

Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

**boletín**

**geológico**

**y minero**

VOLUMEN 100

Enero - Febrero 1989

NUMERO 1



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 - 0176

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R. D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Volumen 100  
Número 1  
Enero - Febrero 1989

2671/541

# Boletín Geológico y Minero

revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

## SUMARIO

<b>Geología</b>	J. M. GALERA FERNÁNDEZ y D. BARETTINO FRAILE: El Paleozoico Prehercínico de la cabecera del río Aragón-Subordán (Provincia de Huesca) ... ..	3
	J. PADIAL OJEDA y A. RUIZ BUSTOS: Nueva especie en el Mioceno Superior de la Depresión de Granada: <i>Valerymys juniensis</i> nov. sp. ... ..	13
	I. RÁBANO: El género <i>Uralichas</i> Delgado, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica ... ..	21
	J. C. GONZALO: Litoestratigrafía y tectónica del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central) ... ..	48
	C. SANZ DE GALDEANO: Las fallas de desgarre del borde Sur de la cuenca de Sorbas-Tabernas (norte de Sierra Alhamilla, Almería, Cordilleras Béticas) ... ..	73
<b>Minería</b>	F. GONZÁLEZ, C. PESQUERA, I. BENITO, S. MENDIOROZ y J. A. PAJARES: Caracterización estructural y textural de una palygorskita de Sacramenia, Segovia ... ..	86
	F. J. GARCÍA FRUTOS e I. RANZ BUQUERIN: Problemas mineralúrgicos presentados en la recuperación de la casiterita del yacimiento de Oropesa (Zona de óxidos) ... ..	94
<b>Aguas subterráneas</b>	A. NAVARRO: Contaminación y evolución geoquímica del agua subterránea del acuífero aluvial del Valle del Congost (Barcelona) ... ..	111
<b>Estudio de minerales y rocas</b>	C. MORENO y R. SAEZ: Petrología y procedencia de las areniscas del Culm de la parte occidental de la Faja Pirítica Española (Zona Surportuguesa) ... ..	134
<b>Información</b>	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX.—Daniel Francisco de Paula de Cortázar y Larrubia (1844-1927). ... ..	148
	Noticias y Notas bibliográficas ... ..	156

### DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid

Teléfono 441 70 67

### ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid

Teléfono 250 02 03

**INSTITUTO TECNOLÓGICO  
GEOMINERO DE ESPAÑA**

**CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

El Instituto Tecnológico GeoMinero 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 Tecnológico GeoMinero de España.  
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

#### PORTADA

Brecha oligomíctica de carbonatos. Textura localmente granosoportada.  
Formación Carniolas de Cortes de Tajuña Domeño (C. Ibérica)

Foto: J. J. Gómez Fernández

Depósito legal: M. 3.279 - 1958  
ISSN 0366 - 0176  
NIPO 232 - 89 - 002 - 5

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID



## El Paleozoico Prehercínico de la cabecera del río Aragón-Subordán (Provincia de Huesca)

Por J. M. GALERA FERNANDEZ y D. BARETTINO FRAILE (\*)

### RESUMEN

En este trabajo se precisa la cartografía a escala 1:50.000 de los afloramientos más occidentales del Paleozoico de la zona Axial Pirenaica. Se aportan nuevos datos sobre la estratigrafía y la tectónica de dicha área.

Los terrenos más antiguos que afloran tienen una edad a caballo entre el Emsiense y el Eifeliense. Se pone de manifiesto la importante laguna estratigráfica existente anterior al Tournaisiense.

Existe una fase compresiva previa, sin esquistosidad, a la fase principal hercínica de deformación.

### ABSTRACT

In this work we present a map (1:50.000 scale) of the most occidental outcrops of Paleozoic of the Pyrenean Axial zone. New data about the stratigraphy and the tectonic of this area are given.

### 1. INTRODUCCION

En este trabajo nos proponemos presentar una cartografía reciente del extremo occidental de la llamada zona axial del Pirineo español. Constituyen, pues, los afloramientos con Paleozoico prehercínico más occidentales de dicha zona.

El área de estudio ocupa parcialmente las hojas núm. 118 (Zurita) y núm. 144 (Ansó), del mapa topográfico nacional y corresponden a las cabecezas del Aragón-Subordán y del Aragón, si bien este último valle se sitúa a caballo entre la hoja de Ansó y la vecina de Sallent, cuya cartografía ha sido realizada con anterioridad (L. M. Ríos et al., 1987). Agradecemos a L. M. Ríos la atenta lectura y sugerencias al manuscrito de este trabajo.

### 2. ANTECEDENTES

Cronológicamente, los primeros datos sobre el Devoniano de los que se dispone son los que DALLONI (1910) y SCHMIDT (1931) suministran. Am-

bos trabajos dan una serie de datos paleontológicos de gran interés, si bien cierta macrofauna ha perdido parte de su valor cronoestratigráfico.

Fue LLOPIS LLADÓ (1947) el primero en publicar una cartografía completa de la zona del río Aragón. Más tarde, RÍOS (1959, 1960) desplaza hasta estos valles la base de los Campamentos para prácticas de Geología, aportando gran diversidad de datos concretos; así, por ejemplo, es el primer trabajo que detecta la presencia de dos fases tectónicas superpuestas, debido al cabeceo de ejes de pliegues de fase principal.

La última cartografía completa de la zona, de la que se dispone, son los trabajos de los geólogos holandeses de la Universidad de Utrecht, siendo SCHWARZ (1962), en el Aragón Subordán, y VAN DER LINGEN (1960), en el río Aragón, los autores de dichos trabajos. Ambos trabajos son el punto de partida de numerosos artículos que se publican con posterioridad en la zona. Estos dos trabajos están realizados con los mismos criterios, cometiendo, pues, los mismos errores en las atribuciones estratigráficas que realizan.

Más tarde, el siguiente trabajo que aporta datos sobre el área de estudio es la tesis de MIROUSE

(\*) Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

(1966) y sus estudios previos en los vecinos valles de Ossau y Aspe (MIROUSE, 1960).

MARKS y WENSICK (1970) publican un estudio sobre el tránsito Devoniano-Carbonífero, basado en conodontos, donde corrigen las erróneas atribuciones de VAN DER LINGEN, asignando una edad carbonífera a las calizas del río Aragón.

MULLER y ROGER (1977) presentan un estudio estructural regional, poniendo de manifiesto la existencia de dos fases hercínicas y encuadrando la tectónica en la dinámica de cabalgamientos pirenaicos (Unidad de Gavarnie, con relación al País Vasco-Bearn subyacente).

JOSEPH et al. (1980) efectúan tres cortes al otro lado de la frontera en la zona del Aragón-Subordán, aportando numerosos datos paleontológicos, principalmente en base a braquiópodos y conodontos, datando los edificios arrecifales del Devoniano Medio y las series detríticas suprayacentes.

WATERLOT y CHARLET (1983) corrigen la cartografía de VAN DER LINGEN, manteniendo las pizarras en el Devoniano Inferior.

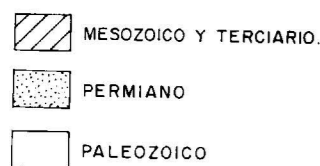
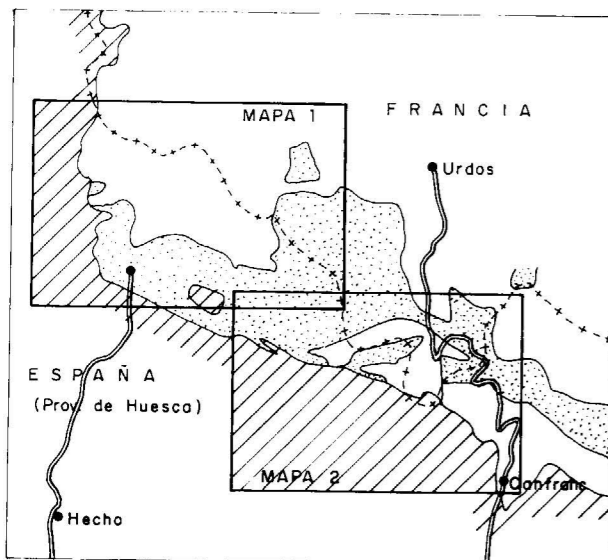


Figura 1.—Mapa de situación.

Con estos datos, GALERA (1984) realiza un estudio sobre la cabecera del río Aragón aportando la cartografía más reciente de la que se dispone, y confirmando la presencia de un detritismo en el Devoniano Medio, asignando una edad carbonífera a numerosos afloramientos de calizas, y poniendo de manifiesto la existencia de una importante laguna estratigráfica en el techo del Devoniano.

Tres trabajos más recientes de los que se dispone son los de JOSEPH et al. (1984), BIXEL et al. (1985) y BICHOT (1986). El primero de ellos realiza dos cortes estratigráficos de gran precisión en las calizas arrecifales del Tobazo, datándolas en base a conodontos y a fauna arrecifal. El trabajo de BIXEL et al. presenta una excelente cartografía de detalle (escala 1:25.000) que ocupa la zona más oriental de este área y sobre todo la vecina zona del río Gállego. El tercer trabajo señalado recoge un detallado estudio estructural de la zona de Astanés y del Somport, estableciendo diversas correlaciones con áreas de la Europa occidental y de Canadá.

Por último, RÍOS, L. M., et al. (1987) realizan la hoja del Magna núm. 145, Sallent, y GALERA (1987) publica una síntesis sobre el Devoniano del Pirineo Central español.

### 3. ESTRATIGRAFIA

Los terrenos prehercínicos aflorantes comprenden desde un Devoniano Medio hasta el Namuro-Westfaliense en facies culm.

Vamos a describir a continuación las distintas formaciones que se han distinguido en la cartografía.

#### 3.1. Formación $D_{3-4}^a$

En la vertiente española nos la encontramos de O a E en la margen derecha del barranco de Acherito, al O de Ibón de Astanés, y sobre todo en diversos afloramientos del río Aragón, a ambos lados del sinclinal de Canfranc Estación, en el barranco de Rioseta, en la confluencia de la Canal Roya con el río Aragón, al N del Coll de Ladrones, y en el núcleo de un anticlinal de primera fase en la Canal de Izas.

Es una facies muy característica. Consiste en pi-

zarras más o menos arenosas, con pasadas muy finas (cm-mm) de areniscas. Son frecuentes las estructuras amigdaloides con pseudonódulos. Localmente aparecen pasadas calcáreo-arenosas decimétricas intercaladas en la serie, que contienen numerosa macrofauna, especialmente tabulados y tetracoralarios, existiendo además braquiópodos. Es frecuente la presencia de pirita.

Se ha realizado un corte a lo largo del río Aragón, al N del Fuerte de Coll de Ladrones (fig. 2).

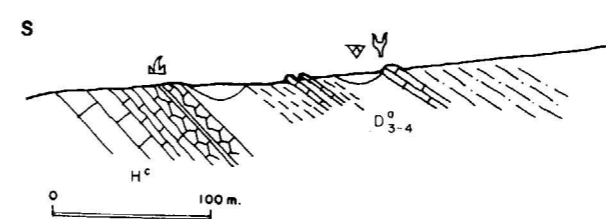


Figura 2.—Corte del río Aragón.

La potencia es difícil de estimar, debido a causas tectónicas, pero se le ha asignado una potencia de 150 a 200 m.

Tanto SCHWARZ como VAN DER LINGEN, siguiendo a SCHMIDT (1931) las incorporan al Devoniano Inferior (Cobleciense), en base a abundante fauna que encuentran.

A estas muestras de macrofauna hay que añadir las encontradas por GALERA (1984):

- Central de Ip. (Sur de Canfranc-Estación).
- *Cyathocrinites*, sp.
- *Chonetes*, sp.
- Flanco N del sinclinal de Canfranc.
- *Fenestella*, sp.
- *Pygidium de trilobites*
- *Cyrtospirifer*, sp.
- *Praewaagenaconcha*, sp.
- Confluencia del río Aragón con la Canal Roya.
- *Poteriocrinites*
- *Crinoideos*
- *Fenestella*, sp.
- Braquiópodos inclasificables

cuya edad probable sea el Devoniano Medio a Su-

perior (determinaciones de H. MANSILLA, Cát. de Paleontología de la E. T. S. I. M. M.).

La más probable, y por correlación con facies análogas en el río Gállego, es que esta formación se sitúe a caballo entre el Devoniano Inferior y Medio.

#### 3.2. Formación $D_{T_4}$

En la vertiente española aparece en dos lugares, que son de O a E, la Arralla de las Foyas y el Monte Tobazo en Candanchú.

Está constituida por calizas arrecifales, la llamada «calcaire à polypiers» de DALLONI.

Se trata de calizas masivas, de pátina clara, a veces con tonalidades gris y/o ocre, microcristalinas, gris oscuro en fractura. Presentan niveles silíceos y niveles más arcillosos de calcoesquistos (5-10 m.). Existen nódulos de limonita de hasta 2 cm. de diámetro, que a veces han sido alterados, presentando la caliza unas vacuolas. Localmente se encuentran brechas intraformacionales.

Estas facies contienen una fauna variada y muy abundante, en particular de pólipos (a veces silicificados), existiendo rugosos, tabulados y sobre todo stromatoporos, que constituyen biostromas de hasta 3 m. También existen biohermos de corales de hasta 100 m. de desarrollo lateral, y 20 m. de espesor, presentando material arcilloso que separa los biostromas.

BRESSON (1903) ya señala una edad Eifeliense y Givetiense para estas calizas con pólipos en Francia. En la vertiente española fue DALLONI (1910) el primero en datar estas calizas, atribuyéndolas al Eifeliense. Más tarde SCHMIDT (1931) encuentra fauna que pudiera incluirse incluso el Devoniano Superior. SCHWARZ (1962) en la Arralla de las Foyas y VAN DER LINGEN (1960) en el Tobazo, persisten en esta atribución, asignando unas potencias de 350 y de 200 a 370 m., respectivamente.

Más tarde MIROUSE (1966) descubre fauna del Givetiense, e incluso de la parte más inferior del Frasnense en las calizas del Pico Billare (Lescún), donde las asigna una potencia de 150 a 400 m. También estudia estas mismas facies en Peygeret. JOSEPH y TSIEN (1975) estudian con detalle la fauna de corolarios en el Pico de Estrémere, describiendo una fauna del Givetiense Inferior.

JOSEPH et al. (1980) realizan tres cortes en el valle de Lazerque, Pico Pourtet y Plateau de Cambouet donde estudian con macrofauna y conodontos estas calizas y formaciones más altas en la serie. Atribuyen una edad desde Eifeliense Medio y Superior a Givetiense Superior, y espesores de hasta 500 m.

El trabajo más reciente de que se dispone es el de JOSEPH et al. (1984), donde datan por macrofauna y conodontos las calizas arrecifales del Tobazo como Givetiense a Frasnense Inferior, y estudian la macrofauna, que indica un carácter de plataforma arrecifal relativamente abrigada.

Así pues, en síntesis, es importante señalar la extensión lateral de esta formación en Francia, donde alcanza potencias de hasta 500 m., existiendo en cuanto a su edad bastante acuerdo, pudiendo ir desde el Eifeliense Medio en los términos basales (donde aparezcan) hasta el Frasnense Inferior en el techo. Más hacia el Este persiste por el Portalé y en el río Gállego con las calizas de la Peña Foratata.

### 3.3. Formación $D_5^a$

Se trata de una serie eminentemente terrígena, compuesta por una alternancia de pizarras y areniscas con una ritmicidad que varía de 1 cm. a 1 dm.

Las pizarras suelen ser micáceas, grises, aunque a veces son verdosas o negras, y admiten intercalaciones centimétricas de calizas ocreas. Las areniscas alternantes suelen ser ferruginosas, a veces microconglomeráticas, siendo más o menos calcáreas y de pátina amarillenta. Son relativamente frecuentes estratificaciones cruzadas tipo «climbing ripple».

Esta serie fue denominada como de Ferreturas por WENSICK (1962), y es equivalente a la serie del Pic Lariste de MIROUSE (1962). Este autor cita en dicho pico fauna del Frasnense.

Esto está de acuerdo con JOSEPH et al. (1980), que atribuyen este complejo terrígeno en su totalidad al Frasnense.

En el área cartografiada esta formación aflora, tan sólo, en la cresta fronteriza en la zona del Puerto del Palo, en el valle del Aragón-Subordán, hasta el Pic Lariste, al otro lado de la frontera francesa.

### 3.4. Formación $H^c$

Encima de la serie devónica aparecen transgresivas las calizas basales del Carbonífero, bien estudiadas por MARKS y WENSICK (1970), que las atribuyeron por primera vez enteramente al Carbonífero, error que se venía arrastrando en todos los trabajos anteriores (SCHWARZ, 1962, y VAN DER LINGEN, 1960). Más tarde, GALERA (1984) estudia con detalle esta serie carbonatada en el valle del Aragón. Por último, JOSEPH et al. (1984) realizan dos cortes muy precisos en el monte Tobazo.

Es importante señalar que existe una importante laguna estratigráfica en la base de esta formación, que hace que falte serie devoniana, e incluso parte del Tournaisiense. De hecho, tan sólo existen de 5 a 10 m. de caliza griotta del Tournaisiense, que se apoya según la zona directamente encima de cada una de las formaciones devónicas definidas anteriormente, faltando en todo el área de estudio las calizas griottas del Fameniense que aparecen más al N en la zona de Lescún, en Francia (MIROUSE, 1966) y más al E en la zona de Las Ferreturas en España (GALERA, 1987).

Estas calizas están constituidas por tres tramos bien diferenciados. Comienzan con un tramo de unos 10 a 60 m. de caliza (wackstones) de facies griotta, de pátina clara beige amarillenta, a veces con tonos rosáceos y verdosos, gris clara en fractura. Existen cefalópodos, globochaetes y crinoides muy abundantes, además de conodontos, que permiten su datación. Así (MARKS y WENSICK, 1970; JOSEPH et al., 1980 y JOSEPH et al., 1984) en la base, la edad es Tournaisiense Superior, siendo el techo Viseense Medio-Superior.

Intercaladas en este tramo aparecen, en algunas áreas, niveles centimétricos de liditas negras o blancas. Nosotros las hemos detectado en la zona del ibón de Astanés y en el valle del Aragón. Estas liditas se sitúan aproximadamente en el límite entre el Tournaisiense y el Viseense.

A continuación aparece un tramo de calizas grises más micríticas, cuya potencia varía entre 20 y 200 m. Esta caliza es gris oscura, tanto en pátina como en fractura, tableada (dm) y presenta laminación paralela. Estas calizas se hacen más masivas hacia techo, llegando a presentar bancos métricos.

