (*) ...	N	kg	12.616
Samario, lingote, mín 99,9 %, lotes 2-25 lb (*) ...	N	kg	15.461
Menas y concentrados:			
Monacita:			
Mín 60 %, óxido TR torita ...	L	t	— CIF-E
Mín 55 %, óxido TR ...	L	t	13.643-14.423 CIF

Minerales radiactivos	Mercado	Unidad	Precio de junio
Xenotima:			
Mín 25 % Y ₂ O ₃ ...	L	kg	246-369 CIF
Mín 60 % Y ₂ O ₃ (*) ...	N	kg	— CIF
Mín 90 % Y ₂ O ₃ (*) ...	N	kg	— CIF
Basnasita:			
Filtrado, mín 70 %, óxido TR ...	L	kg	— CIF
Mín 55/60 %, óxido TR (*) ...	N	kg	37,11-43,30 FOB
Mín 68/72 %, óxido TR (*) ...	N	kg	49,48 FOB

Minerales no metálicos	Mercado	Unidad	Precio de junio
AZUFRE			
USA para la exportación, mín 99 % S ...	N	t	3.568-4.008 FOB-Gofo
Brillante ...	L	t	3.761 FOB-Gofo
Brillante sólido ...	L	t	4.117 CIF-E
Brillante líquido ...	N	t	3.533-3.975 FOB-Gofo
Oscuro ...	L	t	4.117 CIF-E
Resto del mundo, líquido ...	L	t	4.392-4.666 CIF-E
Canadiense en placas sólidas ...			

BARITA

En bruto:			
Calidad químicos y para vidrio:			
Escogido a mano, mín 95 % BaSO ₄ , máx 1 % Fe, en lotes de camiones ...	N	t	1.824-1.966 FOB
Magnéticas o de flotación, mín 96 % BaSO ₄ , máx 0,5 % Fe, en lotes de camiones ...	N	t	2.133 FOB
Importadas de calidad para lodos, 4,2/4,3 peso específico ...	N	t	1.051-1.731 FOB-Gofo
Importadas en fragmentos, mín 92 % BaSO ₄ , a granel ...	L	t	2.284-2.665 CIF

Molidas:

En húmedo, mín 95 % BaSO ₄ , a 325 mesh, en bolsas de 50 lb, en lotes de camiones ...	N	t	3.710-4.947 FOB
En seco, de grado para lodos, 83/93 % BaSO ₄ , 3/12 % Fe, 4,2/4,3 peso específico, en lotes de camiones ...	N	t	4.391-4.452 FOB
Importadas 4,2/4,3, peso específico ...	N	t	1.917 FOB
Importadas blancas, calidad para pinturas, 96/98 % BaSO ₄ , mín 99 % a 325 mesh, en lotes de 105 t ...	L	t	7.614-8.883 D-UK
Marroquí, calidad para lodos, mín 4,2, peso específico ...	L	t	3.299-3.680 CIF-pe.

Micronizadas:

Mín 99 % más fino de 20 M ...	L	t	11.421-12.690 D-UK
-------------------------------	---	---	--------------------

BORATOS

Decahidrato, granular, técnico, en bolsas de papel, en lotes de t ...	L	t	12.377 D-UK
Pentahidratado, refinado, técnico, en bolsas de papel, en lotes de t ...	L	t	15.729 D-UK

Minerales no metálicos	Mercado	Unidad	Precio de junio
Anhídrico, técnico, en bolsas de papel, en lotes de t.	L	t	20.629 D-UK
Ácido bórico, técnico granular en bolsas de papel, en lotes de t	L	t	18.179 D-UK
Técnico, mín 99,5 %, en fragmentos, en lotes de camiones	N	t	5.009-5.071 FOB
Deshidratado, mín 99 %, en fragmentos, en lotes de camiones	N	t	11.6626-12.553 FOB
Concentrados de boratos sódicos, en fragmentos, en lotes de camiones:			
46 % B_2O_3	N	t	— FOB
65 % B_2O_3	N	t	— FOB
Concentrados de borato cálcico, de Turquía, en fragmentos, mín 40 % B_2O_3	L	t	3.068 FOB
CELESTITA			
Reino Unido, en bruto, lavada y clasificada, 95 % $SrSO_4$, empaquetado, molido 240 mesh	L	t	3.707 e-w
ESPATO FLUOR			
Metalúrgico, mín 70 % CaF_2	L	t	1.903-3.807 D-UK
Reino Unido	N	t CaF_2 cont	4.638 FOB
USA en pellets	N	t CaF_2 cont	3.896-3.927 FOB-barco
Cerámico, mín 85 % CaF_2 :			
Reino Unido, molido 93/95 %	L	t	3.807-5.076 CIF
USA, 88/90 %	N	t CaF_2 cont	5.048-5.609 FOB
95/96 %	N	t CaF_2 cont	5.328-5.945 FOB
97 %	N	t CaF_2 cont	5.609-6.450 FOB
Ácido, material seco, mín 97 % CaF_2 :			
Reino Unido, embolsado	L	t	4.441-6.345 D-UK
USA, en bruto	N	t CaF_2 cont	5.328-6.450 FOB
en pellets, 88 % cont. efectivo	N	t CaF_2 cont	5.889 FOB
concentrados ácidos secos	N	t CaF_2 cont	6.339-7.730 FOB-m
importado en Europa	N	t CaF_2 cont	5.875-6.617 CIF-dp
Mejicano a granel	N	t CaF_2 cont	4.545-4.731 FOB
FOSFATOS			
USA, molido, lavado, seco, a granel:			
66/68 % BPL	N	t	2.398 FOB-m
68/70 % BPL	N	t	— FOB-m
70/72 % BPL	N	t	2.954 FOB-m
74/75 % BPL	N	t	3.413 FOB-m
76/77 % BPL	N	t	3.813 FOB-m
Argelino y Turco, 65/68 % BPL	L	t	2.928 CIF
Australiano, 83 % BPL	L	t	1.647-1.757 FOB
Marroquí, 75/ % BPL	L	t	3.793 CIF
Ruso, apatito concentrado, 39 % P_2O_5	L	t	(n)

NOTA: BPL= $Ca_3(PO_4)_2=0,458\% P_2O_5$.