Por último, en la zona de Astanés y sobre todo en el río Aragón, existen hacia el techo brechas

intraformacionales que anuncian unas condiciones de movilidad en el medio sedimentario y cuya edad sube en el Namuriense.

No todos estos términos están siempre presentes, como se aprecia en las figuras 3 y 4, y a veces el techo de la caliza negra es de edad Viseense.

En la zona del valle de Izas, más al E, en la hoja de Sallent, el tránsito a la facies culm se realiza por unos 50 m. de caliza arcillosa que admite gra-

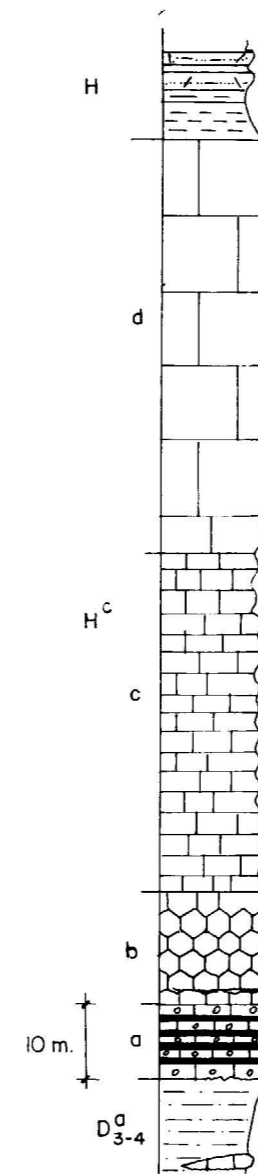


Figura 3.—Columna zona de Acherito.

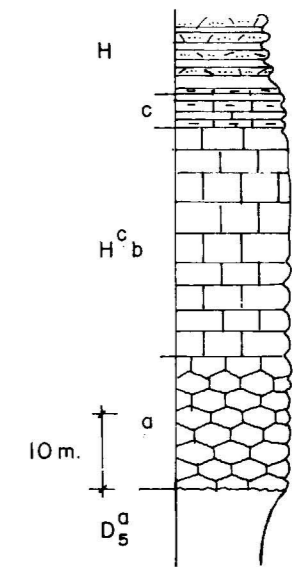


Figura 4.—Columna en Puerto del Palo.

dualmente más pasadas de pizarras calcáreas. Esto también se observa en la zona de la Arralla de las Foyas en el río Aragón-Subordán.

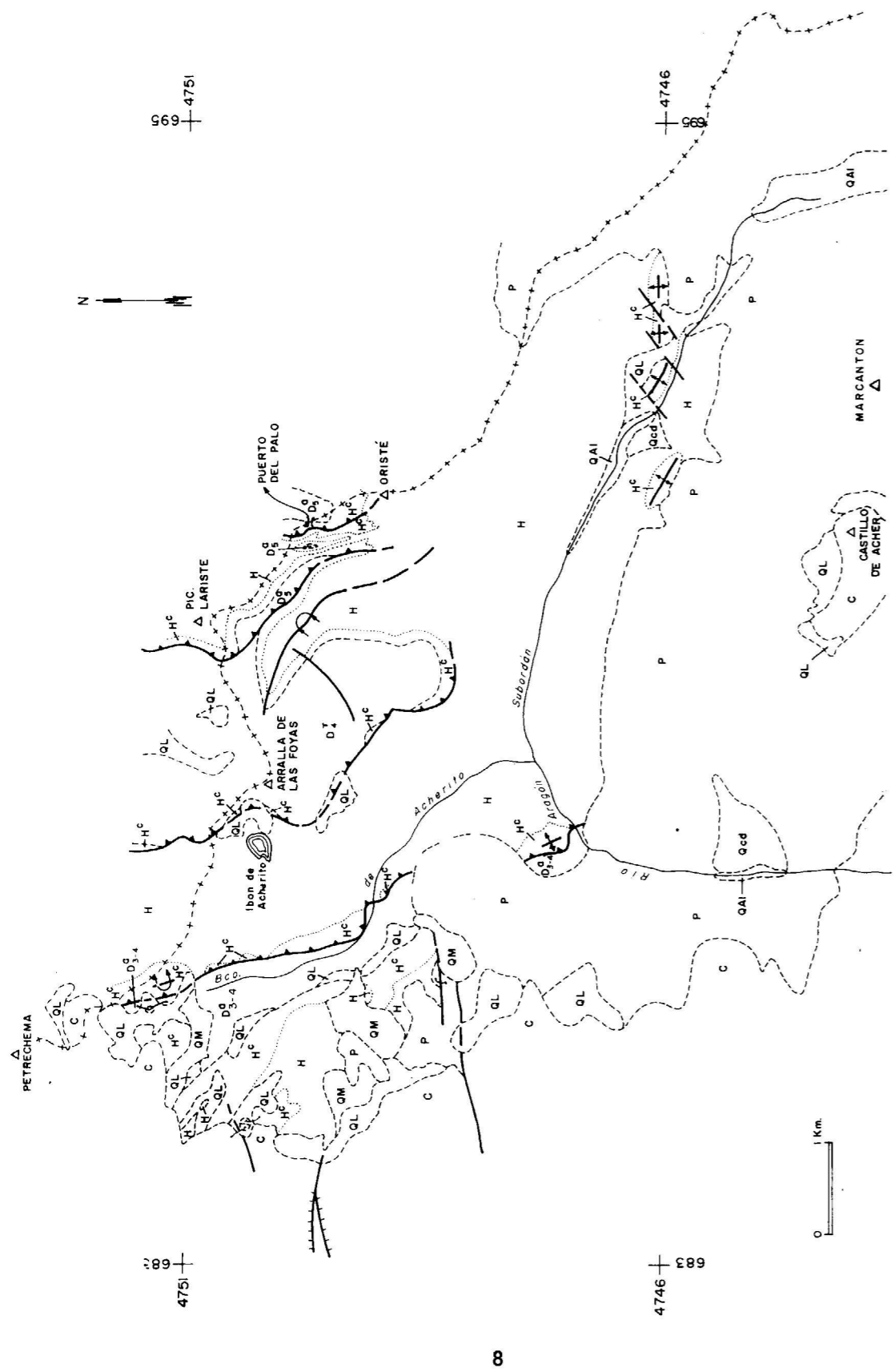
Como se observa, la potencia del conjunto del Carbonífero puede variar desde 30 ó 50 m. en la zona del Tobazo y Arralla de las Foyas, o 150 m. en la zona del barranco de Acherito, hasta 350 m. en la zona de Canfranc (río Aragón).

La edad de esta caliza va desde el Tournaisense Superior en la base hasta el Namuriense Medio en la caliza gris masiva con brechas intraformacionales.

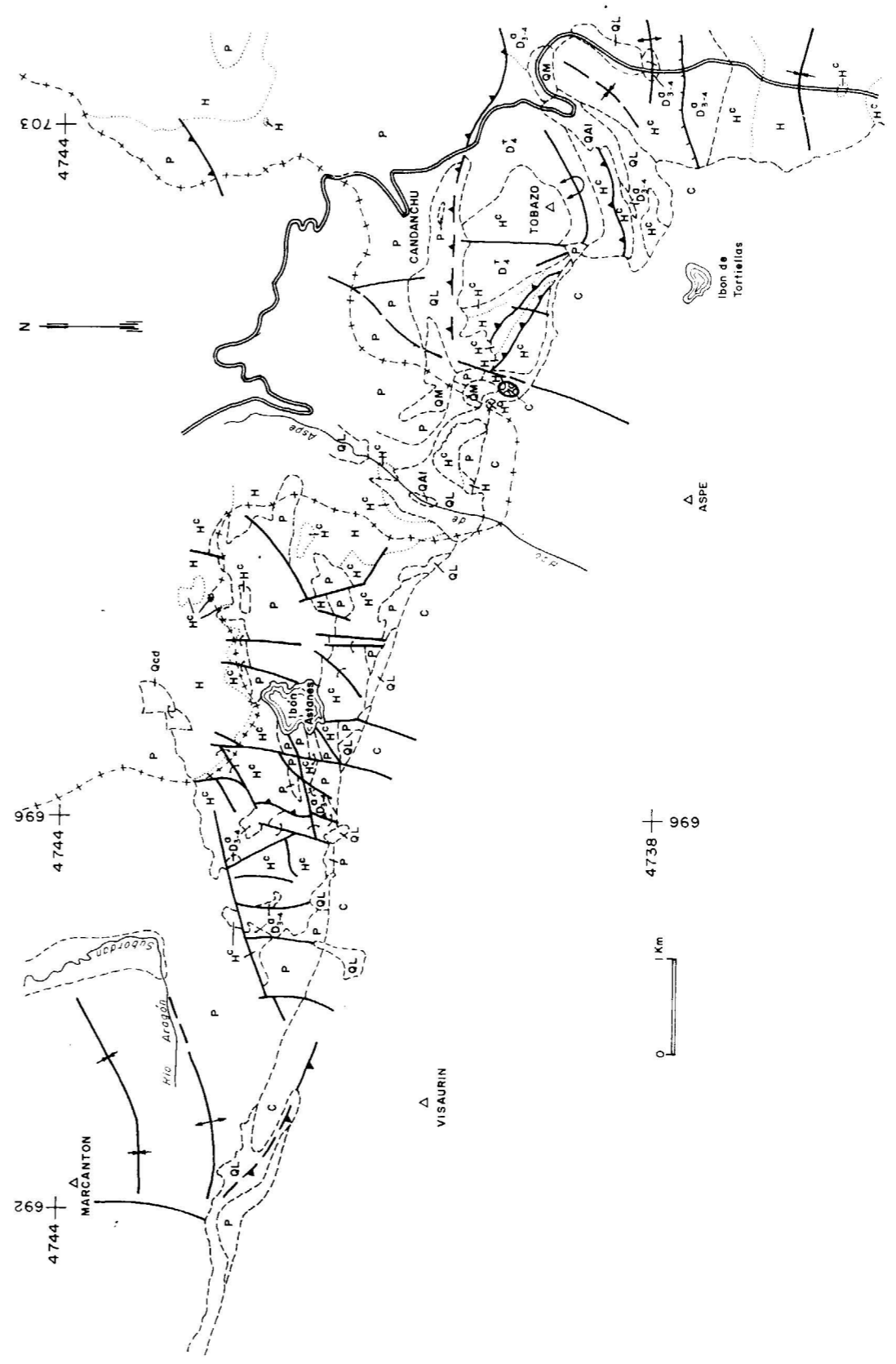
### 3.5. Formación $H$

Por último, a techo de la serie carbonatada anteriormente descrita, aparece la facies culm con pizarras y grauvacas gris oscuras-gris verdosas en una alternancia que varía desde el decímetro hasta 1 ó 2 m. Las pizarras son cloriticas y bastante micáceas. Las grauvacas son arcósicas, grises, muy micáceas, con abundante cuarzo subangular. Existe limonita y elementos blandos lutíticos resedimentados en las grauvacas. A veces estas grauvacas son microconglomeráticas.

La potencia de la formación culm es al menos



MAPA 1



MAPA 2

LEYENDA DE LOS MAPAS 1 Y 2.

Q<sub>l</sub>: Derrubios de ladera.—Q<sub>al</sub>: Aluviones.—Q<sub>m</sub>: Morrena.—C: Cretáceo.—P: Pérmico.—H: Facies culm.—H<sup>c</sup>: Calizas basales del Carbonífero.—D<sub>3</sub>: Serie de Lariste.—D<sub>1</sub>: Calizas del Tobazo.—D<sub>3,4</sub>: Pelitas con microrritmos arenosos.

900 m. (GALERA, 1984), medidos en la canal Roya (afluente del Aragón).

Existe abundante flora (DALLONI, 1910; SCHMIDT, 1931; VAN DER LINGEN, 1960; SCHWARZ, 1962), que indica una edad de Namuriense Medio a Westfaliense Medio (B), situándose la discordancia hercínica entre el Westfaliense B y el Estefaniense Superior. Posteriormente se depositarán las series molásicas rojas posthercínicas del Estefanopermiano (BIXEL et al., 1985; BICHOT, 1986, etc.).

Según BICHOT (1986) existe un episodio volcánico en el Namuriense, bien visible en la pista grande de Candanchú, compuesto de una colada volcánica de 1 m. de espesor entre las calizas de base del Carbonífero y la facies culm. Esta roca volcánica no se puede seguir lateralmente más que varios cientos de metros.

#### 4. TECTONICA

A partir de la cartografía realizada y de los buzamientos tomados se deducen, dentro de los materiales hercínicos, dos direcciones de ejes.

Una de ellas corresponde a una dirección aproximada N-110°-E y otra transversa a la primera con ejes N-S. La fase de dirección N-110°-E es la fase principal, considerada en el Pirineo como fase 2. La esquistosidad  $S_2$  de flujo en las pizarras es secante a las estructuras N-S previas, las cuales no parecen ir acompañadas de esquistosidad.

La sucesión de fases es bien visible en el Canal de Izas, 2 km. al E de la cartografía que se presenta. Allí existe un anticlinal de eje N-15°-E, con capas cuya  $S_0$  es aproximadamente N-S (varía en estereograma entre N-10°-E y N-35°-E, siendo vertical o incluso invertida), pero la esquistosidad observable es la  $S_2$ , es decir la esquistosidad principal (N-110°-E a N-150°-E). Es evidente que esta esquistosidad no puede corresponderse con el plano axial de esta estructura y que corresponde a una fase posterior.

En la zona del río Aragón se ha observado una cierta dispersión en las medidas de la  $S_2$ , desde N-100°-E a N-165°-E, agrupándose no obstante los polos de las medidas en el primer cuadrante del estereograma.

La zona cercana al barranco de Rioseta es una zona compleja cuya interpretación va relacionada

a interferencias entre estas dos fases. El ejemplo más espectacular lo constituye el anticlinal volcado del Tobazo, de fuerte vergencia al S, cuyo plano axial se corresponde con la esquistosidad principal regional, pero cuyo eje, sin embargo, presenta una incurvación desde una dirección N-115°-E en el flanco NO, hasta una dirección N-70°-E en Rioseta. Esto se ha interpretado como que este anticlinal nace torcido sobre una ondulación transversa previa existente.

En cuanto a la deformación alpina, dada la coincidencia en dirección y buzamiento entre la esquistosidad alpina observable en las lutitas rojas del Permiano y la esquistosidad principal hercínica  $S_2$ , es probable que los planos de anisotropía ya existentes, debidos a la deformación hercínica, hayan sido reutilizados en la tectónica alpina.

En resumen, tenemos una fase 1 (fase previa) que no produce esquistosidad, de dirección transversa a la dirección N-110°-E y que se manifiesta de modo esporádico, con ejes que no se corresponden con la esquistosidad  $S_2$  superpuesta a dichas estructuras, ondulaciones previas que obligan a los ejes de fase 2 a formarse torcidos, obteniéndose como resultado en estereograma una dispersión de los ejes de segunda fase y de las lineaciones  $L_2$ , o dentro del plano medio de  $S_2$ .

La fase 2 es la fase principal de deformación hercínica, de dirección aproximada N-110°-E. Esta fase produce esquistosidad de flujo en las pizarras y presión-disolución en las calizas. Asimismo, se manifiesta por un plegamiento intenso con vergencias al Sur, y con un marcado carácter similar.

#### 5. HISTORIA GEOLOGICA

La formación  $D^{a_{3-4}}$  corresponde a un ambiente de deposición sublitoral con mayor o menor aporte de clásticos. En estas condiciones se pueden producir pequeñas construcciones subarrecifales, constituidas por biostromas con abundantes tabulados (*Fenestellas*), que corresponden a los lentejones calcáreos intercalados en esta formación y cuya potencia no sobrepasa el metro.

Posteriormente, en el Givetiense se produce una generalización de condiciones carbonáticas en facies arrecifal, que pueden establecerse precozmente ya desde el Eifeliense. Se trata de las calizas

del Tobazo ( $D^T_4$ ), que pueden subir en edad hasta el Frasnense más inferior.

A continuación se instala de nuevo otro episodio terrígeno, depositándose la alternancia del  $D^a_5$  en facies litorales o sublitorales. Estas condiciones persisten durante el resto del Frasnense, hasta la transgresión fameniense, que deposita calizas de facies griotta con fauna pelágica.

En el tránsito Devoniano-Carbonífero existe una cierta movilidad que se manifiesta por la existencia de lagunas, discordancias..., etc.

En relación con la importante laguna estratigráfica existente anteriormente al Tournaisiense hay que señalar que no existe discordancia angular entre el Devoniano y el Carbonífero, sino que ambos están paraconcordantes. Esto, según BICHOT (1986), demuestra el carácter epirogénico durante la fase Bretónica. Esta laguna hace que falte el Tournaisiense Inferior y Medio, así como el griotto fameniense, en todo el área de estudio, y que las calizas de base del Carbonífero lleguen a presentarse directamente encima de la formación  $D^{a_{3-4}}$  en la zona de Acherito, ibón de Astanés y río Aragón. Asimismo, las encontramos encima de las calizas arrecifales del  $D^T_4$  en la zona de Arralla de las Foyas y del Tobazo, siendo la superficie entre ambas formaciones un paleo-karst (JOSEPH et al., 1984). Por último, en la zona del Pico Lariste tenemos  $H^c$  encima de serie de Lariste ( $D^a_5$ ).

Tras la transgresión fameniense hay una nueva transgresión en el Tournaisiense, depositándose calizas con fauna pelágica y niveles de liditas o radiolaritas. Posteriormente se depositan calizas negras, de plataforma estable, con corrientes de fondo que producen laminación.

La transición a la facies culm se realiza de forma gradual, aunque diacrónica, con la deposición de margas y calizas primero y pizarras arcillo-calcáreas con pasaditas de caliza arcillosa después. Por último, existen pizarras algo arenosas, de modo que la serie se va cargando en terrígenos.

Sobre la serie carbonatada se encuentran los potentes depósitos de facies culm, que han sido interpretados como correspondientes a un medio parálico, lacustre, por la presencia de numerosos restos vegetales, etc., en condiciones geodinámicas propias de una tectofacies sinorogénica de movilidad tectónica, que tienen sus manifestaciones pre-

coces en las brechas intraformacionales en el techo de la caliza negra namuriense.

#### 6. CONCLUSIONES

Se ha precisado la cartografía, a escala 1:50.000 del área de estudio, corrigiendo así los mapas anteriores existentes.