Minerales no metálicos	Mercado	Unidad	Precio de junio
GRAFITO			
Alemán	N	t	13.125-83.854 FOB-m
Madagascar	N	t	13.462-33.654 FOB-m
Noruego	N	t	8.413-14.303 FOB-m
Océano, sin diferenciar calidades	N	t	13.910-25.016 FOB-m
Fragmentos muy pesados, 97/99 % C	L	t	19.162 FOB-Ce
Fragmentos peso ordinario, 94/95 % C	L	t	14.720 FOB-Ce
90/92 % C	L	t	10.152 FOB-Ce
En pedacitos casi polvo, 97/98 % C	L	t	19.162 FOB-Ce
90/92 % C	L	t	10.152 FOB-Ce
80/83 % C	L	t	7.614 FOB-Ce
En pedacitos, 90/92 % C	L	t	10.152 FOB-Ce
80/83 % C	L	t	7.614 FOB-Ce
En polvo, 50/55 % C	L	t	4.695 FOB-Ce
Amorfo, 80/85 % C:			
Coreano, en bolsas	N	t	1.683-2.244 FOB-m
Mejicano, a granel	N	t	1.907-2.019 FOB-m
NITRATOS			
Sódico, o de Chile, mín 98 %, en lotes de 8 t	L	t	10.279 e-w
PIRITAS			
USA, 50/52 % S, a granel	N	t	989-1.064 FOB
Españolas, mín 48 % S (Río Tinto y Tharsis)	L	t	(n) FOB-H
Portuguesas, mín. 48 % S (Aljustrel y Louzal)	L	t	(n) FOB-SS
Resto de los países productores	L	t	(n) CIF
POTASAS			
Cloruro de potasio, 60 % K_2O :			
Europa, standard, a granel	L	t	5.710-5.837 CIF
USA, standard	N	t. u. K_2O	59,36 FOB-Fla
Coarse	N	t. u. K_2O	(n) FOB-Fla
Cloruro de potasio, 62 % K_2O :			
Canadiense:			
Standard	N	t. u. K_2O	35,24-43,28 FOB-C
Coarse	N	t. u. K_2O	37,72-45,14 FOB-C
Granular	N	t. u. K_2O	38,95-46-38 FOB-C
USA:			
Standard	N	t. u. K_2O	43,90-50,09 FOB-Ca
Standard	N	t. u. K_2O	45,76-46,38 FOB-NM
Finos standard	N	t. u. K_2O	48,23-51,32 FOB-Ca
Coarse	N	t. u. K_2O	47,61,53,80 FOB-Ca
Coarse	N	t. u. K_2O	47,61-48,23 FOB-NM
Granular	N	t. u. K_2O	48,85-49,47
Cloruro de potasio, 62/63 % K_2O :			
Canadiense, soluble	N	t. u. K_2O	38,95-46,38 FOB-C
USA, soluble	N	t. u. K_2O	49,47 FOB-NM
Sulfato de potasio, 48/50 % K_2O , a granel	N	t. u. K_2O	(n) FOB-Fla
SAL COMUN			
Sal de mina, machacada, en lotes, mín de 6 t	L	t	412 e-w
Sal de mina, machacada, en lotes, mín de 6 t, en bolsas de 50 kg	L	t	607 e-w
Sal de salina, en lotes, mín de 6 t, seca, en bolsas de 50 kg	L	t	981 e-w
Sal de salina, en lotes, mín de 6 t, a granel, sin secar.	L	t	758 e-w

Minerales no metalicos	Mercado	Unidad	Precio de junio
VERMICULITA			
USA	N	t	1.979-2.968 FOB-M
Sudáfrica:			
En crudo	N	t	3.710-4.947 CIF-AT
En crudo, embolsada	L	t	(n) CIF
WOLLASTONITA			
Para pinturas:			
P ₁ , 99,7 % menor 325 mesh	L y N	t	4.729 CIF-E
P ₄ , 99,95 % menor 325 mesh	L y N	t	5.159 CIF-E
Para cerámica:			
C ₁ , 96,5 % menor 325 mesh	L y N	t	4.667 CIF-E
C ₆ , 79,2 % menor 325 mesh	L y N	t	4.606 CIF-E
C ₁₀ , 2 % menor 200 mesh	L y N	t	4.545 CIF-E
Para mastique:			
F ₁ , 78 % menor 325 mesh	L y N	t	4.975 CIF-E
NOMENCLATURA			
CALIDAD			
(n): Nominal, indica que al ser insuficiente en negocio, no sirve como base para una cuantificación real.			
GIRM: Agrupación de importadores de metales.			
MERCADO			
L: Londres, base del mercado europeo.	C: Canadá		
F: Francia.	G: Alemania del Oeste.		
N: Nueva York, base del mercado americano.	I: Italia.		
A: Australia.	J: Japón.		
B: Bélgica.	SA: Sudáfrica.		
UNIDAD			
Troy on: onza troy=0,3110 g.			
lb: libra=0,4535 kg.			
t: tonelada métrica.			
st: tonelada corta=0,907 t.			
lt: tonelada larga=1,016 t.			
f: frasco=76 lb.			
picul.: picul=133,5 lb.			
tu "x": unidad de "x" contenido en una tonelada.			
stu "x": unidad de "x" contenido en una tonelada corta.			
ltu "x": unidad de "x" contenido en una tonelada larga.			
lb "x" cont.: libro de "x" contenido.			
kg "x" cont.: kg de "x" contenido.			
t "x" cont.: tonelada de "x" contenido.			
PRECIO			
(n): nominal, indica el nivel de precio probable, sin confirmación.	\$ C: Dólar Canadiense.		
	\$ M: Dólar Malayo.		
	D M: Marco Alemán.		
	F: Franco Francés.		
	F B: Franco Belga.		
	L: Lira Italiana.		
	Rand: Rand Sudáfricano.		
	Yen: Yen Japonés.		