Desde el punto de vista estratigráfico, los terrenos más antiguos que afloran son los correspondientes a las pizarras con microrritmos arenosos de la formación  $D^{a_{3-4}}$ , que como muy antiguo tienen una edad a caballo entre el Emsiense y el Eifeliense. Por otra parte, las construcciones arrecifales ( $D^T_4$ ) son, en general, de edad Givetiense a la parte más interior del Frasnense, pudiendo localmente instalarse estas condiciones carbonáticas, ya durante el Eifeliense.

Se pone de manifiesto la existencia de afloramientos de la serie de Lariste ( $D^a_5$ ) en la vertiente española, observándose en territorio francés su posición en la serie estratigráfica de donde toma su nombre.

No existen en el área de estudio afloramientos del griotto fameniense, comenzando las calizas griottas en el Tournaisiense Superior.

El establecimiento de condiciones sinorogénicas de sedimentación en facies culm se realiza de un modo diacrónico, pudiendo comenzar ya a finales del Viseense, generalizándose durante el Namuriense.

Desde el punto de vista de la tectónica hercínica, se pone de manifiesto la existencia de una fase compresiva previa de deformación, sin esquistosidad, transversa a la dirección de la fase principal de deformación, o fase 2.

#### BIBLIOGRAFIA

BICHOT, F. (1986): *La tectonique distensive carbonifère dans les Pyrénées. Correlations est-canadiennes et ouest européennes*. These univ. de Bordeaux, 3, 1-320.

BIXEL, F.; MULLER, P., y ROGER, D. (1985): *Carte géologique. Pic du Midi d'Ossau et haut bassin du rio Gállego*, 1:250.000. Institut de géodinamique. Université de Bordeaux, 1-54.

DALLONI (1910): *Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*. Ann. Fac. Sc., Marseille, 19, 1-444.



- GALERA, J. M. (1984): *Estudio geológico del Paleozoico de la cabecera del río Aragón. Provincia de Huesca*. Proyecto Fin de Carrera, E. T. S. I. M. M., 1-88.
- GALERA, J. M. (1987): *Estudio del Devoniano del Pirineo Central Español*. Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Madrid, 1-278.
- JOSEPH, J.; BRICE, D., y MOURAVIEFF, N. (1980): *Donnes paléontologiques nouvelles sur le frasnien des Pyrénées centrales et occidentales. Implications Paléogéographiques*. Bull. S. C. H.<sup>a</sup> Nat. Toulouse, 116, f. 102, 16-41.
- JOSEPH, J.; MIROUSE, R., y PERRET, M. F. (1984): *Calcaires dévoniens et carbonifères du Monte Tobazo (Pyrénées aragonaises, Huesca, Espagne)*. Acta Geológica Hispánica, 19, núm. 3, 149-166.
- LLOPIS LIADÓ, N. (1947): *El relieve del Alto valle del Aragón*. Pirineos, núm. 5, 81-116.
- MARKS, P., y WENSICK, H. (1970): *Conodonts and the age of the «Griotte» limestone formation in the upper Aragon Valley (Huesca, Spain)*. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen-Amsterdam, serie B, 73, núm. 3, 238-275.
- MIROUSE, R. (1960): *La série dévono-carbonifère dans la haute vallée du grave de Brousset (Basses Pyrénées)*. C. R. Som. Sc. Geol. France, f. 1, 10-11.
- MIROUSE, R. (1960): *Extension du Devonien supérieur dans les hautes vallées d'Ossau et d'Aspe (Basses Pyrénées)*. C. R. Som. Sc. Geol. Franc., f. 2, 31-32.
- MIROUSE, R. (1966): *Recherches géologiques dans la partie occidentales de la zone primaire axiale des Pyrénées*. These doctoral, Sc., Toulouse, 1-672.
- MULLER, J., y ROGER, P. (1977): *L'évolution structural des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment Hercynien, la chaîne de fond alpine*. These Sc., Bordeaux et Geol. Alp., 53, 149-191.
- RÍOS, J. M. (1959): *Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Quinto Campamento para Prácticas de Geología «Canfranc, 1959»*. Not. y Com. del IGME, núm. 56, 269-288.
- RÍOS, J. M. (1960): *Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Sexto Campamento para Prácticas de Geología «Panticosa-Hecho 1960»*. Not. y Com. del IGME, núm. 60, 259-282.
- RÍOS, L. M.; GALERA, J. M.; BARETTINO, D., y LANAJA, J. M. (1987): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Segunda Serie, Hoja 145, Sallent*. IGME (en prensa).
- SCHMIDT, H. (1831): *Das Palaozikum der spanischen Pyrenäen*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen math-Phys. kl. 3, Floge, h. 5, núm. 81-85.
- SCHWARZ, E. J. (1962): *Geology and paleomagnetism of the rio Aragon subordan, north and east of Oza, Spanish Pyrenees, Province de Huesca*. Estudios geol., 18, 193-240.
- VAN DER LINGEN, G. J. (1960): *Geology of the Spanish Pyrenees, north of Canfranc, Huesca, province*. Estudios geol., 16, 205-242.
- WATERLOT, M., y CHARLET, J. M. (1983): *El Carbonífero de los Pirineos españoles*. X Cong. int. de Est. y Geol. del Carbonífero. Carbonífero y Pérmico de España, 280-328.

Recibido: Enero de 1988.

## Nueva especie en el Mioceno Superior de la Depresión de Granada: *Valerymys juniensis* nov. sp.

Por J. PADIAL OJEDA (\*) y A. RUIZ BUSTOS (\*\*)

### RESUMEN

En el yacimiento de Canteras de Jun, situado en la base del Mioceno continental de la Depresión de Granada (Cordilleras Béticas), se describe una nueva especie: *Valerymys juniensis* nov. sp.

### ABSTRACT

A new specie: *Valerymys juniensis* nov. sp., is described in the deposit of Canteras de Jun, placed in the basis of the Continental Miocene in Granada depression, Spain.

### INTRODUCCION

El yacimiento de Canteras de Jun, con unas coordenadas UTM (30 VG 482-198), se ubicó dentro del recinto que hoy ocupa el tejón, Siles, S. A., en las proximidades de la carretera que une los pueblos de Jun y Alfacar. Este yacimiento fue descubierto por uno de nosotros (RUIZ BUSTOS) en 1974 y desde entonces se lavó sedimento al menos en cuatro ocasiones, hasta la desaparición del nivel fosilífero en 1982 a causa de los trabajos realizados por la fábrica en la extracción de las arcillas. El material de micromamíferos recogido fue cedido a uno de nosotros (PADIAL OJEDA) para ser incluido en su Tesis Doctoral, éste prospectó y lavó las inmediaciones para reencontrar el nivel fosilífero sin éxito.

Geológicamente de acuerdo con los datos de DABRIO et al., 1978, y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982, el yacimiento se sitúa en un tramo de arcillas micáceas grises, que posee intercalados lentejones de conglomerados, areniscas y niveles oscuros ricos en materia orgánica y gasterópodos, donde están los fósiles. Entre estos materiales y los del techo

de la Formación de Pinos Genil hay un cambio gradual de facies.

La lista de fauna recogida contiene:

*Valerymys juniensis* nov. sp.  
*Occitanomys adroveri* (THALER), 1966.  
*Prolagus crusafonti*, LÓPEZ MARTÍNEZ, 1975.  
*Chiroptera* indt.  
*Insectivora* indt.  
*Hipparion* cf. *concludense* (PIRLLOT), 1956.  
*Rhinocerotidae* indt.

Este material forma parte de la colección de uno de nosotros (RUIZ BUSTOS), excepto el fósil de *Rhinocerotidae*, consistente en un húmero completo de grandes dimensiones donado en 1976, para el Museo del Departamento de Paleontología de la Universidad de Granada.

### PALEONTOLOGIA SISTEMATICA

Orden: RODENTIA, BODWICH, 1821  
 Familia: MURIDAE, GRAY, 1821

*Valerymys juniensis* nov. sp.

Referencias en la bibliografía:

*Valerymys vireti*, en DABRIO et al., 1978.

(\*) Cátedra de Ciencias Naturales I.B. de Illora.

(\*\*) Cátedra de Ciencias Naturales I.B., Egeo, 39. 28905 Getafe.

*Valerymys cf. vireti*, en BRANDY, 1979.

*Valerymys turolensis juni*, en PADIAL, 1986.

#### Holotipo:

Ejemplar, JD/9 consistente en un M1 sup. izquierdo, depositado en la Cátedra de Ciencias Naturales I.B. de Getafe, y figurado en la Lámina 1 del trabajo.

#### Paratipos:

Ejemplares, JD/6, M1 inf.; JD/8, M2 inf. y JD/11, M3 sup., todos ellos figurados en la Lámina 1.

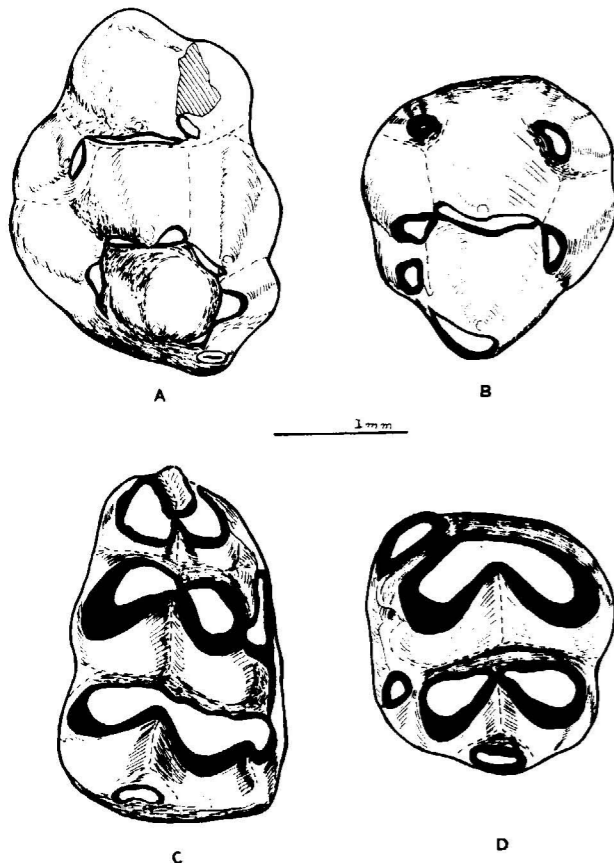
#### Yacimiento tipo:

Canteras de Jun.

#### Edad:

Turolense Medio.

### LAMINA 1



A. Holotipo M1 sup. izq. (JD/9).  
B. Paratipo M2 sup. der. (JD/11).  
C. Paratipo M1 inf. der. (JD/6).  
D. Paratipo M2 inf. izq. (JD/8).

#### Diagnosis:

Las dimensiones en unos ejemplares coinciden y superan los mayores valores de *Valerymys vireti*, y en otros son inferiores o igualan los menores tamaños de *Valerymys turolensis*. En el M1 inf. hay una pequeña raíz incipiente entre las dos principales. La raíz lingual del M2 sup. es bilobulada. El M3 sup. posee cuatro raíces y una pequeña protuberancia o raíz incipiente. El t12 en el M1 sup. es grande y variable o ausente en el M2 sup.

#### Diagnosis diferencial:

Según VAN DE WEERD, 1976, y ADROVER, 1983, el enlace t1-t5 de los M1 sup. y de los M2 sup. está más acusado y el t12 más reducido en *Valerymys turolensis* que en *Valerymys vireti*. Las diferencias morfológicas son más acusadas en las raíces que en la corona. En *Valerymys turolensis* se tiene un mayor número de apariciones de la pequeña tercera raíz entre las dos principales de los M1 inf. y de los M2 inf., el desdoblamiento de la gran raíz lingual de los M1 sup. y de los M2 sup. y la aparición de la cuarta raíz en el M3 sup. A nuestro material, le separan de *Valerymys turolensis* et t12 grande en el M1 sup. y unas menores dimensiones. El elevado número de raíces lo distinguen de *Valerymys vireti* y la presencia de una quinta raíz incipiente en el M3 sup. lo individualizan de ambas especies.

#### Dimensiones y material estudiado:

Tablas 1, 2, 3 y 4.

#### Descripción morfológica:

##### Primer molar superior (M1/)

Presenta tubérculos robustos. El t1 se encuentra retrasado respecto al t2-t3, tiene sección ovalada y no hay espolón posterior. Las cúspides de los tubérculos t2 y t3 están casi al mismo nivel. Algunos ejemplares presentan un espolón corto y bajo en el t3 dirigido hacia atrás. Las conexiones t4-t5-t6 son altas. El t9, bien desarrollado, se pone en contacto con el t6. El t4 se une al t8 con una cresta baja. El t12 desarrollado, tiene la superficie oclusal en forma de ojal y está separada por un amplio espacio del t9. Los molares de que disponemos no han conservado raíces.

##### Segundo molar superior (M2/)

Tubérculos robustos, t1 grande unido al t5 con enlaces muy bajos. El t3 es pequeño y digitiforme, no se aprecia espolón posterior. Conexiones

### TABLA 1

Yacimientos	LONGITUD de <i>Valerymys turolensis</i>											
	M1/				M2/				M3/			
	n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M
*MDV6												
*MDV5	10	2.74	3.06	2.84	11	1.82	2.11	1.97	1			1.58
*CC3	14	2.6	2.95	2.82	22	1.75	2.18	2.04	8	1.45	1.6	1.51
*LM	10	2.55	3.06	2.83	10	1.73	2.21	2	16	1.34	1.64	1.5
*LM2					1			1.91	9	1.38	1.68	1.47
*TO	1			2.95	2	2.11	2.17	2.14	3	1.25	1.55	1.38
*TOB					1				1			1.7
*VB2	1			2.68	1			1.84	1			1.46
*CCL	1			2.59	2	1.92	1.96	1.94	1			1.31
*CCB	2	2.84	2.92	2.88	1			2.1				
*CC2	2	2.87	2.88	2.87	1			2.23				
*MDV4	1			2.78	1			2				
*MDV3	4	2.67	3.03	2.87	3	2.06	2.14	2.09	5	1.42	1.62	1.49
*MDV2	23	2.58	3.1	2.93	24	1.83	2.24	2.04	17	1.27	1.56	1.44
TOTAL	69	2.69	3	2.81	79	1.89	2.14	2.03	61	1.35	1.61	1.48
#Aljezar B	63	2.63	3.22	2.88	64	1.3	2.23	2.03	39	1.39	1.74	1.54

Yacimientos	LONGITUD de <i>Valerymys vireti</i>											
	M1/				M2/				M3/			
	n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M
*TOA	1			2.72	3	1.73	1.8	1.79	1			1.28
*ALF	4	2.38	2.8	2.55					1			1.29
*VDC4												
&MOLLON	4	2.47	2.57	2.63	1			1.66				
TOTAL	5	2.43	2.69	2.63	4	1.73	1.8	1.73	2	0	0	1.29
#V. de Pinos	36	2.28	2.6	2.45	55	1.43	1.91	1.72	21	1.05	1.29	1.15
#Aguanaces	22	2.15	2.69	2.42	29	1.46	1.85	1.7	15	1.04	1.28	1.18
TOTAL	58	2.22	2.65	2.44	84	1.45	1.83	1.71	36	1.05	1.29	1.17

Yacimientos	LONGITUD de <i>Valerymys juniensis</i> nov. sp.											
	M1/				M2/				M3/			
	n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M
Cant. de Jun (1)	2	2.53	2.57	2.55	1			1.64				
(2)	4	2.38	2.6	2.49	7	1.85	1.93	1.86	1			1.35

#### LEYENDA

\* Según VAN DER WEER, 1976.

# Según ADROVER, 1986

& Localidad tipo, según VAN DER WEER, 1976

(1) Según BRANDY, 1979

(2) Material estudiado en esta nota

TABLA 2

Yacimientos	ANCHURA de <i>Valerymys turoliensis</i>											
	M1/				M2/				M3/			
n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
*MDV6												
*MDV5	12	1.8	1.93	1.88	11	1.83	2.02	1.93	11	1.39	1.63	1.5
*CC3	18	1.77	2	1.89	22	1.7	2.05	1.87	17	1.38	1.61	1.48
*LM	10	1.85	1.98	1.91	10	1.7	2	1.88	10	1.36	1.66	1.46
*LM2	1			1.59	1			1.81	4	1.36	1.6	1.48
*TO	1			1.86	2	2.07	2.09	2.08	1			1.61
*TOB												
*VB2	1			1.91	1			1.87	1			1.48
*CCL	1			1.71	1			1.72	1			1.32
*CCB	2	1.83	2	1.91								
*CC2	4	1.92	1.96	1.93	1			1.99				
*MDV4	1			1.83	1			1.8				
*MDV3	4	1.88	1.92	1.91	3	1.9	1.98	1.94	5	1.43	1.62	1.52
*MDV2	28	1.67	2	1.87	27	1.7	2.12	1.91	20	1.28	1.63	1.46
TOTAL	83	1.82	1.97	1.85	80	1.82	2.04	1.89	70	1.37	1.63	1.48
#Aljezar B	63	1.76	2.03	1.99	64	1.7	2.08	1.89	39	1.34	1.65	1.49

Yacimientos	ANCHURA de <i>Valerymys vireti</i>											
	M1/				M2/				M3/			
n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
*TOA	1			1.66	7	1.3	1.76	1.62	1			1.33
*ALF	5	1.52	1.69	1.66					1			1.26
*VDC4												
&MOLLON	4	1.58	1.8	1.67	1			1.6				
TOTAL	10	1.55	1.75	1.66	8	1.3	1.76	1.61	2	0	0	1.3
#V.de Pinos	36	1.42	1.77	1.58	55	1.47	1.68	1.58	21	1.15	1.33	1.21
#Aguanaces	22	1.42	1.76	1.6	29	1.48	1.79	1.63	15	1.09	1.29	1.22
TOTAL	58	1.42	1.77	1.59	84	1.48	1.74	1.61	36	1.12	1.31	1.22

Yacimientos	ANCHURA de <i>Valerymys juniensis</i> nov. sp.											
	M1/				M2/				M3/			
n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
Cant. de Jun (1)	2	1.73	1.74	1.74	1			1.64				
(2)	4	1.75	1.81	1.78	7	1.6	1.9	1.79	1			1.45

## LEYENDA

- \* Segun VAN DER WEER, 1976.
- # Segun ADROVER, 1986
- & Localidad tipo, segun VAN DER WEER, 1976
- (1) Segun BRANDY, 1979
- (2) Material estudiado en esta nota

TABLA 3

Yacimientos	LONGITUD de <i>Valerymys turoliensis</i>											
	M/1				M/2				M/3			
n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
*VDC3												
*MDV6	2	2.36	2.5	2.43	2	1.91	2.03	1.97	1			1.81
*MDV5	12	2.46	2.6	2.53	18	1.86	2.04	1.95	6	1.57	1.88	1.71
*CC3	31	2.33	2.73	2.53	39	1.79	2.15	1.96	28	1.57	1.93	1.69
*LM	10	2.34	2.67	2.47	7	1.85	2.04	1.94	10	1.55	1.72	1.66
*LM2												
*TO	2	2.56	2.6	2.58	2	1.9	2.11	2	4	1.64	1.85	1.71
*TOB	2	2.45	2.47	2.46	1			1.9	3	1.51	1.64	1.59
*VB2	1			2.37								
*CCL	1			2.43	1			1.79	1			1.58
*CCB					1			1.92				
*CC2												
*MDV4					1			1.85	1			1.76
*MDV3	1			2.46	2	1.95	1.97	1.96	1			1.67
*MDV2	40	2.27	2.74	2.49	33	1.8	2.15	1.94	39	1.45	1.85	1.64
TOTAL	100	2.4	2.62	2.48	105	1.87	2.07	1.93	93	1.56	1.81	1.67
#Aljezar B	78	2.38	2.81	2.55	85	1.76	2.17	1.96	60	1.52	1.97	1.74

Yacimientos	LONGITUD de <i>Valerymys vireti</i>											
	M/1				M/2				M/3			
n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
*TOA	6	2.05	2.22	2.11	11	1.63	1.89	1.71	2	1.4	1.43	1.41
*ALF	1			2.1	1			1.82				
*VDC4					1			1.71				
&MOLLON	2	2.11	2.19	2.15	2	1.68	1.73	1.7	2	1.4	1.43	1.41
TOTAL	9	2.08	2.21	2.12	15	1.66	1.81	1.74	4	1.4	1.43	1.41
#V.de Pinos	51	2	2.38	2.15	42	1.5	1.85	1.65	40	1.16	1.44	1.38
#Aguanaces	20	2.01	2.35	2.16	23	1.5	1.78	1.64	10	1.29	1.44	1.38
TOTAL	71	2.01	2.37	2.16	65	1.5	1.82	1.65	50	1.23	1.44	1.38

Yacimientos	LONGITUD de <i>Valerymys juniensis</i> nov. sp.											
	M/1				M/2				M/3			
n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
Cant. de Jun (1)	2	2.28	2.3	2.29	1			1.75				
(2)	5	2.1	2.38	2.28	5	1.7	1.9	1.78	3	1.3	1.63	1.5

## LEYENDA

- \* Segun VAN DER WEER, 1976.
- # Segun ADROVER, 1986
- & Localidad tipo, segun VAN DER WEER, 1976
- (1) Segun BRANDY, 1979
- (2) Material estudiado en esta nota

TABLA 4

ANCHURA de <i>Valerymys turoliensis</i>													
Yacimientos		M/1				M/2				M/3			
	n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
*VDC3									1			1.68	
*MDV6	2	1.61	1.75	1.68	2	1.85	1.95	1.9	2	1.62	1.71	1.66	
*MDV5	14	1.54	1.72	1.64	19	1.68	1.95	1.78	8	1.5	1.6	1.54	
*CC3	33	1.46	1.86	1.63	39	1.51	1.96	1.76	26	1.39	1.65	1.52	
*LM	10	1.48	1.7	1.58	7	1.6	1.82	1.72	10	1.36	1.57	1.49	
*LM2													
*TO	2	1.67	1.75	1.71	2	1.67	1.85	1.76	4	1.44	1.65	1.59	
*TOB	2	1.56	1.61	1.58	2	1.65	1.73	1.69	2	1.42	1.44	1.43	
*VB2	1			1.65									
*CCL	1			1.56	1			1.71	2	1.41	1.45	1.43	
*CCB					1			1.71					
*CC2													
*MDV4					1			1.68	1			1.51	
*MDV3	3	1.6	1.76	1.7	2	1.75	1.81	1.78	1			1.53	
*MDV2	40	1.48	1.82	1.64	33	1.54	1.95	1.77	39	1.34	1.64	1.48	
TOTAL	106	1.55	1.75	1.64	107	1.66	1.88	1.75	93	1.44	1.59	1.52	
#Aljezar P	78	1.45	1.85	1.66	85	1.61	1.94	1.75	60	1.37	1.73	1.54	

ANCHURA de <i>Valerymys vireti</i>													
Yacimientos		M/1				M/2				M/3			
	n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
*TOA	6	1.35	1.45	1.4	11	1.46	1.64	1.53	2	1.28	1.39	1.33	
*ALF	1			1.31	1			1.58					
*VDC4					1			1.44					
&MOLLON	2	1.36	1.44	1.4	2	1.46	1.56	1.51	2	1.28	1.4	1.34	
TOTAL	9	1.36	1.45	1.37	15	1.46	1.6	1.52	4	1.28	1.4	1.34	
#V.de Pinos	51	1.26	1.5	1.34	42	1.35	1.62	1.47	40	1.05	1.34	1.22	
#Aguanaces	20	1.25	1.55	1.38	23	1.33	1.59	1.48	10	1.17	1.33	1.26	
TOTAL	71	1.26	1.53	1.36	65	1.37	1.61	1.48	50	1.11	1.34	1.24	

ANCHURA de <i>Valerymys juniensis</i> nov. sp													
Yacimientos		M/1				M/2				M/3			
	n	min	mx	M	n	min	mx	M	n	min	mx	M	
Cant. de Jun (1)	2	1.57	1.62	1.6	1			1.69					
(2)	5	1.4	1.8	1.59	5	1.53	1.78	1.67	3	1.45	1.55	1.5	

## LEYENDA

- \* Segun VAN DER WEER, 1976.
- # Segun ADROVER, 1986
- & Localidad tipo, segun VAN DER WEER, 1976
- (1) Segun BRANDY, 1979
- (2) Material estudiado en esta nota

entre t4-t5-t6 altas. En los ejemplares apenas desgastados t6 y t9 están separados, uniéndose con el uso. El t9 y t8 están próximos y unidos por una cresta baja. El t12 puede faltar, ser pequeño con forma de quilla que parte de la cara labial del t8, o estar desarrollado, con sección alargada. La raíz lingual en el ejemplar JE/10 aparece desdoblada en dos, es la mayor de las tres, alargada, y su eje mayor se orienta paralelo al borde del diente. Las otras dos son de tamaño similar y de sección redondeada. En la cara radicular observan tres crestas bajas y estrechas que conectan las caras internas de las raíces.

*Tercer molar superior (M/3)*

El t1 es grande, se une a la cara anterior del t5 y está separado por un valle estrecho y profundo del t4. No se aprecia t3. El t4, t5 y t6 están unidos; t8 se une al t4 y se pone en contacto con el t6 a un nivel bajo. En el ejemplar JC/1 se observan las siguientes raíces: la raíz postero-lingual, situada bajo el t1, su recorrido es vertical. La raíz medio-lingual debajo del t4, es la más pequeña. La raíz posterior, la mayor, nace bajo el t8 y se dirige hacia atrás. La raíz antero-labial, vertical, nace en correspondencia con el t5. Entre estas dos últimas se encuentra una raíz incipiente que constituye la quinta raíz. También se observan tenues crestas casi inapreciables, que partiendo de las caras internas de las raíces confluyen en el centro del diente, son las marcas de las membranas radiculares al soldarse, lo que prueba que se han formado por los mismos mecanismos que en la actualidad. Como ocurre en los embriones de hoy, fueron creciendo cinco membranas radiculares desde los bordes al centro del diente, al modo de cinco pequeñas lengüetas que confluyen en el centro del diente y dejan entre sí cinco canales radiculares.

*Primer molar inferior (M/1)*

La robustez del diente es notable. El tma es pequeño o está ausente. El complejo anterocónido es asimétrico, el tubérculo antero-lingual está adelantado y es más grande que el antero-labial; además, la superficie de éste se dispone perpendicular al plano medio del diente, mientras que la del primero lo hace de modo oblicuo. Estos tubérculos se unen con el par protocónido-metacónido en una fase avanzada del desgaste, salvo en el ejem-

plar JA/6 que se produce relativamente pronto, concretamente entre el metacónido y el tubérculo antero-lingual. El C1 es grande y sobre el cingulo labial se sitúan uno o dos cónulos. El talón terminal es variable, entre pequeño y desarrollado con superficie oclusal alargada. El molar tiene junto a las dos raíces principales una pequeña prominencia, ligeramente desplazada hacia el lado labial, que en los ejemplares en que aparece rota muestra el orificio del canal radicular, ésta constituye una raíz incipiente.

*Segundo molar inferior (M/2)*

El tubérculo antero-labial está bien desarrollado y presenta sección oval. El protocónido se dispone más oblicuo que el metacónido respecto al plano medio del diente; sus superficies axiales forman un ángulo recto. Hipocónido y entocónido se disponen transversales respecto al plano medio, por lo que forman un ángulo muy obtuso. El C1 está presente y el cingulo varía entre débil o ausente, con un cónulo al lado del protocónido. El talón terminal es grande y aplastado. Se observan dos raíces y una única cresta entre las caras internas de ambas.

*Tercer molar inferior (M/3)*

El tubérculo antero-labial es muy pequeño y aparece como una delgada muralla de esmalte, los restantes tubérculos son voluminosos. El protocónido, en dos ejemplares de tres, se dispone oblicuamente respecto al plano medio del diente, mientras que el metacónido lo hace más transversalmente. El entocónido tiene una disposición transversal y se inclina ligeramente hacia el costado lingual. Se presentan dos raíces; la anterior es robusta y aplanada en el sentido antero-posterior, tiene recorrido vertical; la raíz posterior tiene sección más o menos redondeada y crece dirigida hacia atrás.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

El *Valerymys* que encontramos en Canteras de Jun reúne caracteres exclusivos de *Valerymys vireti* de una parte, y de otra de *Valerymys turoliensis* y a su vez un carácter, como es el número de raíces en el M3 sup., es diferente al de las

otras dos especies. Creemos que el mejor argumento para diferenciar *Valerymys vireti* y *Valerymys turoliensis* es la talla del M1 sup. y M1 inf., ya que está fundada en poblaciones con numerosos individuos y apoya esta afirmación el hecho de la coincidencia que muestran los valores medios entre el total de los yacimientos estudiados por VAN DE WEER, 1976 y la numerosa población de Ajezar, B. ADROVER, 1983, ya que ello supone que numerosos yacimientos tienen el mismo valor medio que un solo yacimiento con numerosos individuos. Si en este contexto se sitúan los valores de los ejemplares de Canteras de Jun, algunos de ellos se sitúan fuera del recorrido de *Valerymys turoliensis*, otros de *Valerymys vireti* y habrá ejemplares como el M1 inf., JC/5, que con 2,378 mm. caen fuera de ambos.

Filogenéticamente, creemos que los animales de las Cordilleras Béticas son un estadio evolutivo representado por una población que tiene actuando en su seno, las tendencias evolutivas que permitirán la aparición de *Valerymys turoliensis*.

DABRIO et al., 1978; BRANDY, 1979, y PADIAL, 1986, en sus determinaciones resaltan excesivamente determinados caracteres de la nueva especie y no contemplan el conjunto aquí puesto de manifiesto. Esperamos que con el descubrimiento de otros yacimientos en la Depresión de Granada se incremente el número de individuos recogidos de esta

especie, al objeto de poder establecer mejor la variabilidad intraespecífica, mediante los porcentajes de frecuencia de los caracteres.

#### BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R. (1983): *Nuevas faunas de roedores en el Mioceno continental de la región de Teruel (España). Interés bioestratigráfico y paleoecológico*. Instituto de Estudios Turolenses, pp. 423 (1986). Traducción de la Tesis. Universidad de Lyon I.
- BRANDY, L. D. (1979): *Etude de Rongeurs Muroides du Néogène Supérieur et du Quaternaire d'Europe, d'Afrique du Nord et d'Afghanistan. Evolution. Biogeographie. Correlations Tesis Univ. Sciences et Téch. du Languedoc*, 190 páginas.
- DABRIO, C. J.; FERNÁNDEZ, J.; PENA, J. A.; RUIZ BUSTOS, A., y SANZ DE GALDEANO, C. M. (1978): *Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del borde noreste de la Depresión de Granada*. Estudios geol., v. 34, pp. 89-97.
- PADIAL OJEDA, J. (1976): *Estudio de los Roedores y Lagomorfos del Mioceno Continental de la Depresión de Granada*. Tesis Doctoral Univ. de Granada, pp. 303.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral Univ. Granada, pp. 216.
- WEER, A. VAN DE (1976): *Rodent faunas of the Mio-Pliocene sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain*. Utrecht Micropal. Bull., Spec. Bull., núm. 2, pp. 218, 30 figs., 16 pl.

Recibido: Enero de 1988.

## El género *Uralichas* Delgado, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica

Por I. RABANO (\*)

#### RESUMEN

Se revisan los trilobites Lichaida procedentes de los materiales lutíticos de las «Capas con Tristani» del Macizo Hespérico, encontrados en 20 localidades de la zona Centroibérica de edad comprendida entre el Llanvirn Inferior y el Dobrotiviense (Llandeilo) Superior. Todos los hallazgos corresponden al género *Uralichas* DELGADO, 1892, que se encuentra representado por dos formas: *U. gutierrezii* n. sp. (Llanvirn Inferior de los Montes de Toledo-Villuercas), y *U. hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856), conocido en materiales más modernos (Llanvirn Superior-Dobrotiviense Superior) del área ibero-armoricana. Esta segunda especie es la más moderna del género, y al mismo tiempo representa el trilobite más grande conocido (66 cm. de longitud). Igualmente, se ha podido demostrar la prioridad nomenclatural de *U. hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856), sobre *U. ribeiroi* DELGADO, 1892; y la revisión de los representantes del género en el SO de Europa ha aportado otra posible nueva especie [*U. heberti* (ROUAULT, 1849) *sensu* RACHEBOEUF, 1969]. El material tipo del auténtico *U. heberti* corresponde a un lichaido indeterminable, que proponemos restringir al único ejemplar figurado por ROUAULT.

#### ABSTRACT

Trilobites of the order Lichaida are seldom in the shaly units of the «Tristani Beds» (middle Ordovician) of the Hesperian Massif, where they have been recorded in twenty localities from the Central Iberian zone, ranging in age from lower Llanvirn to upper Dobrotivá (approx.=Llandeilo). The findings have been assigned to the genus *Uralichas* DELGADO, 1892, which is represented by two species: *U. gutierrezii* n. sp., restricted to the lower Llanvirn shales of the Toledo Mountains; and *U. hispanicus* (VERNEUIL & BARRANDE, 1856), a ubiquitous species also known in the French Armorican Massif (range: upper Llanvirn-upper Dobrotivá). The latter is the last *Uralichas* species represented in the mediterranean area, being the largest trilobites known in the world (66 cm. long, re-examined). Its nomenclatural priority over *U. ribeiroi* DELGADO, 1892 has been also demonstrated. The review of the remaining middle Ordovician lichaides from SW. Europe has yielded a possible new *Uralichas* species [referred as *U. heberti* (ROUAULT, 1849) by RACHEBOEUF, 1969], whereas the true *U. heberti* has proved to be an unrecognizable species, which we propose to restrict to the only specimen figured by ROUAULT.

#### I. INTRODUCCION

Los trilobites del orden Lichaida son sumamente escasos en los materiales ordovícicos de la Península Ibérica, donde su presencia había sido citada tan sólo en unas pocas localidades situadas en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico. Las únicas descripciones disponibles consideraron la presencia de varias formas autóctonas (entre las que existen sinónimos), que aparecen descritas en trabajos antiguos referentes a la región de Almadén-

Corral de Calatrava (Ciudad Real: VERNEUIL y BARRANDE, 1856; BORN, 1918), o a los materiales del Ordovícico Medio y Superior del norte y centro de Portugal (DELGADO, 1892, 1897; THADEU, 1947). No obstante, la realización de nuevas investigaciones bioestratigráficas en las «Capas con Tristani» centroibéricas (GUTIÉRREZ MARCO et al., 1984), incrementadas durante el desarrollo de un proyecto específico financiado por la C. A. I. C. Y. T. y el C. S. I. C. (núm. 2-454-2, ID 456: 1985-1988), en el que se inscribe nuestra tesis doctoral (RABANO, 1988), propició el descubrimiento de un gran número de yacimientos nuevos de trilobites lichaidos en diversos sectores de las provincias de Cá-

(\*) Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (CSIC - UCM). Facultad de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

ceres, Badajoz, Ciudad Real y Toledo). El abundante material recogido posee un gran interés paleontológico y de su descripción trata el presente trabajo, que considera además diversos ejemplares originales procedentes de los trabajos mencionados con anterioridad, junto con otro material inédito detectado tanto en colecciones particulares como en algunos museos españoles y franceses. El conjunto de estos ejemplares nos ha permitido revisar desde el punto de vista sistemático los representantes ibéricos del género *Uralichas*, DELGADO, 1892, único trilobites lichaido determinado en los materiales del Llanvirn y Dobrotiviense (Llandeilo) hispano-portugués.

## II. LOCALIZACION DE LOS YACIMIENTOS

Los trilobites estudiados proceden de diversos puntos fosilíferos enclavados en distintas estructuras hercínicas de la zona Centroibérica del Macizo Hespérico (fig. 1), cuya denominación y localización geográfica detallada aparece consignada en la tabla 1.

Desde el punto de vista estratigráfico, los yacimientos de *Uralichas* mencionados abarcan la to-

talidad de las unidades lutíticas de las «Capas con Tristani» (ver GUTIÉRREZ MARCO et al., 1984), situándose los puntos más antiguos (VPA, NE-III, VP-II) en niveles próximos a la base de las «Pizarras de Navas de Estena» y «Pizarras de Navatrasiera» en las estructuras más septentrionales del área estudiada (yacimientos a, b y d de la figura 1). Estos tramos han sido referidos al Llanvirn Inferior mediante el estudio de los graptolitos acompañantes (GUTIÉRREZ MARCO, 1986), que a su vez permitieron datar los trilobites asociados de la Biozona Cambriensis.