Información legislativa

PERMISOS DE INVESTIGACION Y CONCESIONES DE EXPLOTACION

"B. O. E." NUMERO	PAGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
135	12196	6-VI-75	Ind.	Se hace público el otorgamiento del permiso de Investigación que se cita, Delegación Provincial de Orense.
136	12329	7-VI-75	Ind.	CADUCIDAD de las concesiones de explotación minera que se citan, Delegación Provincial de Madrid.
136	12309	7-VI-75	Ind.	OTORGAMIENTO de los permisos de investigación minera que se citan, Delegación Provincial de Alicante.
136	12329	7-VI- 5	Ind.	CADUCIDAD del permiso de investigación minera que se cita, Delegación Provincial de Lugo.
141	12917	13-VI-75	Ind.	Se hace público el otorgamiento del permiso de investigación minera que se cita, en las provincias de Albacete y Murcia.
141	12917	13-VI-75	Ind.	Se hace público el otorgamiento del permiso de investigación minera que se cita, Delegación Provincial de Barcelona.
142	13037	14-VI-75	Ind.	OTORGAMIENTO de los permisos de Investigación que se citan, Delegación Provincial de Cáceres.
146	13369	19-VI-75	Ind.	RESOLUCION de la Delegación Provincial de Guadalajara por la que se hace público el otorgamiento de los permisos de investigación minera que se citan.
157	14377	2-VII-75	Ind.	CADUCIDAD de las concesiones de explotación minera que se citan, Delegación Provincial de Almería.
162	14789	8-VII-75	Ind.	CADUCIDAD de los permisos de investigación minera que se citan, Delegación Provincial de Granada.
162	14790	8-VII-75	Ind.	OTORGAMIENTO de los permisos de investigación minera que se citan, Delegación Provincial de Segovia.
163	14882	9-VII-75	Ind	CADUCIDAD de las concesiones de explotación minera que se citan, Delegación Provincial de Valencia.
HIDROCARBUROS				
134	12013	5-VI-75	Ind.	DECRETO por el que se otorga a "Texas Pacific Oil Company of Spain" un permiso de investigación de hidrocarburos en zona C, subzona a).

INFORMACION

"B. O. E." NUMERO	PAGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
134	12014	5-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se declara extinguido el permiso de investigación de hidrocarburos denominado "Santillana del Mar".
134	12015	5-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se declaran extinguidos por vencimiento de plazo los permisos de investigación de hidrocarburos "Amposta-A" y "Amposta D".
134	12015	5-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se acepta la renuncia a los permisos de investigación de hidrocarburos "Espardell", "Formentera" e "Ibiza-A".
134	12016	5-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se declaran extinguidos, por vencimiento de plazo, los permisos de investigación de hidrocarburos "Alcaudete", "Jaén", "Baena" y "Martos".
145	13282	18-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se declara extinguido, por vencimiento de plazo, el permiso de investigación de hidrocarburos "Carlitos Brígida".
145	13282	18-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se declara extinguido, por vencimiento de plazo, el permiso de investigación de hidrocarburos "Montagut".
146	13366	19-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se acepta la renuncia a los permisos de investigación de hidrocarburos "Ayira" y "Llombay" situados en la antigua zona I.
151	13819	25-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se declaran extinguidos, por vencimiento de plazo, los permisos de investigación de hidrocarburos "Estella", "Santa Cruz de Campezo" y "Logroño".
154	14129	28-VI-75	Ind.	DECRETO por el que se otorga a "Global Energy España" un permiso de investigación de hidrocarburos en la Zona A.
157	14373	2-VII-75	Ind.	ORDEN por la que se declara extinguido, por vencimiento de plazo, el permiso de investigación de hidrocarburos "Ubierna".
158	14474	3-VII-75	Ind.	ORDEN por la que se declaran extinguidos, por vencimiento de plazo, los permisos de investigación de hidrocarburos "Elorrio", "Durango" y "Oñate".
158	14474	3-VII-75	Ind.	ORDEN por la que se declaran extinguidos por caducidad los permisos de investigación de hidrocarburos "Abornicano", "La Guardia", "Gastiain" y "Miranda de Ebro".
RESERVAS				
136	12297	7-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se prorroga la reserva provisional a favor del Estado para investigación de minerales radiactivos "Zona Vigésima tercera, Orense, Segunda Modificación", comprendida en las provincias de Orense y Zamora.
146	13367	19-VI-75	Ind.	ORDEN por la que se prorroga la reserva provisional a favor del Estado para investigación de minerales radiactivos, en las zonas denominadas "Toledo Dos" (Toledo), "Toledo Tres" (Toledo, Avila) y "Avila Cuatro" (Avila).