Ascendiendo en la sucesión lutítica, *Uralichas* comienza a ser abundante en los niveles de la primera mitad del Llanvirn Superior en toda el área de estudio («biofacies de *Cacemia*» de la Biozona Nava, datados con graptolitos: GUTIÉRREZ MARCO, op. cit.), representados en la parte media de las «Pizarras de Navas de Estena» del sinclinal de este nombre (punto c en la fig. 1); en el tercio superior de las «Pizarras de Navatrasiera» (puntos e, f, g y k de la fig. 1) y, finalmente, en las «Pizarras de Las Alisedas» correlativas (punto l en la fig. 1) de los sinclinales de Guadarranque, Herrera del Duque y Almadén. Del mismo modo, otros hallazgos de *Uralichas* se sitúan en los nive-

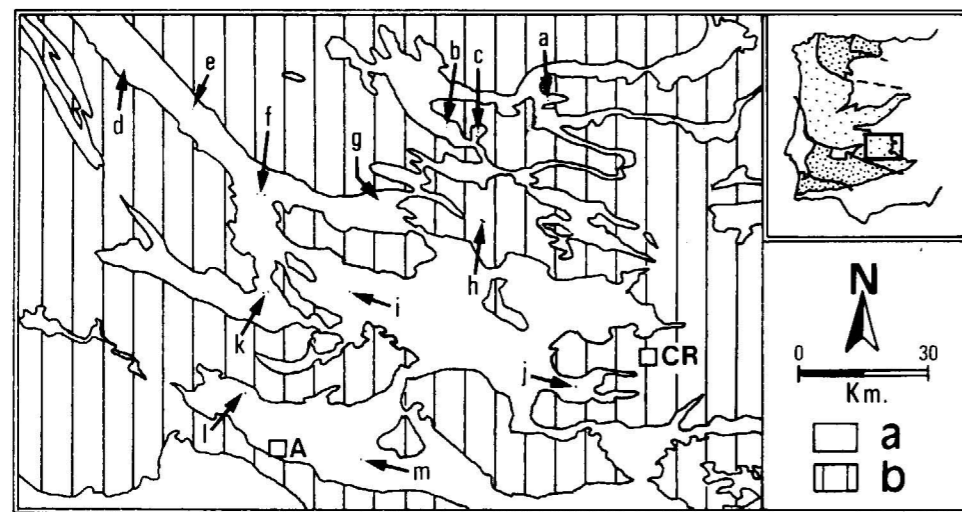


Figura 1.—Principales yacimientos de *Uralichas* en el sector meridional de la zona Centroibérica. Símbolos: a, materiales ordovícico-devónicos; b, otros sedimentos pre- y post-paleozoicos. Puntos fosilíferos: a, sinclinal Algodor-Milagro (VPA); b-c, sinclinal de Navas de Estena (b, NE-II; c, RE-V, RE-VII); d-h, sinclinal del Guadarranque (d, VP-I; e, PSV-III, PSV-IV; f, HM-IV, HM-VII; g, RA-I, RA-VI; h, ROB-I); i, sinclinal de Puebla de Don Rodrigo (PR-IX); j, sinclinal de Corral de Calatrava (PZ-III); k, sinclinal de Herrera del Duque (HD-VII, HD-X); l-m, sinclinal de Almadén (l, CHI-IV; m, AC-III). Localidades: A, Almadén; CR, Ciudad Real.

les del Dobrotiviense (Llandeilo) Inferior del techo de las «Pizarras de Navatrasiera» del sinclinal de Guadarranque (por debajo de las Areniscas de Los Rasos: puntos e y g en la fig. 1); tercio inferior de las «Pizarras Guindo» del sinclinal de Puertollano-Almuradiel (punto CC-I), y parte media-superior de las «Pizarras de Navas de Estena» (punto b en la fig. 1). Todos ellos son equiparables con la Biozona Tournemini, indicativa de la edad antes mencionada, por estar acompañados de graptolitos de la Biozona Teretiusculus.

Por último, los yacimientos restantes corresponden a los tramos superiores de las unidades lutíticas de las «Capas con Tristani» que acabamos de citar, representados en los sinclinales de Guadarranque (fig. 1: f y h), Herrera del Duque (figura 1: k), Puebla de Don Rodrigo (fig. 1: i), Corral de Calatrava (fig. 1: j) y Almadén (fig. 1: m, más puntos de BORN, 1918; «Almadenejos», «Solana del Romeral» y «Almadén» del Museo del ITGE).

**TABLA 1**  
Situación de los yacimientos estudiados con *Uralichas* en la zona Centroibérica española

Sigla yacimiento	Término municipal	Provincia	Situación (Lambert)		N.º Hoja 1:50.000	Edad
			X	Y		
AC-III	Almodóvar del Campo	Ciudad Real	524,420	463,130	808	Dobrotiviense Superior
CC-I	Calzada de Calatrava	Ciudad Real	600,440	446,650	837	Dobrotiviense Inferior
CHI-IV	Chillón	Ciudad Real	497,0	474,370	781	Llanvirn Superior
HD-VII	Fuenlabrada de los Montes	Badajoz	493,790	500,750	756	Llanvirn Superior
HD-X	Fuenlabrada de los Montes	Badajoz	496,675	503,250	756	Dobrotiviense Superior
HM-IV	Helechosa de los Montes	Badajoz	495,850	524,350	733	Llanvirn Superior
HM-VII	Helechosa de los Montes	Badajoz	491,730	526,850	733	Dobrotiviense Superior
NE-III	Navas de Estena	Ciudad Real	532,050	540,153	710	Llanvirn Inferior
PR-IX	Puebla de Don Rodrigo	Ciudad Real	510,750	502,550	757	Dobrotiviense Superior
PSV-III	Alía	Cáceres	478,300	544,470	708	Llanvirn Superior
PSV-IV	Alía	Cáceres	478,190	544,545	708	Dobrotiviense Inferior
PZ-III	Pozuelos de Calatrava	Ciudad Real	568,270	479,180	784	Dobrotiviense Superior
RA-I	Navalpino	Ciudad Real	523,900	522,950	734	Llanvirn Superior
RA-VI	Navalpino	Ciudad Real	524,700	522,900	734	Dobrotiviense Inferior
RE-V	Retuerta de Bullaque	Ciudad Real	538,650	538,640	710	Llanvirn Superior
RE-VII	Retuerta de Bullaque	Ciudad Real	538,0	539,240	710	Dobrotiviense Inferior
ROB-I	Porzuna	Ciudad Real	547,400	518,350	735	Dobrotiviense Superior
VP-II	Villar del Pedroso	Cáceres	466,300	558,0	681	Llanvirn Inferior
VPA	Ventas con Peña Aguilera	Toledo	556,500	546,800	864	Llanvirn Inferior

## III. OBSERVACIONES SOBRE LA DISTRIBUCION DEL GENERO *Uralichas* EN LA REGION MEDITERRANEA

El género *Uralichas* fue considerado originalmente por DELGADO (1892) como un subgénero de *Lichas* DALMAN, 1827, caracterizado por la posesión de una punta caudal larga y muy distintiva (derivado del griego *uros*: cola).

La distribución de este taxón parece estar restringida, como otras muchas formas identificadas en las «Capas con Tristani» centroibéricas, a la «provincia de *Selenopeltis*» reconocida en la región mediterránea actual, donde sus hallazgos se

limitan siempre a pocos restos muy incompletos, encontrados en las facies lutíticas del Llanvirn y Dobrotiviense (Llandeilo). Los orígenes de *Uralichas* parecen próximos a los de otro género muy similar desde el punto de vista morfológico e igualmente endémico de la misma paleoprovincia. Nos referimos a *Bohemolichas*, PRIBYL y VANEK, 1972, una de cuyas especies [*B. praecursor* (HOLUB, 1911)] precede en el tiempo a las restantes formas de ambos géneros, detectándose a partir del Arenig (Fm. Klabava) de Bohemia (Checoslovaquia). En este sentido, el cranidio de *Bohemolichas* resulta casi idéntico al de *Uralichas*, diferenciándose de éste tan sólo por la mayor estrechez

de los surcos, y por el tamaño relativo de los lóbulos glabulares, según las especies que comparemos en cada caso. La constitución del pigidio de *Bohemolichas* también es muy parecida a la de *Uralichas*, excepto en que su borde posterior carece de caudícula y culmina con dos puntas anchas separadas por una entalladura axial angular (poco pronunciada en *B. praecursor*).

La aparición del género *Uralichas* se registra por vez primera durante el Llanvirn Inferior en un área muy amplia de la «provincia de *Selenopeltis*», localizándose los hallazgos en la Península Ibérica (*U. gutierrezii* n. sp.), O de Francia (posiblemente también *U. gutierrezii* n.sp.) y Bohemia [*U. avus* (BARRANDE, 1872)]. Esta primera aparición parece por tanto relacionada con la extensión de las facies pelíticas que acompañaron a la transgresión global de dicha época, cuyo máximo desarrollo tuvo lugar en el Llanvirn Inferior. Ello implica que el género o su hipotético antecesor (*Bohemolichas?*) debió estar posiblemente representado con anterioridad en otras áreas afines desde el punto de vista paleobiogeográfico, donde aún no ha sido descubierto (Arenig Inferior de Gales, Montaña Negra o Marruecos?). El desarrollo y diversificación posterior del género *Uralichas* también plantea algunos interrogantes. En Bohemia, su máximo esplendor relativo corresponde al Llanvirn, donde *U. avus* coexiste en algunas localidades con *U. giganteus* VANEK, 1959, una especie muy rara que según su autor (VANEK, 1959) puede constituir un inmigrante alopátrico de las formas iberoarmoricanas *U. hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856) (= *U. ribeiroi* DELGADO, 1892) y *U. heberti* (ROUAULT, 1849). Entre las semejanzas aludidas por VANEK (op. cit.) sólo podemos retener la ornamentación de los moldes internos del caparazón (tubérculos desiguales, con gránulos grandes muy notorios y poco abundantes), que recuerdan a la estudiada en los últimos representantes de *U. hispanicus*. Sin embargo, tales relaciones resultan poco verosímiles fundadas en este único carácter, ya que además, la aparición y abundancia de *U. hispanicus* (Llanvirn Superior-Dobrotiviense Superior) también es posterior a la presencia de *U. giganteus* en Checoslovaquia (Llanvirn Inferior). La ausencia de *Uralichas* en los materiales dobrotivienses checoslovacos podemos relacionarla con factores de tipo paleoecológico y paleogeográfico, que primarían una vez disipado el influjo de la transgresión global del Llanvirn. En este sentido, la estabilización de plataformas más

profundas o con gradientes elevados pudo resultar desfavorable para este trilobites, ya que los condicionantes opuestos se sitúan en las áreas ibero-armoricanas, donde *Uralichas* pervive hasta las postrimerías del Dobrotiviense (Llandeilo) Superior (pre/Sub-biozona Bureaui). En estas últimas regiones, los Lichainae parecen, no obstante, poco diversificados, ya que aparte del ubicuo *U. hispanicus* y del enigmático *U. heberti*, sólo parece existir otra supuesta forma innominada (cf. *U. heberti sensu* RACHEBOEUF, 1969 y apartado de observaciones a *U. heberti* en este trabajo). Las referencias previas sobre la presencia de *U. avus*, *U. heberti*, *Bohemolichas* aff. *incola* (BARRANDE), *Dicranopeltis* aff. *scabra* (BEYRICH) y diversos «*Lichas*» spp. en las «Capas con Tristani» de la Península Ibérica han sido aclaradas también, y las hemos referido a estados de conservación de *U. hispanicus* (ver apartado de observaciones correspondiente a dicha especie).

Respecto a la posible presencia del género *Uralichas* en el N de Africa, hay que señalar que el «hipostoma indeterminado» figurado por TERMIER y TERMIER (1950: lám. 194, fig. 8, col. Clariond), procedente del Llandeilo de Tafilelt (Marruecos), posee un aspecto muy similar al de este género, si bien el material referido en el mismo trabajo como «*Platopolichas avus* BARRANDE» (Caradoc de Ikhf'n Ouzreg, col. Choubert: lám. 194, figs. 5-7), corresponde a otro lichaido (?) distinto de *Uralichas*. No obstante, dada la gran similitud existente entre las asociaciones de trilobites del Ordovícico Medio del SO de Europa y N de Africa, parece probable que el género *Uralichas* se encuentre representado también en Marruecos, tal vez incluso entre los lichaidos mencionados por DESTOMBES et al. (1985) en los materiales del Llanvirn de la Formación Tachilla (Anti-Atlas).

#### IV. PARTE SISTEMÁTICA

La terminología adoptada en las descripciones sistemáticas es la propuesta por HARRINGTON et al. (1959). Para las dimensiones del caparazón se han seguido los criterios de SHAW (1957), TEMPLE (1975) y RABANO (1988: dimensión K6).

Con objeto de facilitar su reproducción fotográfica, los ejemplares figurados fueron ennegrecidos con pasta opaca de grafito, y luego blanqueados con vapores de óxido de magnesio.

Los ejemplares estudiados se encuentran depositados en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, dentro de las colecciones de la autora.

Orden LICHADA MOORE, 1959  
Familia LICHADAE HAWLE y CORDA, 1847  
Subfamilia LICHAINAE HAWLE y CORDA, 1847  
Género *Uralichas* DELGADO, 1892  
(Sinónimo: *Platopolichas* GÜRICH, 1901)

*Especie tipo:*

*Lichas hispanica* VERNEUIL y BARRANDE, 1856, del Llandeilo de Corral de Calatrava (Ciudad Real).

*Diagnosis* (modificada de TRIPP in MOORE, 1959: p. 0496):

Los surcos longitudinales no sobrepasan los lóbulos bicompuestos. Los surcos dorsales están menos marcados en su porción posterior. Cuerpo central del hipostoma bien definido posteriormente; bordes laterales estrechos (tr.). Pigidio con raquis relativamente ancho (tr.), sin límite posterior neto. Flancos compuestos por 3 a 5 pares de pleuras; el par posterior se prolonga en una punta caudal de gran longitud.

*Distribución:*

Llanvirn Inferior-Dobrotiviense (Llandeilo) Superior de España, Portugal, Francia, Checoslovaquia y Marruecos?

*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856)

(Lám. 1, figs. 5-11; lám. 2, figs. 1-6; lám. 3, figuras 1-8; lám. 4, figs. 1-7; figs. 3, A-B, E-F; 4, A-O; 5, A-N; 6, A-I en el texto.)

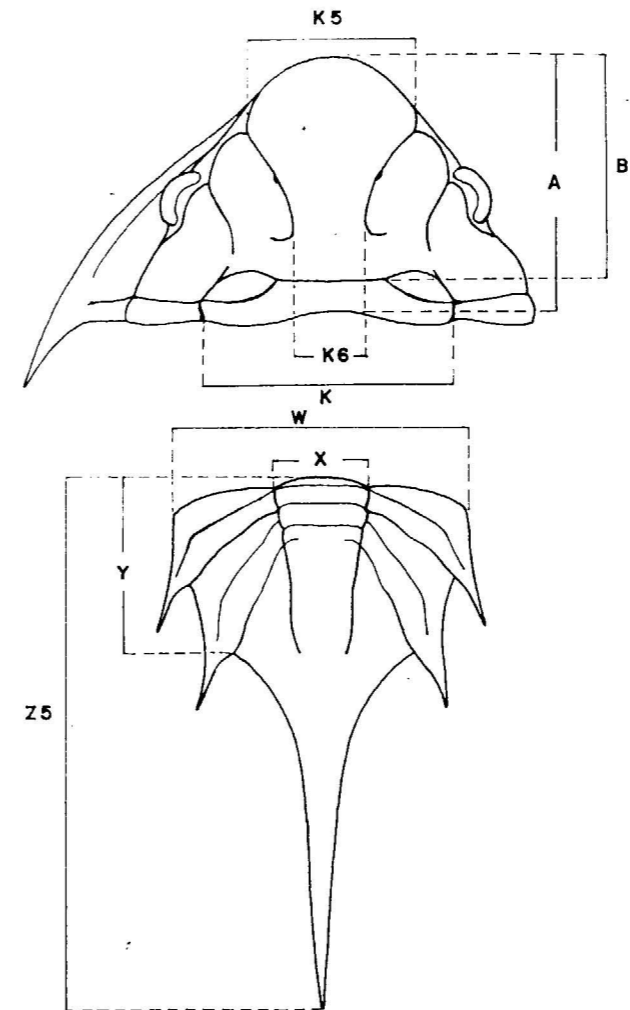


Figura 2.—Dimensiones consideradas en el cefalón y pigidio de *Uralichas*.

- v\*1856 *Lichas Hispanica* n. sp.—VERNEUIL y BARRANDE, pp. 977-978; lám. 24, fig. 1.  
1872 *Lichas Heberti* ROUAULT.—BAYAN, p. 229.  
1875 *Lichas Hispanica* BARRANDE y VERNEUIL.—MALLADA, pp. 20-21; lám. 3, fig. 1.  
p1876 *Lichas Heberti* ROUAULT.—TROMELIN y LEBESCONTE, p. 631.  
1878 *Lichas Heberti* ROUAULT.—HERMITE, p. 541.  
1880 *Lichas Hispanica* BARRANDE y VERNEUIL.—CORTÁZAR, p. 19.  
1892 *Lichas Heberti* ROUAULT.—DELGADO, p. 5; lám. 6, fig. 3.  
1892 *Lichas (Uralichas) Ribeiroi* sp. n.—DELGADO, pp. 9-13; láms. 1-2; lám. 3, figs. 1-2; lám. 4, figs. 1-2; lám. 5, figs. 1-2; lám. 6, figs. 1, 2, 2a, 4, 4a.  
?1892 *Lichas* aff. *incola* BARR. (an sp. n.).—DELGADO, pp. 9 y 14.  
1896 *Uralichas Ribeiroi* DELGADO.—OEHLERT, pp. 2-8; lámina 1, figs. 1-2.  
1897 *Lichas (Uralichas) Ribeiroi* DELGADO.—DELGADO, páginas 9-11; lám. 1, figs. 1-1a; lám. 2, figs. 1, 2, 2a; lám. 3, figs. 1, 1a, 3, 6; lám. 4, figs. 1-3.  
p1900 *Lichas Heberti* ROUAULT.—BUREAU, p. 170.  
1900 *Uralichas Ribeiroi* DELGADO.—BUREAU, p. 170; fig. 28.  
1908 *Lichas Heberti* ROUAULT.—DELGADO, p. 57.  
1908 *Lichas (Uralichas) Ribeiroi* DELGADO.—DELGADO, página 106.  
1908 *Lichas (Uralichas)* juv. (cf. *Lichas Hispanica* VERN. et BARR.).—DELGADO, p. 106.  
?1908 *Lichas* sp. n. (aff. *L. incola* BARRANDE).—DELGADO, p. 106.  
?1908 *Lichas* sp. n. (aff. *L. scabra* BARRANDE).—DELGADO, p. 106.