INFORMACION

"B. O. E." NUMERO	PAGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
149	13658	23-VI-75	Ind.	RESOLUCION por la que se publica la inscripción de propuesta de reserva provisional para toda clase de yacimientos minerales incluidos en la Sección C), en un área de las provincias de La Coruña, Lugo, Orense, Oviedo, León y Zamora.
164	14965	10-VII-75	Ind.	RESOLUCION por la que se hace pública la inscripción practicada correspondiente a la petición presentada sobre propuesta para la declaración de una zona de reserva provisional a favor del Estado, para yacimientos de minerales radiactivos, en el área que se indica, comprendida en las provincias de Barcelona y Gerona.
167	15187	14-VII-75	Ind.	RESOLUCION por la que se hace pública la inscripción de propuesta de reserva provisional para toda clase de yacimientos minerales incluidos en la Sección C), en un área de las provincias de Almería y Granada.
VARIOS				
134	11998	5-VI-75	O. P.	RESOLUCION por la que se concede a la Mancomunidad Municipal de La Sagra Baja un aprovechamiento de aguas subáreas del río Guadarrama, con destino al abastecimiento de Alameda de la Sagra y otros, en término municipal de Yuncillos (Toledo).
136	12292	7-VI-75	O. P.	RESOLUCION por la que se concede a doña Concepción Sala Pares un aprovechamiento de aguas subáreas del torrente Romaní, en término municipal de Fontrubi (Barcelona).
138	12545	10-VI-75	O. P.	RESOLUCION por la que se concede a don José Molner Segarra un aprovechamiento de aguas subáreas de la Rasa de la Font del Boix, en término municipal de Montmajor (Barcelona), con destino a riegos y atenciones de una granja.
140	12816	12-VI-75	GOB.	ORDEN por la que se aprueba perímetro de protección del manantial de aguas mineromedicinales "Aguas y Balneario de Betelu" (Navarra).
141	12908	13-VI-75	O. P.	RESOLUCION por la que se concede a don Ramón Badía Ritort un aprovechamiento de aguas subáreas en la zona de policía de la riera Tantallatje o Perchana, en término municipal de Montmajor (Barcelona).
142	13024	14-VI-75	O. P.	RESOLUCION por la que se concede al Ayuntamiento de Arnedo un aprovechamiento de aguas subáreas del río Cidacos en término municipal de Arnedo (Logroño), para abastecimiento de la población.
168	15267	15-VII-75	O. P.	RESOLUCION por la que se concede a don Isidro Molner Segarra y don Pedro Simats Molner un aprovechamiento de aguas subáreas del torrente Cadenas, en término municipal de Cardona (Barcelona), con destino a usos domésticos no potables y atenciones de una ganadería.

Notas bibliográficas

VOLCANOGRAFIA

ARAÑA SAAVEDRA, V. y LÓPEZ RUIZ, J.: *Volcanismos, Dinámica y Petrología de sus productos*. Ediciones ISTMO. Madrid, 1974, 481 págs. 275 figs. 15 cuadros.

El libro que comentamos es el primero escrito en español sobre el tema y constituye un trabajo exhaustivo, minucioso y muy moderno, sobre este interesante fenómeno geológico de interés, tanto científico como socioeconómico.

Los autores, Investigadores Científico del (CSIC) y Profesores de la Universidad Complutense de Madrid han abordado su obra bajo un nuevo concepto: tratar el volcanismo como un fenómeno global directamente implicado en la dinámica terrestre.

El estudio de los fenómenos volcánicos pasa de ser una disciplina aislada, casi meramente descriptiva, a una ciencia moderna fuertemente imbricada con la Petrología, Geoquímica y Geofísica.

Consecuentemente con estos criterios el libro aparece dividido en tres partes.

La primera parte consta de cuatro capítulos. El primero de ellos con carácter de introducción donde se desarrollan esquemáticamente los conceptos básicos. En los dos siguientes se describen los productos y las estructuras volcánicas. El cuarto capítulo está dedicado a los aspectos sociales y económicos del volcanismo el cual finaliza con un estudio sobre la energía geotérmica y su futuro, tema altamente interesante hoy en día.

La segunda parte comprende tres capítulos, en ellos se examinan los aspectos mineralógicos, petroglógicos y geoquímicos de las rocas volcánicas y se analiza, de acuerdo con el esquema de la tectónica de placas, la distribución espacial de las series volcánicas.

La tercera y última parte está dedicada a las áreas volcánicas activas y a sus erupciones más importantes. En ella se completan los aspectos descriptivos e interpretativos tratados anteriormente. Finalizando la obra con una amplia bibliografía e índices de términos, autores y geográficos.

La edición resulta cuidada y agradable y nos ha sor-

prendido gratamente la extraordinaria profusión gráfica de que va acompañado el texto; más de 275 figuras y fotos, de las cuales 156 corresponden a la primera parte de la obra, la mayoría de estas fotografías son de las Islas Canarias, una de las áreas volcánicas activas más variadas y complejas que se conocen, donde los autores han desarrollado gran parte de su labor investigadora.—APARICIO.

PETROLOGIA

J. L. BRANDLE, S. FERNÁNDEZ SANTÍN y J. LÓPEZ RUIZ: *Mineralogy of the materials from Teneguía volcano, La Palma, Canary Islands*. Estudios Geológicos, vol. Teneguía, págs. 41-47, diciembre 1974.

Estudian óptica y químicamente los anfíboles y clinopiroxenos de las lavas y acumulados del volcán Teneguía.

Las lavas emitidas en el primer período eruptivo se caracterizan por la existencia de piroxeno (con núcleo de augita sódica y borde augítico) y de kaersutita, mientras que en las lavas de la segunda fase eruptiva desaparece el anfíbolo, apareciendo en su lugar olivino, y las dos zonas de los piroxenos son de composición augítica.

Esta variación mineralógica puede explicarse si se admite que en la cámara magmática existían al comenzar la cristalización dos sectores con diferente presión de volátiles. En el sector con mayor presión cristalizaron la augita sódica y la kaersutita, mientras que en el sector con menor presión cristalizaron la augita y el olivino.

Posteriormente, coincidiendo quizás con la apertura del conducto emisivo, tuvo lugar un descenso en la presión de volátiles, después de la cual se completó la cristalización de los piroxenos, apareciendo las zonas ligeramente titanadas y comenzó la resorción y oxidación de los anfíboles.

Los datos obtenidos permiten confirmar la influencia en los magmas basálticos alcalinos de las condiciones de cristalización (especialmente la presión de volátiles) sobre la composición de los clinopiroxenos.—L. de A.

La edición resulta cuidada y agradable y nos ha sor-



M. MUÑOZ, J. SAGREDO y A. AFONSO: *Mafic and ultramafic inclusions in the eruption of Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands)*. Estudios Geológicos, volumen Teneguía, págs. 65-74, diciembre 1974.

Entre los productos emitidos por el volcán Teneguía se han encontrado numerosas inclusiones de rocas maficas y ultramáficas, objeto del trabajo comentado.

Dentro del conjunto de inclusiones han establecido tres tipos petrográficos: peridotitas, gabros y rocas con anfíbolo. Del estudio petrográfico de cada grupo deducen que peridotitas y gabros son verdaderos xenolitos de origen profundo, mientras que las rocas con anfíbolo se consideran como acumulados coomagmáticos del basalto englobante.—L. de A.

A. HERNÁNDEZ-PACHECO: *Sobre el significado de las rocas granudas gabroides de los complejos basales de las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera (archipiélago canario)*. Estudios Geológicos, vol. XXIX, páginas 549-557, diciembre 1973.

Estudia en este trabajo el problema del significado geológico de las rocas granudas gabroides de los complejos basales de tres de las islas del archipiélago canario: Fuerteventura, La Palma y La Gomera. Revisa las hipótesis y conclusiones contradictorias existentes en la bibliografía, y discute los aspectos de yacimiento, relaciones de las mismas con los complejos filonianos, petrología y geoquímica, datos de edad absoluta, y establece las siguientes conclusiones:

Las rocas granudas gabroides no pueden considerarse en ninguna de las tres islas como pertenecientes a un substrato antiguo de fondo oceánico, no ya común a todo el archipiélago, ni siquiera de cada isla. Representan, por el contrario, múltiples intrusiones intra y subvolcánicas de magmas análogos a los que originaron el vulcanismo cenozoico subáreo de cada isla. En ellas estarían representadas tanto facies profundas de los complejos filonianos como pequeños apófisis plutónicos y hasta posiblemente verdaderos restos de raíces o cámaras magmáticas de edificios volcánicos, ya destruidos por la erosión.

En el emplazamiento de estas rocas han actuado todo tipo de mecanismos intrusivos, así como procesos de cristalización y transformaciones metasomáticas.

En lo que respecta a su significado geotectónico, estas intrusiones representan fenómenos magmáticos de edad terciaria, conectados tanto con la tectónica local atlántica en el ámbito del archipiélago como con las dislocaciones tectónicas originadas por el plegamiento alpino, que afectó al vecino zócalo continental africano.—L. de A.

E. IBARROLA: *Temporal modification of the basaltic materials from 1971 eruption of the Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands)*. Estudios Geológicos, volumen Teneguía, págs. 49-58, diciembre 1974.

Estudia la variación geoquímica de los materiales basálticos del Teneguía, relacionándola con su sucesión eruptiva y deduciéndolo su posible derivación petrogenética.

A la variación mineralógico-petrográfica que separa los basaltos en dos grupos, piroxénico-olivínicos y piroxénico-anfíbólicos, respectivamente, corresponde una variación química muy clara. Ambos tipos se suceden temporalmente en la erupción, sin que existan entre ellos términos intermedios. El grupo anfíbólico presenta un mayor grado de evolución, mientras que el grupo olivínico corresponde a magmas poco fraccionados o primarios. En ambos grupos existen por separado, dentro de límites estrechos, tendencias de diferenciación normales.

Para explicar la composición y la inmiscibilidad de los fundidos, la autora elabora una hipótesis petrogenética con fraccionación del magma en una cámara moderadamente profunda y posible asimilación de material traquítico-fonolítico en las zonas superiores con creación de una fase más viscosa inmiscible. Esta fase extruye, en primer lugar (basaltos anfíbólicos de coladas en bloques), seguida, en los últimos días, de erupción, por la salida de material más fluido del fondo de la cámara (basaltos olivínicos de coladas tipos "aa").—L. de A.

A. AFONSO, A. APARICIO, A. HERNÁNDEZ - PACHECO y E. R. BADIOLA: *Morphology evolution of Teneguía volcano area*. Estudios Geológicos, vol. Teneguía, págs. 19-26, diciembre 1974.