- v1918 *Lichas* cf. *avus* BARRANDE.—BORN, pp. 356-357; lámina 27, fig. 5.  
 v1918 *Lichas* spec.—BORN, p. 357; lám. 27, fig. 6.  
 1953 *Uralichas ribeiroi* (DELGADO).—HUPE, p. 230; fig. 201, núm. 4.  
 1957 *Uralichas ribeiroi* (DELGADO).—TRIPP, p. 113; figs. 4C y 6J.  
 ?1967 *Uralichas* cf. *ribeiroi* (DELGADO).—RANSWEILER, p. 37.  
 1974 *Uralichas ribeiroi* DELGADO (= *U. heberti* (ROUAULT)). HAMMANN, p. 105.  
 ?1980 *Uralichas heberti* (ROUAULT).—HENRY, p. 233.  
 1980 *Uralichas* cf. *ribeiroi* (DELGADO).—RABANO, pp. 136-138; lám. 11, figs. 1a-c, 2.  
 ?1981 *Uralichas* cf. *heberti* (ROUAULT).—ROBARDET, p. 66.  
 1982 *Uralichas ribeiroi* (DELGADO).—ROMANO, p. 96.  
 1982 *Uralichas* cf. *heberti*.—HAMMANN et al., p. 13.  
 v1982 *Uralichas heberti*.—HAMMANN et al., pp. 13, 33, 34.  
 1984 *Uralichas heberti* (ROUAULT).—RABANO, tabla 1.  
 v1984 *Uralichas heberti* (ROUAULT).—GUTIÉRREZ MARCO et al., tabla 1.

#### Holotipo:

Cranidio incompleto, único ejemplar descrito y figurado por VERNEUIL y BARRANDE (1856; lám. 24, figura 1), y reproducido por nosotros en este trabajo (lám. 2, fig. 6). Procede de los niveles de areniscas negruzcas del Llanvirn Superior a Dobrotiviense (Llandeilo) Inferior de las proximidades del Puente de las Ovejas, al NNO de Corral de Calatrava (Ciudad Real). El ejemplar se encuentra depositado en la Universidad Claude Bernard de Lyon (Francia), con el núm. T.182 de la colección Verneuil perteneciente a la Escuela Nacional Superior de Minas de París.

#### Material:

Se han estudiado un total de 86 ejemplares, procedentes de las localidades siguientes: *AC-III*: 1 cranidio (5060). *CC-I*: 22 cranidios (5061-5082), 3 librigenas (5083-5085), 5 hipostomas (5086-5090), 2 restos torácicos (591-5092), 6 pigidios incompletos (5093-5098). *CHI-IV*: 1 cranidio (5099). *HD-VII*: 2 cranidios, uno de ellos con hipostoma (5100-5101), 1 hipostoma (5102), 1 resto pigidial (5103), 1 resto de tórax pigidio (5104). *HD-X*: 3 cranidios (5105-5107), 1 hipostoma (5108), *HM-IV*: 1 cranidio con fragmentos de librigenas y superficie visual (5109), 3 cranidios (5110-5112). *HM-VII*: 1 cranidio (5113). *PR-IX*: 1 fragmento pigidial (5114). *PSV-III*: 5 cranidios (5115-5119), 1 librigena (5120), 1 hipostoma (5121), 2 restos torácicos (1522 a-b), 1 fragmento pigidial con doble (5123), 2 restos indet. con ornamentación (5124 a-b). *PSV-IV*: 2 cranidios

(5125-5126). *PZ-III*: 1 cranidio (5127), 2 restos indet. (5128 a-b). *RA-I*: 1 fragmento del cranidio (1125; cf. RABANO, 1980). *RA-VI*: 1 cranidio con hipostoma (5129; cf. RABANO, 1980). *RE-V*: 1 cranidio (5130). *RE-VII*: 1 cranidio (5131), 1 resto pigidial (5132). *ROB-I*: 1 cranidio (5133). «*Almadenejos*» (Ciudad Real: Museo I. T. G. E.): 1 cranidio (S-532), 1 hipostoma (S-536). «*Solana del Romeral*» (Ciudad Real: Museo I. T. G. E.): 1 hipostoma (S-535), 1 resto cranidial (S-533). «*Almadén*» (Ciudad Real: Museo L. T. G. E.): 1 resto cranidial (S-534). «*Puente de las Ovejas*» (Ciudad Real): 1 cranidio (T.182; col. Verneuil, holotipo). «*San Pedro de Cova*» (Douro Litoral, N de Portugal): 1 ejemplar completo. «*Monteneuf*» (Morbihan, O de Francia): 1 pigidio (3805; col. Verneuil).

#### Diagnosis:

Glabela muy convexa. Lóbulo central muy ancho (tr.) en la región frontal; su anchura mínima se localiza entre los puntos más internos de los surcos longitudinales, donde ésta representa el 35 por 100 de la medida en el punto de origen de dichos surcos. Lóbulos laterales bicompuestos alargados y con los extremos redondeados; su posición es oblicua con respecto al eje sagital. Lóbulos occipitales de contorno oval alargado, con extremos puntiagudos. Puntas genales anchas (tr.) y cortas. Ojos pequeños, localizados a nivel de la mitad dorsal de los lóbulos bicompuestos. Hipostoma con el cuerpo central bien individualizado y con un borde posterior plano y ancho (sag. y exsag.), mostrando una entalladura central amplia.

Pigidio de contorno subtriangular alargado. Raquis compuesto por dos anillos más una pieza terminal alargada con vestigios de segmentación. Flancos con tres pares de pleuras, de los cuales los dos primeros poseen surcos pleurales y espinas puntiagudas. El tercer par es liso y su borde posterior se prolonga en una punta caudal cuya longitud es algo mayor del doble de la del raquis.

«Ornamentación» glabellar compuesta por tubérculos grandes (diámetros entre 0,41 y 0,50 mm.) rodeados por otros de menor tamaño y más numerosos, con diámetros menores de 0,08 mm.

#### Descripción:

Trilobites de tamaño muy grande (66 cm.) cuyo cefalón pose una longitud aproximadamente equi-

valente a la del pigidio (descontando la caudícula). El contorno general del cefalón es subtriangular amplio, presentándose muy abultado en las regiones frontal y axial, y con pendientes laterales suaves a partir de los surcos dorsales.

El cranidio presenta un contorno subparabólico, y en vista lateral su punto más elevado se sitúa aproximadamente en la mitad del lóbulo glabellar central (a la altura del inicio de los surcos longitudinales). La glabela es muy abultada, y su contorno anterior resulta abrupto en vista lateral. El lóbulo central ocupa la mayor parte de la glabela y se presenta muy ensanchado (tr.) hacia delante. Sin embargo, en sentido posterior su anchura disminuye rápidamente para alcanzar un mínimo entre los puntos más internos de los surcos longitudinales, donde dicho valor representa alrededor del 35 por 100 de la anchura máxima medida en el punto de origen de aquéllos. En esta región más estrecha del lóbulo glabellar central se observa a veces una ligera depresión transversa que en ciertos casos puede llegar a ser muy aparente debido a la deformación. La región posterior del lóbulo central vuelve a ensancharse (tr.) antes de alcanzar el surco occipital, delimitando un área subrectangular abultada, donde a su vez se individualizan dos lóbulos laterales basales, definidos por unas ligeras depresiones longitudinales. Estas son paralelas al eje sagital y se extienden entre la extremidad posterior de los lóbulos bicompuestos y el extremo interno de los lóbulos occipitales, con lo que los lóbulos latero-basales muestran un contorno subcuadrangular muy acentuado cuando el ejemplar ha sufrido una cierta deformación.

Los surcos longitudinales son anchos y profundos, partiendo del surco dorsal a nivel de su intersección con el surco oblicuo visible en la porción preocular de la fixigena. Su recorrido anterior es oblicuo en gran parte con relación al eje (ángulo de divergencia: 30 grados); si bien en su tercio posterior se vuelven paralelos al mismo y finalmente se curvan hacia fuera, tendiendo a unirse al surco dorsal. No obstante, tal unión no llega a producirse, pese a resultar aparente en algunos ejemplares debido a una deformación posterior. La anchura y profundidad de los surcos longitudinales se mantiene uniforme a lo largo de todo su recorrido, con excepción de un punto situado aproximadamente a los 3/5 de su origen, donde se observa un ensanchamiento semilunar

correspondiente al vestigio de la unión entre los primitivos pares S2 y S3.

Los lóbulos laterales bicompuestos son abultados y se encuentran delimitados por los surcos longitudinales y los surcos dorsales, cuyo recorrido en parte resulta paralelo a los anteriores. Por esta razón, su contorno general es alargado con los extremos redondeados, ocupando una posición oblicua con relación al eje sagital.

Los lóbulos occipitales presentan un contorno oval alargado, con extremos puntiagudos y un diá-

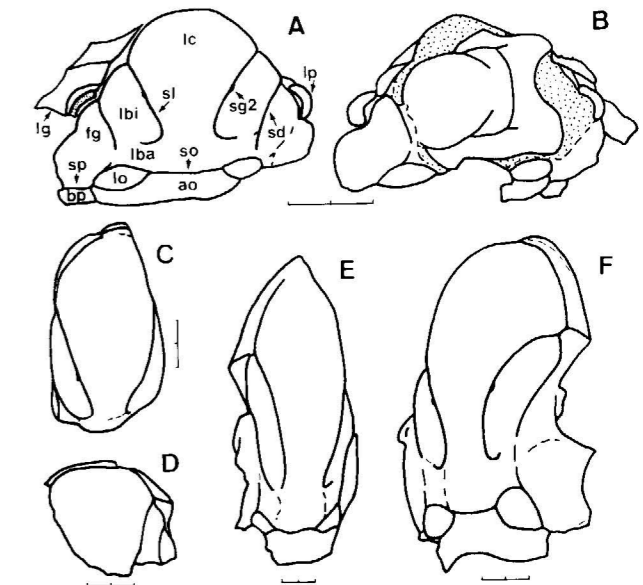


Figura 3.—A-B, E-F, *Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE). Llanvirn Superior de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz: A-B, ejemplar HD-VII 5101) y Dobrotiviense de la región de Angers (Macizo Armoricano francés: E, cranidio original de BAYAN, 1872, figurado por OEHLERT, 1896: lám. 1, fig. 2; F, cranidio de la Pouëze original de BUREAU, 1900, fig. 28). C, *Uralichas? heberti* (ROUAULT), holotipo de la especie procedente de Vitré (O de Francia: ROUAULT, 1849: fig. 1; OEHLERT, 1896: lám. 1, fig. 3). D, *Uralichas* sp., fragmento de cranidio asignado por DELGADO (1892: lám. 6, fig. 3) a *U. heberti*, procedente de la Sierra de Bussaco (centro de Portugal).

La escala gráfica representa 2 cm. Abreviaturas: ao, anillo occipital; bp, borde posterior; fg, fixigena; lba, lóbulo lateral basal (lóbulo medio); lbi, lóbulo lateral bicompuesto de la glabela («lóbulo lateral anterior»); lc, lóbulo central glabellar; lg, librigena; lo, lóbulo occipital («lóbulo posterior»); lp, lóbulo palpebral; sd, surco dorsal o axial; sg2, vestigio de la unión del segundo surco glabellar; sl, surco longitudinal (S2+S3); so, surco occipital; sp, surco del borde posterior.



metro mayor orientado algo oblicuamente con relación al eje (divergencia: 110 grados). Son los lóbulos glabulares más pequeños y aparecen comprendidos entre tres surcos diferentes: el límite anterior está formado por la unión de los surcos laterales basales con el extremo posterior del surco dorsal, que forman una ranura ancha y profunda. La parte posterior de estos lóbulos está definida por los extremos laterales del surco occipital, que se inflexionan hacia atrás para albergar a los lóbulos occipitales, delimitados en este caso por una ranura algo más estrecha y profunda que la que constituyen sus límites anteriores.

Los surcos dorsales muestran un recorrido general sinuoso, primero convexo hacia el exterior y luego hacia el interior, y aparecen desigualmente marcados: en la parte anterior, donde sirven de límite al lóbulo bicompuerto, son estrechos y profundos, mientras que se encuentran menos pronunciados o tienden a difuminarse a la altura de los lóbulos glabulares basales y finalmente recuperan su profundidad inicial con una mayor anchura en su parte posterior convexa hacia fuera que sirve de límite a los lóbulos occipitales.

El contorno general del anillo occipital es convexo hacia delante; en su parte central presenta la mayor anchura (tr.) y un pequeño tubérculo axial localizado en su mitad posterior. El surco occipital es muy ancho en la parte central, donde su recorrido es rectilíneo y perpendicular al eje; mientras que sus extremos laterales son cóncavos y están inclinados hacia atrás.

El borde anterior es estrecho (sag. y exsag.), abultado y se presenta arqueado uniformemente en su recorrido. En vista dorsal aparece oculto bajo el área frontal del lóbulo glabular central, del que se encuentra separado por un surco estrecho y profundo. Este se ensancha ligeramente cerca de sus extremos laterales, poco después de su unión con los surcos dorsales, prolongándose en los surcos laterales de las librigenas.

Las fixigenas son estrechas y abultadas anteriormente, donde sólo presentan como particularidad el surco que acabamos de describir. A continuación, el lóbulo palpebral destaca por su mayor abultamiento y contorno reniforme, encontrándose delimitado por un surco palpebral ancho y profundo. La parte posterior de la fixigena se inicia a la altura del extremo anterior del lóbulo palpebral y constituye un lóbulo amplio y poco abul-

tado, cuya anchura (tr.) aumenta rápidamente en sentido posterior de modo que alcanza una gran superficie. El único carácter destacable de este sector es la presencia de una depresión suave orientada en sentido longitudinal, que cuando se encuentra acentuada por compresión cobra el aspecto de un surco convexo que tiende a dividir este área posterior en dos partes desiguales, de la que la externa es siempre la más deprimida.

El borde posterior del cefalón no se continúa con el anillo occipital, ya que es más estrecho (exsag.) que éste en sus porciones internas, y aumenta rápidamente en anchura en sentido lateral, alcanzando un máximo en el punto de contacto con la librigena para decrecer y difuminarse hacia el ángulo genal.

La librigena es muy alargada y relativamente estrecha (tr.), siendo sus proporciones comparativamente pequeñas con relación al cranium y encontrándose inclinada hacia fuera con relación a éste. Sus extremos anteriores son puntiagudos. Existe un borde lateral abombado y limitado por un surco lateral estrecho que no llega a alcanzar el ángulo genal. Las puntas genales son anchas y relativamente cortas.

Los ojos son pequeños y reniformes; su longitud varía entre el 15 al 20 por 100 con relación a la del cefalón (sag.) en ejemplares adultos. Están situados aproximadamente en el centro (exsag.) del cranium, a nivel de la mitad dorsal de los lóbulos bicompuertos. La superficie visual se encuentra situada sobre un lóbulo basal abultado que aparece separado a su vez del resto de la librigena por un surco estrecho y muy profundo. La superficie visual es holocroal, y comprende numerosas facetas en una disposición que resulta, sin embargo, bastante regular. En los ejemplares adultos se ha observado que la superficie visual contiene al menos 84 hileras dorso-ventrales de facetas (medidas en su porción más convexa), con un número máximo de 20 facetas por hilera. Estas últimas se incrementan por intercalación de nuevas hileras en sentido ventral.

La sutura facial es opistoparia. Las ramas anteriores son convergentes y cruzan el borde anterior del cefalón de modo muy oblicuo, para unirse entre sí inmediatamente por detrás de la doblez ventral (muy estrecha) del cefalón. Las ramas post-oculares son prácticamente rectilíneas y corren casi paralelas al margen lateral de la librigena.

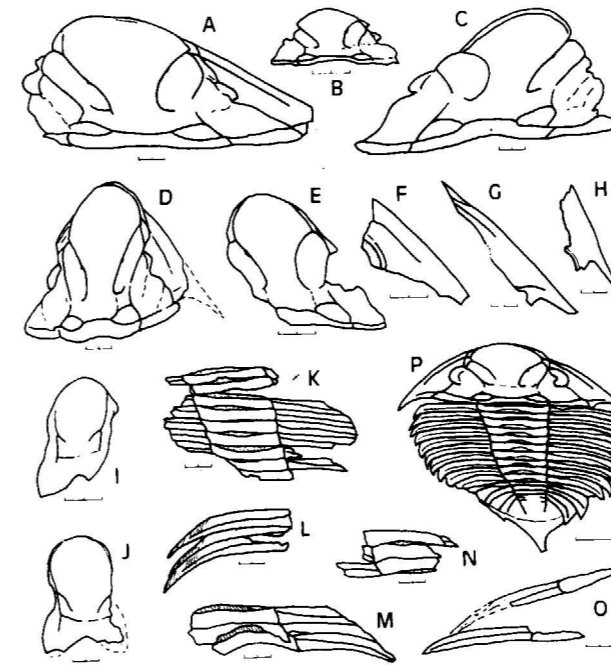


Figura 4.—*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE). Dobrotiviense Inferior del área de Valongo (norte de Portugal). A-O, ejemplares figurados por DELGADO (1892, 1897), depositados en los Servicios Geológicos de Portugal, entre los que se cuentan craniums (A, 1897: lám. 1, figs. 1-1a; B, 1897: lám. 2, figs. 2-2a; C, 1892: lám. 1; D, 1897: lám. 2, fig. 1; E, 1892: lám. 5, fig. 1), librigenas (F, 1897: lám. 3, fig. 6; G, 1892: lám. 1, perteneciente al cranium de la fig. C; H, 1892: lám. 6, fig. 1), hipostomas (I, 1892: lám. 6, fig. 2b; J, 1892: lám. 6, figs. 4a-b) y restos torácicos (K, 1897: lám. 4, fig. 1; L, 1897: lám. 4, fig. 2; M, 1897: lám. 4, fig. 3; N, 1892: lám. 4, fig. 2; O, 1892: lám. 5, fig. 2); P, ejemplar completo (holopsis juvenil), col. Vizcaíno. La escala gráfica representa 2 cm., excepto en la figura P (5 mm.).

El hipostoma es subpentagonal alargado, y alcanza un gran tamaño con relación al cranium: su longitud máxima representa entre el 75 y 80 por 100 de la longitud axial del cefalón. El cuerpo central constituye la parte más extensa y abultada del hipostoma, encontrándose bien delimitado por unos surcos laterales profundos que se prolongan ligeramente tras alcanzar el surco posterior. Este está bien marcado, y su anchura central es ligeramente superior a la de los extremos laterales. En la mitad posterior del cuerpo central existen un par de surcos oblicuos que se expanden distalmente en sendas áreas subcirculares, y a su vez limitan unos lóbulos posteriores sub-

triangulares, de extremos anteriores puntiagudos (en «oreja de gato» *sensu* TRIPP, 1957). El borde anterior del hipostoma está formado por una franja estrecha y verticalizada que se ajusta perfectamente a la doblez ventral del cefalón, limitada en este caso al borde anterior estrecho y redondeado. La parte anterior de los bordes laterales se prolonga en unas alas anchas (exsag.) que aparecen curvadas dorsalmente, y en cuyo punto de máxima convexidad se observa una suave protuberancia.

Los bordes laterales del hipostoma son anchos (tr.) en sentido posterior, continuándose en una superficie aplanada aún más ancha (sag. y exsag.), que configura el borde posterior. Este presenta una entalladura central amplia que coincide con un abultamiento del borde posterior en esta misma posición.

La doblez dorsal del hipostoma es lisa y se extiende por debajo de los bordes laterales, ensanchándose bruscamente a la altura del surco posterior para estrecharse de nuevo en posición axial.

El tórax está compuesto por 11 segmentos. El raquis presenta un relieve muy destacado con relación a las pleuras, y su anchura (tr.) disminuye notablemente en sentido posterior, variando entre 1/3 y 1/4 con relación a la anchura total de los segmentos torácicos (excluyendo las espinas).

Las pleuras son poco abultadas y se encuentran recurvadas hacia atrás en sus extremos, que aparecen prolongados en espinas robustas. Cada pleura se encuentra dividida longitudinalmente en dos bandas desiguales (la anterior algo más ancha —exsag.— que la posterior) por un surco estrecho y profundo, pero comparativamente más ancho y pronunciado que el surco interpleural. Estos surcos pleurales son muy largos y se prolongan en la mitad interna de las espinas pleurales.

La doblez ventral del tórax reproduce la terminación distal falciforme de los segmentos.

El pigidio posee un contorno subtriangular muy alargado y presenta un relieve equivalente al del tórax. El raquis se estrecha gradualmente en sentido posterior, si bien muestra una ligera expansión terminal que coincide con un abultamiento destacado. Los surcos dorsales que lo limitan se encuentran bien marcados y desaparecen antes de alcanzar el borde posterior, tendiendo sus extremos distales a converger ligeramente entre sí, aun-

que sin constituir un límite posterior neto. La anchura anterior del raquis representa aproximadamente 1/3 de la anchura máxima del pigidio (excluyendo las espinas). En su tercio anterior existen dos anillos bien individualizados, de aproximadamente la misma anchura, separados por un surco ancho que se estrecha lateralmente. El primer anillo posee una faceta posterior deprimida y de contorno semilunar, que ocupa una posición central y se asemeja mucho a las áreas de articulación raquídea de los segmentos torácicos. Por su parte, el segundo anillo es algo sinuoso, un poco más estrecho (sag.) comparativamente, y tiende a difuminarse en su porción central. A continuación se aprecia el vestigio de un tercer anillo limitado a dos extremos laterales cortos y levemente curvos.

El resto del raquis pigidial configura una pieza terminal alargada en la que rara vez se distinguen otros vestigios de segmentación. No obstante, algunos moldes internos indeformados procedentes de la localidad CC-I coinciden en presentar unas depresiones laterales transversas a nivel del estrechamiento localizado en el tercio posterior del raquis pigidial. Entre éstas y el tercer segmento axial se sitúan además los indicios de otros dos surcos representados por depresiones o por cambios muy tenues en la ornamentación.

Los flancos del pigidio están constituidos por tres pares de pleuras desiguales cuyos extremos internos no coinciden con la segmentación del raquis. Los dos primeros pares poseen surcos pleurales y se prolongan en sendas espinas agudas de sección ovalada, que divergen en sentido posterolateral con relación al eje. Las pleuras anteriores son cortas (exsag.) y presentan un contorno subtrapezoidal. Cada surco pleural correspondiente tiene un recorrido oblicuo y aproximadamente paralelo al surco interpleural, por lo que divide la pleura en dos porciones desiguales, entre las cuales la posterior resulta ser la más estrecha.

El segundo par de pleuras pigidiales ocupa mayor superficie que la anterior y aparece dividido por un surco oblicuo. En principio, el recorrido de éste resulta casi rectilíneo y subparalelo al surco interpleural posterior, pero en su tercio distal se curva tendiendo a volverse paralelo al borde externo de la pleura (anterior a la espina).

El tercer par de pleuras es prácticamente liso y presenta un contorno triangular. En su porción

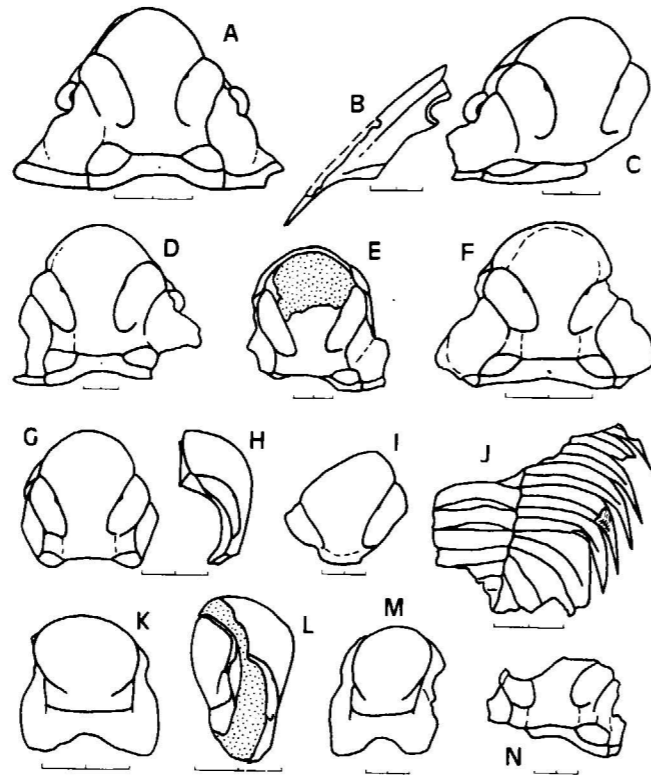


Figura 5.—*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE). Llanvirn Superior de Alía (Cáceres: B), Helechosa de los Montes (Badajoz: C), Fuenlabrada de los Montes (Badajoz: J); y Dobrotiviense (Llandeilo) de Calzada de Calatrava (Ciudad Real: A, D-E, G-H, K, M), Corral de Calatrava (Ciudad Real: F), Navalpino (Ciudad Real: L) y área de Almadén (Ciudad Real: I, N). A, cranidio CC-I 5064; B, librigena PSV-III 5120; C, HM-IV 5110; D, CC-I 5063; E, CC-I 5065; F, holotipo E.N.S.M.P. T-182 (original de VERNEUIL y BARRANDE); G-H, AC-III 5060; I, original de BORN (1918: lám. 27, fig. 5: «*Lichas* cf. *avus*»); J, fragmento de tórax+pigidio HD-VII 5104; K, hipostoma CC-I 5087; L, fragmento cranidial con hipostoma en conexión, RA-VI 5127; M, hipostoma CC-I 5086; N, resto de un cranidio original de BORN (1918: lám. 27, fig. 6: «*Lichas* sp.»). La escala gráfica de cada figura representa 2 cm.

más interna, cerca del extremo de los surcos dorsales del raquis, se aprecia en ocasiones una depresión longitudinal muy corta que podría representar un vestigio del surco pleural correspondiente. El borde posterior de este último par de pleuras se prolonga hacia atrás en una robusta punta caudal, que constituye uno de los caracteres más sobresalientes del pigidio, dada su elevada longitud. En este sentido, el pigidio más completo procedente de Valongo (Portugal) muestra que la longitud de la misma supera en algo más de dos ve-

ces a la del raquis pigidial. La caudícula es muy ancha en su base, pero luego se estrecha de modo gradual volviéndose subparalela en su mitad posterior, que además podría encontrarse algo elevada con relación al plano del pigidio.

La doblez ventral del pigidio es estrecha y presenta un contorno parabólico aproximadamente comarginal, aunque en realidad su anchura tiende a incrementarse en sentido posterior para alcanzar un máximo a nivel de la caudícula.

Con relación a sus enormes proporciones, el caparazón de la especie parece haber sido extraordinariamente delgado, por lo que el aspecto de sus moldes internos y externos resulta bastante coincidente. Toda la superficie dorsal aparece recubierta por una granulación densa y uniforme a excepción de las superficies articulares, los surcos glabellares, torácicos y pigidiales que son lisos, así como las áreas deprimidas, donde la ornamentación resulta más fina y posee un relieve atenuado. Los gránulos visibles en la superficie externa del cefalón son semiesféricos y en su cúspide se distingue a veces una perforación diminuta, mientras que en el molde interno dichas estructuras resultan más prominentes y destacan como relieves cilíndricos de terminación superior mazuda u ocasionalmente globosa. Cuando esta última aparece rota, es frecuente observar una oquedad en el interior de tales bases cilíndricas, que compondrían originalmente estructuras tubulares. Todo ello nos lleva a concluir que la cutícula de este trilobites estaría atravesada por tubérculos auténticos y numerosos, constituidos por unas estructuras tubulares abiertas hacia el interior, que desembocarían hacia arriba en una cavidad globosa, que podría comunicarse con el exterior mediante uno o varios poros diminutos. Al mismo tiempo, la presencia de estas cavidades internas próximas a la superficie confiere un aspecto granuloso a todo el caparazón dorsal. No obstante, dicha granulación no es totalmente homogénea, apreciándose tubérculos de diversos tamaños, entre los que destacan algunos más grandes (diámetros entre 0,41 y 0,50 mm. para ejemplares adultos) rodeados por otros más finos y numerosos (menos de 0,08 mm. de diámetro), que en líneas generales se distribuyen además de modo anular alrededor de los primeros. Este aspecto resulta también muy característico de la especie y queda muy patente en el cefalón de los individuos adultos de gran talla o entre sus representantes más jóvenes desde el

punto de vista geológico. Salvo en estos casos que acabamos de mencionar, el contraste entre el diámetro de los tubérculos decrece ligeramente en los segmentos torácicos y en el pigidio, si bien continúan reconociéndose las relaciones características entre unos y otros.

En la región ventral del exoesqueleto, tanto el hipostoma como la punta caudal presentan igualmente una superficie externa granulosa. En este segundo caso, el aspecto y distribución de los tubérculos resulta idéntico al del exoesqueleto dorsal, lo que constituye otro argumento en favor de una disposición erguida de la caudícula con relación al plano del pigidio. Por el contrario, la granulación reconocible en el hipostoma resulta más fina, densa y homogénea que la de las restantes partes del caparazón, aunque varía también dentro del mismo, destacándose relativamente en sus áreas internas más deprimidas.

Las restantes porciones ventrales del exoesqueleto presentan una ornamentación diferente a la descrita, constituida principalmente por crestas en terraza visibles en la doblez ventral del borde anterior cefálico y área genal, alas anteriores y márgenes laterales del hipostoma (su doblez posterodorsal es lisa), doblez ventral de los segmentos torácicos y doblez pigidial (excluyendo la caudícula). El recorrido de las crestas en terraza resulta comarginal y más o menos anastomosado en casi todas las áreas mencionadas, con excepción de la doblez genal y la doblez pleural de los segmentos torácicos, donde en principio corren oblicuas a su extremo distal y luego resultan concéntricas al área fulcral. Las crestas en terraza de la doblez pigidial deben describirse aparte, ya que generan unos relieves más acentuados, asociados en las áreas de valle a intercalaciones de gránulos muy finos y numerosos que raras veces aparecen alineados (base de la caudícula). Las crestas en terraza presentan abundantes casos de anastomosis en la base de las espinas pleurales del pigidio. Los márgenes laterales de éstas muestran crestas granulosas en disposición oblicua que tienden a converger en sentido distal, aunque tal unión no se verifica al desaparecer ventralmente, siendo sustituidas por una superficie densamente granulosa.

#### Observaciones:

*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856) es una especie muy notable que destaca en

primer lugar por sus dimensiones extraordinarias, las mayores conocidas entre todos los trilobites (HARRINGTON in MOORE, 1958, pág. 042). Su longitud total ha sido estimada entre 70-80 cm. por BAYAN (1872) y OEHLERT (1896), quienes estudiaron un cranidio y un pigidio gigantescos procedentes de las Pizarras de Angers (O de Francia) que medían 20 y 30 cm. de longitud, respectivamente. Las dimensiones del caparazón completo fueron calculadas por estos autores por comparación con las proporciones existentes entre los tagmas de otros Lichaidae conservados completos (aluden concretamente a *Dicranopeltis scabra* (BEYRICH) y *Trochurus speciosus* (BEYRICH)), una vez descontado el alargamiento debido a la deformación que presentaban los restos estudiados (cifrado aproximadamente en 1/4 de la longitud registrada). Los ejemplares portugueses descritos por DELGADO (1892) corresponden a individuos algo más pequeños, cuya longitud total fue estimada en 56 cm. por dicho autor. No obstante, el conjunto de estos cálculos no era del todo fiable, ya que se desconocían ejemplares completos de la especie, y como consecuencia de ello, tampoco era posible asegurar que la proporción supuesta para sus tagmas fuera idéntica a la de aquellas formas que habían servido de comparación (de los géneros *Dicranopeltis* y *Trochurus*).

En el presente trabajo hemos intentado reconstruir de nuevo las dimensiones máximas de la especie *Uralichas hispanicus*, utilizando para ello otros argumentos a nuestro juicio más consistentes, como un ejemplar completo juvenil procedente del N de Portugal (cf. lám. 3, fig. 7), y un pigidio figurado por DELGADO (1897: lám. 4, fig. 4) con posterioridad a la restitución fundada sobre los ejemplares franceses. El primer ejemplar aludido consiste en un estadio holaspis juvenil que mide tan sólo 23 mm. de longitud (desde el borde anterior cefálico hasta el extremo fragmentario de la punta caudal), y que se encuentra ensanchado por deformación. No obstante, ésta parece homogénea y por tanto no afecta al conocimiento de las proporciones existentes entre los tagmas, que con referencia a la longitud (sag.) del caparazón son, respectivamente, 28,6 por 100 (cefalón), 35,6 por 100 (tórax) y 35,6 por 100 (pigidio). Dado que el pigidio muestra la caudícula incompleta, estos datos tampoco pueden considerarse exactos, por lo que estableceremos como referencia complementaria el pigidio estudiado por DELGADO (op. cit.). En éste se aprecia que la longitud del área post-

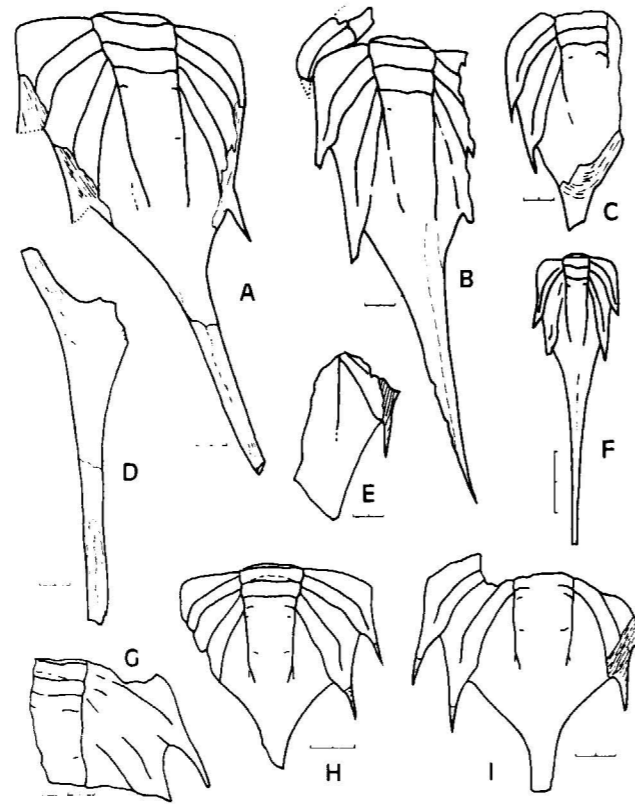


Figura 6.—*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE). Pigidios procedentes de los materiales dobtrotivienses de La Pouëze (Angers, Francia: A), Monteneuf (Morbihan, Francia: C), Valongo (N de Portugal: B, D-F) y Calzada de Calatrava (Ciudad Real: G-I). A, ejemplar figurado por OEHLERT (1896: lám. 1, fig. 1); B, original de DELGADO (1892: lám. 4, fig. 1=lám. 2; lectotipo de *U. ribeiroi* DELGADO); C, ejemplar E.N.S.M.P. T-3805 (col. Verneuil; Lyon); D, caudícula y resto de la doblez pigidial, original de DELGADO (1892: lám. 3, fig. 1); E, fragmento posterolateral (DELGADO, 1897: lám. 1, fig. 3); F, pigidio juvenil (DELGADO, 1897: lám. 4, fig. 4); G, CC-I 5095; H, CC-I 5094; I, CC-I 5093. La escala de cada figura equivale a 2 cm.

raquídea más la punta pigidial representa más del doble de la medida en el raquis. Concretamente, la longitud de éste constituye el 30 por 100 de la longitud total del pigidio, o si se prefiere, es 3,25 veces inferior a aquélla. Extrapolando este dato a los restantes pigidios conocidos de *U. hispanicus*, puede deducirse que los ejemplares más grandes presentan unas dimensiones aún mayores a las estimadas en un principio. Así, el pigidio de La Pouëze estudiado por OEHLERT (1896: lám. 1, figura 1) mediría al menos 41 cm. de longitud una vez restituida la punta caudal (30,7 cm. reales cal-

culando que como máximo un 25 por 100 se debe a la deformación oblicuo-longitudinal); mientras que para otro ejemplar de Valongo (DELGADO, 1892: lám. 2 y lám. 4, fig. 1) estos parámetros se situarían en torno a 38,3 cm. (deformado) y 28,7 centímetros (longitud real restituida). Volviendo a nuestro ejemplar completo del N de Portugal, la reconstrucción del pigidio implicaría una longitud de 13 mm. para el mismo, por lo que la longitud total del caparazón sería 27,8 mm. En consecuencia, la proporción existente entre los tagmas con relación a la longitud total del caparazón sería, respectivamente, 23,7 por 100 (cefalón), 29,4 por 100 (tórax) y 46,7 por 100 (pigidio), que a falta de otras evidencias, adoptaremos a partir de ahora como tipo para las reconstrucciones basadas en diverso material de la especie. Como dato complementario que figura en la descripción, podemos añadir también que la longitud (sag.) del hipostoma representa el 75-80 por 100 de la longitud axial del cefalón, con lo que el hipostoma mide a su vez un 17,7-18,9 por 100 del total de la longitud del caparazón de *U. hispanicus*.