A partir de una serie de mapas y esquemas realizados durante la erupción del volcán Teneguía, han seguido la evolución del área eruptiva. Estiman los volúmenes de materiales sólidos emitidos, extensión ganada al mar por las lavas y crecimiento de los distintos centros de emisión.—L. de A.

F. ANGUITA VIRELLA y A. APARICIO YAGÜE: *Aglomerados tipo "Roque Nublo", en la isla de La Palma*. Estudios Geológicos, vol. XXIX, págs. 335-342, agosto 1973, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (España).

Estudian los problemas geoquímicos y volcanológicos planteados por un aglomerado volcánico que forma un pequeño afloramiento en la zona Nordeste de la isla de La Palma, en el archipiélago canario.

Las características macroscópicas (matriz casi isótropa con minerales hidratados, íntimamente soldada a cantos subangulosos y heterométricos, que forman hasta el 75 por

100 de la roca) corresponden a las del llamado "Agglomerado Roque Nublo", de la isla de Gran Canaria, por lo que habrían sido depositados, como aquél, en la erupción (de tipo ignimbítico) de un magma muy viscoso y a presión alta. Algunas zonas del agglomerado de La Palma presentan una marcada estratificación (a veces con fuertes buzamientos), acompañada de una cierta selección de los cantos. Apuntan la hipótesis de que esta última variedad de aglomerados corresponde a fases magnéticas más pobres en volátiles, en las que el transporte (tan sólo gravitacional) fuese más lento, permitiendo el desarrollo de estas características sedimentarias. Defienden la teoría de que el agglomerado, con la composición aproximada de una nefelinita olivínica es co-magnético con las series basálticas infrayacentes, de las cuales procede, a través de la cristalización y separación de ortopiroxeno y granate a presión alta.

Las dispares composiciones de los aglomerados tipo Roque Nublo de La Palma y Gran Canaria les llevan a pensar que este tipo de emisiones está controlado principalmente por las condiciones físicas del magma antes de la erupción.—L. de A.

A. SAN MARTÍN ARRIBAS y F. ORTÍ CABO: *Procesos porfioblasticos en yesos*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Vol. XXVIII, 1973, pág. 15-44.

Se trata de una contribución al conocimiento de los procesos de porfioblastesis desarrollados en los depósitos de yeso secundario. La imposibilidad de separar el estudio de tales procesos del contexto sedimentológico y petrológico general de las rocas de yeso-anhídrita les ha llevado a presentar a lo largo de las partes primera y segunda del trabajo una síntesis sobre las ideas existentes en lo que respecta a este campo de la Petrología sedimentaria. Con fines didáctico, dicha síntesis la van exponiendo enmarcada dentro del estudio del ciclo geológico experimentado por el sulfato cálcico en la naturaleza. Dentro de este ciclo han distinguido tres fases generales: una primera o sedimentaria, una segunda o de anhidritización, y una tercera o de yesificación. Exponen ejemplos de porfioblastesis ofrecidos por los yesos secundarios del Triásico del Levante español y acompañan una colección fotográfica, recopilada con ocasión de la realización de la Tesis doctoral de uno de los autores. Dan una lista bibliográfica.—L. de A.

ALBERTO PERMANIER y MATEO ESTEBAN: *El Arrecife Mioceno de Sant Peu d'Ordal (provincia de Barcelona)*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Universidad de Barcelona. Vol. XXVIII, 1973, pág. 45-72.

Describen las características en detalle de este afloramiento para demostrar la presencia de las diferentes fun-

ciones arrecifales. Los procesos de construcción, aglutinación, sedimentación y destrucción están lo suficientemente bien caracterizados como para permitir la definición de una actividad arrecifal intensa. Deducen que el arrecife de Sant Pau es del tipo "path-reef". La actividad biológica es el principal factor destructivo y la actividad arrecifal fue detenida por emersión. Señalan algunas similaridades con los modelos arrecifales del Caribe, especialmente con los "patch-reef" de Florida Keys. Un problema pendiente es la ausencia de algas calcáreas pertenecientes a otro grupo que no sea el de las Coralináceas.—L. de A.

PETROGRAFIA

F. FERNÁNDEZ SANTÍN, F. HERNÁN REGUERA, L. F. NAVARRO FALCONES y D. PLIEGO DONES: *Petrographic study of basaltic materials emitted by Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands, October 27th-November 19th, 1971)*. Estudios Geológicos, vol. Teneguía, págs. 27-33, diciembre 1974.

El estudio petrográfico de los materiales emitidos por el volcán Teneguía pone de manifiesto la existencia de dos tipos de materiales basálticos: basaltos piroxénico-anfibólicos y basaltos piroxénico-olivínicos correspondientes a los dos principales períodos de actividad del volcán: del 27 de octubre al 12 de noviembre y del 13 de noviembre al final de la erupción.

Esta variación mineralógica se debe, probablemente, según los autores, a la pérdida de gases y, por tanto, de presión de vapor en la cámara magmática en el curso de la actividad. La disminución del valor de la porosidad es también consecuencia de la pérdida de gases con el tiempo.—L. de A.

MINERALOGIA

J. FOLCH GIRONA: *Variaciones de color en los minerales*. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona. Tercera época, núm. 774, vol. XLII, número 11, 1974.

Mencionan algunos de los múltiples y sugestivos aspectos presentados por el color de los minerales vistos a la luz diurna.

Como objetivo primordial, trata de las variaciones que la luz, el calor y otras radiaciones ejercen sobre el color de unos cuantos minerales. Basándose en lo antedicho,

trata de la mercantilización de diversos procedimientos para variar o mejorar el color de los diamantes y de otras gemas.

ANALISIS MINERALES

G. BAUDIN: *BIBLIOGRAFIA. Análisis mineral. Application du laser en analyses spectrocrimique minérale élémentaire*. SPECTRA 2000. núm. 11, págs. 27-28, sept. oct. 1974.

Considera la aplicación del laser a la espectroscopia con tres tipos de orientaciones.

1.º Utilización del laser potente para el análisis de materiales refractarios como vidrios y cemento por espectroscopia de emisión.

2.º Aplicación a las microondas con excitación intermedia y detección por espectroscopia de emisión óptica. Este método concierne al aspecto cualitativo y cuantitativo. Da algunos ejemplos de análisis cualitativo de inclusiones en metales así como de análisis cuantitativo de elementos en las soldaduras.

3.º La misma emisión en la microonda asociada con una detección por espectrografía de masas con chispa.—L. de A.

GEOLOGIA

M. ESTEBAN CERDÁ y P. F. SANTANACH PRAT: *Deslizamientos gravitacionales y olistostromas miocenos en el bajo Gaiá y Campo de Tarragona*. Acta Geológica Hispana (C. S. I. C.), año IX, núm. 4, págs. 117-126.

Con la iniciación de la transgresión miocena se producen varios olistostromas de materiales mesozoicos, debido a los basculamientos relacionados con la formación de la depresión prelitoral. Analizan y demuestran la naturaleza gravitacional de estos procesos, netamente separados en el tiempo de la fase de tectónica comprensiva. Los olistostromas y materiales asociados presentan una brechación muy característica, con calcitización y microsparitización, que indican un largo período de exposición subaérea. Atendiendo a sus características litológicas y posicionales, en estos depósitos establecen la zonación siguiente: núcleo, frente de transición y parte posterior. Consideran el posible mecanismo de desplazamiento.—L. de A.

ESTRATIGRAFIA

F. GAUTIER, E. MOISSENET y P. VIALLARD: *Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du fossé néogène de Teruel (Chaine Ibérique, Espagne)*. Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, núm. 77, septiembre-octubre 1972, Sciences de la Terre, 16, pág. 179 a 208.

La cuenca terciaria de Teruel, estudiada por la primera vez en su conjunto, presenta una sucesión de varias formaciones dentríticas, yesíferas y calcáreas, datadas por yacimientos de vertebrados del Vindobonense, del Vallesiense y del Turolense, y caracterizados por cambios importantes de facies y espesores. Estos terrenos corresponden al relleno continental de una larga gotera tectónica, orientada NNE-SSW, nacida antes del Vindobonense superior de un primer hundimiento de las capas mesozoicas, más acentuado en el borde oriental. Sus deformaciones (fallas, ondulaciones, basculamientos) resultan principalmente de un segundo hundimiento, debido a una nueva activación de los accidentes del borde oriental, después del Pontiense y antes del Plioceno superior. La cuenca de Teruel presenta, desde Alfambra hasta Ademuz, el carácter de fosa tectónica muy disimétrica, distinta de la depresión del Jiloca. Con relación a los bordes terciarios de la Cordillera Ibérica, se individualiza claramente a la vez por la edad miocénica de sus terrenos inferiores, por su evolución y estilo estructural, unidos a movimientos verticales mioceños y postmioceños, y por su orientación transversal, esta fracturación miopilocena NNE-SSW es muy clara en toda la parte mediterránea de la cordillera.—L. de A.

PALEONTOLOGIA

F. GAUTIER y E. HEINTZ: *Le gisement villafranchien de La Puebla de Valverde (Province de Teruel, Espagne)*. Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, tercera serie, núm. 228, mayo-junio 1974, págs. 113 a 118.

Los niveles superiores del complejo continental cenozoico (Mioceno inferior, Pontiense, Cuaternario) que, en la región oriental de la Cordillera Ibérica, llena el fondo de la depresión de Sarrión, entre los macizos mesozoicos de Javalambre y de Peñarroya, encierran, cerca de La Puebla de Valverde, un horizonte fosilífero que ha entregado una importante fauna de mamíferos (3.400 especímenes, representando 238 individuos, repartidos en 19 especies). Menos rica, pero semejante a las de los yacimientos de Europa occidental, esta fauna es de edad villafranquense medio. Su composición específica y la abundancia de los géneros Equus y Gazella implican un paisaje abierto y un clima seco. La estructura de la pobla-

ción de Gazella sugiere la existencia de estaciones muy diferenciadas y una extinción catastrófica de la fauna. Varias observaciones atestiguan un grado alto de sequedad sobre el área geográfico restringido, en donde se ha formado el yacimiento. El conjunto de los datos geológicos, tafonómicos y faunísticos permite encuadrar las grandes líneas de la formación del yacimiento: muerte numerosa y rápida de los animales alrededor de un abrevadero natural agotado por una sequedad excepcional, breve estancia al aire libre de los despojos, transporte corto por arroyos seguidos de tormentas y disociación dentro de los materiales detriticos acarreados, concentración y acumulación de los restos huesos sobre el lugar actual del yacimiento.—L. de A.

ANTONIO BARNOLAS CORTINAS: *Dromilites vicensis n. sp., nuevo Branquiuro del Eoceno marino de Cataluña*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Universidad de Barcelona. Vol. XXVIII, 1973, pág. 514.

Describe una especie nueva de decápodo a base de numerosos ejemplares procedentes, en su totalidad, de las denominadas "Margas de Banyoles" entre las poblaciones de Vic y Gerona. Son esta nueva especie se enriquece la biocenosis carcinica de Sarriá de Ter. Cita nuevas localidades y se complementa el área de distribución de esta asociación faunística.—L. DE A.

HIDROLOGIA

P. DUBREUIL: *Initiation a l'Analyse Hidrologique (dix exercices suivis des corrigés)*. Masson 7 Cie., Editeurs 120 Bd. Saint-Germain, París, VI e., 1974, 216 págs.

El autor, profesor de Hidrología de la Universidad de París y de la Escuela Nacional de Ingeniería Rural, Aguas y Bosques, de Toulouse, ha pretendido escribir una obra que hiciese accesible a ingenieros y técnicos la utilización de la estadística en sus aplicaciones al análisis hidrológico.

La obra trata de 10 temas, cada uno de los cuales está actualizado, e indica los métodos prácticos y consejos para

su resolución. La exposición es completa y detallada lo suficiente, para su comprensión fácil.

El criterio de selección de los temas lo fue desde el punto de vista de su mayor utilización. Los diversos tipos de instalaciones hidráulicas exigen para su realización una contribución hidrológica en el estudio de los proyectos. Esta contribución es bastante variada, según las condiciones climáticas y la naturaleza del problema tratado; la mayor parte de las veces consiste en un análisis de las cantidades de agua disponible, sea de los fenómenos extremos de manifestaciones de regímenes hidrológicos, las crecidas o los estiajes. El planteamiento de los temas es progresivo, de las circunstancias más simples a las de mayor complicación.

Después de la introducción se desarrollan los diez temas siguientes:

1. Control de calidad de los datos pluviométricos.
2. Homogenización de los datos pluviométricos.
3. Maximización de la información de caudales, con modelos probabilísticos.
4. Análisis estadístico de los caudales anuales (ley normal).
5. Análisis estadístico de caudales anuales y mensuales (ley de Galton).
6. Análisis estadístico de caudales extremos (ley de Pearson 111 y de Gukmbel).
7. Análisis de caudales por modelo global (hidrograma unitario).
8. Reconstitución de crecidas complejas con la ayuda de hidrograma unitario.
9. Predeterminación de crecidas excepcionales de cuencas pequeñas vertientes.
10. El aspecto cuantitativo del estudio físico y morfométrico de una cuenca vertiente.

Dispone esta publicación de varias tablas, reproducidas como anexo, con el fin de resolver los diversos temas, sin necesidad de recurrir a otras obras.

Finaliza la obra con un índice alfabético de materias.—L. de A.

IBERICA DE SONDEOS, S. A.

Al servicio de la Perforación desde 1954

Le resuelve cualquier problema de perforación.

SONDEOS:

PARA MINERIA.
PARA ALUMBRAMIENTO DE AGUA.
ESTRATIGRAFICOS.
PARA EVACUACION DE AGUAS RESIDUALES.
ESPECIALES.

- Personal altamente experimentado.
- Profundidades superiores a 2.000 m.
- Sondeos de gran diámetro.
- Wireline y sistemas especiales para recuperación de testigo.
- Medición de inclinación orientada.
- RotoperCUSIÓN a alta presión.
- Lodos especiales.
- Acidificaciones.
- Cementaciones.
- Desarrollo de acuíferos.
- Filtros adecuados a cada sondeo.
- Sondeos de investigación de 0° a 360°.
- Perforación con aire comprimido.
- Técnicas especiales, etc., etc.

LEGAZPI, 11. MADRID-10
TELE. 101.12.01
AEROPUERTO.

DELEGACIONES EN:
LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
EL AAIUN (Sahara)



- * SONDEOS DE RECONOCIMIENTO
- * SONDEOS MINFROS
- * CAPTACION DE AGUAS
- * INYECCIONES
- * PROGRAMAS DE CALCULO
- * RECALCES
- * ANCLAJES
- * LABORATORIO DE GEOTECNIA
- * INFORMES Y ASESORIA SOBRE MECANICA DE LOS SUELOS Y LAS ROCAS
- * PANTALLAS CONTINUAS
- * TABLESTACADOS
- * PILOTES EXCAVADOS
- * ZAPILOTES
- * MICROPILOTES
- * PILOTES HERKULES
- * PILOTES PRETENSADOS
- * GUNITADOS
- * PANTALANES Y OBRAS MARITIMAS ESPECIALES



CENTRAL TERMICA DE ALGECIRAS. Compañía Sevillana de Electricidad. Cimentación del 2.º Grupo mediante pantalla continua y pilotes planos de 80 cm. de espesor y profundidad 25 mts. Medición total ejecutada: 5.924 m².

KRONSA

OFICINAS CENTRALES

MADRID-20
Comandante Zorita, 2 - 4º
Telefs. 2549400 y 2531900
Edificio ATYKA
Telex: AGREC - 23332
Teleg. KRONSINTER

DELEGACIONES

BARCELONA - 6
Balmes, 152, 3º, 5ª
Telefs. 2180500 y 2180508

BILBAO - 11
Ercilla, 24, 4º
Telefs. 237366 y 237107

REPRESENTACIONES: Sevilla, Cádiz, Huelva, Málaga, La Coruña, Oviedo, San Sebastián
Cartagena, Valencia, Tarragona, Alicante