Si aplicamos los parámetros deducidos en el párrafo anterior a los ejemplares de *U. hispanicus* más grandes descritos en este trabajo, obtendremos las siguientes longitudes para el caparazón completo: 32,4 cm. (calculados sobre el cranidio CC-I 5063), 36,8 cm. (idem pigidio CC-I 5094), 39,6 centímetros (idem pigidio CC-I 5093), 26-27 centímetros (idem hipostoma CC-I 5086), 13,9 cm. (holotipo, cranidio T.182), 17,7 cm. (cranidio e hipostoma HD-VII 5101). Haciendo lo mismo para el material francés y portugués, una vez descontada la deformación: 58,6 cm. (cranidio de BAYAN, 1872); 43,8 cm. (cranidio de BUREAU, 1900: fig. 28); 65,7 centímetros (pigidio de OEHLERT, 1896); 33,7 cm. (cranidio de DELGADO, 1892: lám. 1); 61,4 cm. (pigidio de DELGADO, 1892: lám. 4, fig. 1); 30,9-33 centímetros (hipostoma de DELGADO, 1892: lám. 6, figura 4); 40,5 cm. (cefalón de DELGADO, 1897: lám. 2, fig. 1) y 15 cm. (pigidio de DELGADO, 1897: lám. 4, fig. 4).

Como conclusión, las dimensiones máximas registradas en *U. hispanicus* pueden situarse alrededor de 66 cm., lo que confirma a esta especie como la de mayor tamaño conocido entre todos los trilobites. Los supuestos de partida, empleados para la reconstrucción del conjunto de sus dimensiones, creemos que son suficientemente fiables, ya que se basan en un estadio holaspis ju-

venil casi completo cuyas proporciones (entre tagmas) deben ser similares a las de los adultos de la especie. Como es natural, también se vislumbran sobre este ejemplar otras particularidades del desarrollo ontogénico, como el crecimiento alométrico de los ojos (que disminuyen de tamaño en los adultos) y tal vez el retraso de la individualización de las espinas pleurales del pigidio, coincidente con lo observado en ciertos pigidios juveniles (cf. DELGADO, 1897: lám. 4, fig. 4). No obstante, este último carácter puede implicar un factor conservacional, ya que las espinas pleurales, tan delicadas, tampoco se suelen presentar completas en otros pigidios adultos de gran talla (cf. DELGADO, 1892, y OEHLERT, 1896). Por otro lado, las proporciones relativas entre los tagmas de algunos Lichainae próximos a *Uralichas*, de los que se conocen ejemplares completos en estadio holaspis juvenil (cf. *Bohemolichas incola* (BARRANDE) in VANEK, 1959: lám. 3, fig. 7), muestran que en este nivel de desarrollo ya se han alcanzado las proporciones típicas del adulto. Estas resultan además muy diferentes a las de *Uralichas*, donde el cefalón es relativamente voluminoso frente al conjunto tórax+pigidio, justo a la inversa de lo que sucede en *Bohemolichas* y *Dicranopeltis*.

Otro conjunto de observaciones que queremos plantear se refieren a la sinonimia propuesta entre *Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856) y *U. ribeiroi* (DELGADO, 1892), con prioridad nomenclatural para el primero de estos taxones. *U. hispanicus* fue caracterizado por sus autores sobre un cranidio comprimido dorsoventralmente de dimensiones reducidas, que según consta en la descripción original presenta dos rasgos principales: el gran abombamiento de la parte frontal de la glabella («casi como un hemisferio») y la presencia de un lóbulo central abultado distintivamente en su parte posterior transversa («que dibuja como un segundo anillo occipital»). Otros caracteres resaltados en su momento fueron los lóbulos laterales de contorno oval-alargado, inclinados 45 grados con el eje y limitados por unos surcos longitudinales y axiales que corren paralelos y aparecen unidos posteriormente; la presencia de un borde frontal «bastante ancho»; los lóbulos occipitales diminutos, ovales y puntiagudos en sus extremos; la convexidad del anillo occipital, donde existe un tubérculo central; y finalmente, la granulación algo desigual y poco apretada que recubre todo el cranidio (con tubérculos que «tienden a elevarse en punta»). En este trabajo

hemos estudiado de nuevo el ejemplar de VERNEUIL y BARRANDE (1856) a través de un molde del mismo facilitado amablemente por el Servicio Nacional de Gestión de las Colecciones Paleontológicas francesas (cf. lám. 2, fig. 6), pudiendo comprobar que prácticamente todos los caracteres distintivos de la especie, mencionados en su descripción original, son de índole conservacional. En concreto, la compresión dorso-ventral sufrida por el cranidio ha hecho que sus márgenes anteriores y anterolaterales verticalizados se encuentren abatidos dorsalmente, con lo que en dicha perspectiva varía la superficie relativa de las distintas regiones de la glabella, y se desarrolla en la parte anterior del lóbulo central una fractura comarginal interpretada erróneamente como un «borde frontal bastante ancho». La distorsión provocada por la compresión es responsable también de la transformación de ciertas áreas deprimidas en falsos surcos, como el que relaciona transversalmente la parte posterior interna de ambos surcos longitudinales, delimitando un «pseudoanillo occipital»; los «surcos» que provocan la unión de los surcos longitudinales a los dorsales cerrando el contorno de los lóbulos bicompuestos; los surcos compresionales (exsag.) que delimitan los lóbulos laterales basales; y finalmente, los surcos que parecen independizar las esquinas posterolaterales de las fixigenas. Si descartamos todos estos caracteres imputables a la compresión sufrida por el ejemplar, el holotipo de *U. hispanicus* es idéntico en todos sus rasgos a los cranidios de *U. ribeiroi* DELGADO figurados por su autor (DELGADO, 1892, 1897). Las diferencias que éste establece al proponer un nuevo taxón se refieren a las menores dimensiones de *U. hispanicus* y mayor relieve del lóbulo central de la glabella, a la inexistencia del segundo «pseudo-anillo occipital», y a que la granulación está formada por tubérculos agudos. Estos últimos no aparecen como tales en el holotipo de *U. hispanicus*, donde la granulación observada es semejante a la de *U. ribeiroi*, mientras que todas las demás diferencias mencionadas por DELGADO (1892) tampoco son consistentes por deberse al estado de conservación particular del ejemplar español.

La infravaloración de los efectos de la deformación diagenética, con su incidencia en las determinaciones, puede constituir a su vez una de las causas de la aparente diversidad taxonómica existente entre los Lichainae ibéricos, de acuerdo con las listas suministradas por el autor portugués.

Así, en los «Schistes à *U. ribeiroi*» de Valongo (techo del Dobrotiviense Inferior), DELGADO (1892: página 14 y tabla final) menciona la existencia conjunta de «*Lichas* aff. *incola* BARRANDE» (an. sp. n.), representada por «dos glabelas sueltas e imperfectas»; que son referidas más tarde (DELGADO, 1908) como «*Lichas* sp.n. (aff. *L. incola* BARR.)», sumando también «*Lichas* sp.n. (aff. *L. scabra* BEYR.)». Estas determinaciones resultan problemáticas tanto por el escaso material como por la posible conservación inadecuada del mismo, a lo que se une el hecho de que los cranidios de *Bohemolichas incola* (BARRANDE) y *Dicranopeltis scabra* (BEYRICH) presentan lógicamente bastantes aspectos comunes con *Uralichas* (como ocurre con otros Lichainae). Los datos adicionales de que *B. incola* sea una especie llanvirniense y *D. scabra* se conozca exclusivamente en las épocas Wenlock-Ludlow, hacen muy improbables sus menciones portuguesas, que en nuestra opinión deben corresponder a ejemplares deformados o fragmentarios de *U. hispanicus* (= *U. ribeiroi*), el único Lichainae bien caracterizado en los mismos niveles. La misma interpretación podría aplicarse también a las citas de *Lichas incola* BARRANDE en un horizonte algo más antiguo de Valongo («Schistes a *Orthis noctilio*»: DELGADO, 1892: pág. 6), a las que su autor añade en 1908 la presencia de «*U. ribeiroi* DELGADO» y un *Uralichas* «juvenil» que relaciona con *U. hispanicus* (VERN. y BARR.). Con ello, DELGADO (op. cit.) da por válido que ambas especies (*U. hispanicus* y *U. ribeiroi*) puedan coexistir en los mismos niveles, aunque por la forma de expresar sus citas no queda claro si este autor llegó a considerar a *U. hispanicus* como un morfotipo juvenil de *U. ribeiroi*.

Finalmente, los dos cranidios de Valongo y Busaco atribuidos a *U. heberti* (ROUAULT) corresponden a fragmentos indeterminables cuya descripción y figura (DELGADO, 1892: lám. 6, fig. 5) concuerdan también con los caracteres descritos originalmente para *U. ribeiroi* (= *U. hispanicus*). Una última objeción al trabajo de DELGADO (1892), ilustrativo de su desconcierto sobre los efectos de la compactación diagenética, se ejemplifica por el hecho de que este autor defendió que el surco axial compresional, visible en la punta caudal del pigidio de algunos ejemplares comprimidos, era auténtico (pre-diagenético), y demostraba que esta pieza se formaba a partir del tercer par pleural por la unión de dos prolongaciones alargadas desmesuradamente, culminando en un extremo bifur-

cado. Pese a que tales afirmaciones fueron rebatidas por OEHLERT (1896), en el sentido de que dichas estructuras (dorsales y ventrales) no eran sino fracturas telescópicas debidas a la compresión (semejantes a las que se reconocen con frecuencia en los fósiles de nautiloideos ortocónicos y pluricolumnares de crinoides), DELGADO (1897) sólo admitió el error de suponer bifurcado el extremo de la caudícula. Al mismo tiempo, ratificó sus interpretaciones anteriores sobre los surcos longitudinales de la punta pigidial, a la que atribuía una importancia tan desmedida, que llegó a afirmar, fundándose en este carácter, que «*Uralichas* debe representar un tipo superior de trilobites, que relaciona en cierto modo este orden de Crustáceos con los Merostomas» (por semejanza de su caudícula con el telson de los euryptéridos).

Como corolario a estas observaciones sobre *U. hispanicus*, hemos podido esclarecer las citas previas de *U. avus* (BARRANDE, 1872) en la Península Ibérica, que aparecen consignadas dentro de la sinonimia de esta especie bohémica (cf. VANEK, 1959). Dicha cita corresponde a un fragmento glabellar descrito y figurado por BORN (1918) como *Lichas* cf. *avus* BARR., al que se añade otro resto cefálico determinado como *Lichas* sp. en el mismo trabajo. Ambos ejemplares se encuentran depositados en el Museo Senckenberg de Frankfurt am Main (Alemania Federal) y después de su revisión podemos concluir que todos sus caracteres morfológicos y ornamentales concuerdan con los de *U. hispanicus*, razón por lo cual los hemos reasignado a dicha especie.

#### Distribución:

La presencia de *Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856) ha sido registrada hasta el momento en los materiales de edad comprendida entre el Llanvirn Superior y el Dobrotiviense (Llan-deilo) Superior de la zona Centroibérica del Macizo Hespérico.

El material español procede de los niveles de dicha edad en diversas localidades de las «Capas con Tristani» de los sinclinales de Navas de Estena, Guádarraque, Corral de Calatrava, Herrera del Duque, Almadén y Puertollano-Almuradiel.

De acuerdo con DELGADO (1892), los hallazgos portugueses de este trilobites se situarían en niveles dobrotivienses de la Formación Valongo del

SE de Covelo (ESE de Porto) y vertiente occidental de la Sierra de Santa Justa (región de Valongo, N de Portugal); así como en la localidad de Riba de Cima (Penacova), perteneciente a niveles equivalentes de la Sierra de Bussaco. El ejemplar completo que aquí presentamos procede de la localidad de San Pedro de Cova, enclavada en el área de Valongo (Douro litoral).

Fuera de la Península Ibérica, la especie está representada probablemente en una decena de localidades situadas en el Macizo Armoricano francés (BAYAN, 1872; TROMELIN y LEBESCONTE, 1876; OEHLERT, 1896; BUREAU, 1900; HENRY, 1980), correspondientes a materiales dobrotivienses anteriores a la Sub-biozona Bureaui en los sinclinales de Mortain-Domfront, St. Julien-de-Vouvantes/Angers, Martigné-Ferchaud y sinclinorio central armoricano.

#### *Uralichas gutierrezii* n. sp. (Lám. 1, figs. 1-4)

?1980 *Uralichas* sp.—HENRY, p. 233.  
vp1984 *Uralichas heberti* (ROUAULT)—GUTIÉRREZ MARCO et al., p. 301.

#### Derivación del nombre:

La especie está dedicada a Juan Carlos Gutiérrez Marco.

#### Holotipo:

Molde interno de un cranidio casi completo, representado en la lám. 54, figs. 1 y 2. Está depositado en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, con el número VPA-5134 de las colecciones pertenecientes a este trabajo.

#### Paratipos:

Dos fragmentos cranidiales (NE-III 5135-5136) y un segmento torácico (VP-II 5137).

#### Localidad y estrato típicos:

Ventas con Peña Aguilera (Toledo), arroyo del Acebrón (pto. VPA), aproximadamente 1.925 m. al E del Km. 66,500 de la carretera C-403 (Torrijos-Piedrabuena). La localidad corresponde a pizarras

arcillosas situadas en la parte alta de la mitad inferior de las «Pizarras con *Neseuretus*», referibles con seguridad al Llanvirn Inferior.

#### Diagnosis:

Una especie del género *Uralichas* que se caracteriza por su gran talla, y por la posesión de una glabela abultada con lóbulo central muy estrecho a nivel de la mitad posterior de los lóbulos bicompuestos. Estos son grandes y de contorno oval alargado. «Ornamentación» fina y muy densa, constituida por tubérculos desiguales de tamaños poco contrastados.

#### Descripción:

El cranidio posee un contorno subparabólico y una convexidad apreciable; su punto más elevado en vista lateral se localiza en la mitad posterior del lóbulo frontal de la glabela.

El lóbulo central glabellar es muy ancho (tr.) en su porción frontal, disminuyendo notablemente en anchura en sentido caudal: en el área comprendida entre las regiones posteriores de los surcos longitudinales ésta representa el 28 por 100 de la medida en la región frontal. La porción posterior del lóbulo central vuelve a ensancharse (tr.) antes de alcanzar el surco occipital, definiendo un área subrectangular ligeramente abultada, donde se aprecian los lóbulos basales laterales. Estos se encuentran limitados del área central de la glabela por unas leves depresiones longitudinales.

Los surcos longitudinales son muy anchos y profundos. Su recorrido anterior es oblicuo con relación al eje sagital (ángulo de divergencia: 29 grados), si bien en su tercio posterior se vuelven casi paralelos al eje sagital, curvándose finalmente hacia fuera para unirse al surco dorsal. A nivel de la mitad de su longitud se aprecian unos ensanchamientos en ambos surcos, vestigios de las uniones entre los primitivos pares S2 y S3. Los lóbulos laterales bicompuestos son relativamente convexos y se encuentran muy bien delimitados por los surcos longitudinales y dorsales. Su contorno general es alargado con los extremos redondeados, y su posición es oblicua con respecto al eje sagital.

Los lóbulos occipitales presentan un contorno oval alargado y su disposición es ligeramente obli-

cua hacia atrás con respecto al eje sagital (divergencia: 108 grados).

El contorno general del anillo occipital es convexo hacia delante; su mayor anchura (sag.) se localiza en la región central. El surco occipital es muy ancho (sag.) también en la porción central, mientras que las ramas laterales son ligeramente convexas hacia atrás para albergar a los lóbulos occipitales. Los ojos son pequeños y reniformes, localizados aproximadamente a nivel de la mitad dorsal de los lóbulos bicompuestos.

A excepción de los surcos, todo el cranidio se encuentra recubierto por pequeños tubérculos desiguales, sin gran contraste de diámetros (entre 0,1 y 0,2 mm.), y en una disposición muy apretada.

#### Dimensiones (en mm.):

Holotipo VPA 5134: A=50; B1=41; K=34; K5=29; K6=8.

#### Relaciones y diferencias:

*Uralichas gutierrezii* n.sp. se diferencia muy bien de la especie estratigráficamente más joven *U. hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856), por la menor anchura (tr.) existente entre los extremos posteriores de los lóbulos bicompuestos, así como por la «ornamentación» tan diferente del caparazón. Mientras que en *U. hispanicus* ésta está compuesta por tubérculos de tamaños muy diferentes, con gránulos grandes poco abundantes, en *U. gutierrezii* n.sp. no existe un contraste de tamaños entre los tubérculos, cuya disposición es densa y uniforme.

Las principales diferencias con las restantes especies del género están expuestas en las tablas 2 y 3.

#### Distribución:

*Uralichas gutierrezii* n. sp. se conoce exclusivamente en los materiales del Llanvirn Inferior de la zona Centroeibérica (sinclinales de Algodor-Milagro y Navas de Estena), donde antecede a *Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856).

La especie podría estar también representada en Bretaña (Francia), ya que en la localidad de

**TABLA 2**  
Comparación de los caracteres cefálicos en las especies del género *Uralichas*.

	GLABELA			HIPOSTOMA	
	Anchura máx. (tr.)	Anch. central entre surc. long.	Contorno lob. bic.	Anch. (sag.) borde post.	Límite post. cuerpo central
<i>U. avus</i> (BARRANDE) Llanvirn	Parte frontal lóbulo central	Pequeña	Oval	Pequeña	Mal definido
<i>U. giganteus</i> VANEK Llanvirn	Lóbulos bicompuestos	Elevada	Oval alargado	—	—
<i>U. gutierrezii</i> n. sp. Llanvirn Inferior	Lóbulos bicompuestos	Muy pequeña	Alargado	—	—
<i>U. hispanicus</i> (VERNEUIL y BARRANDE) Llanvirn Superior - Dobrotiv. (Llandeilo) Superior	Lóbulos bicompuestos	Elevada	Alargado	Considerable	Surco posterior profundo
<i>Uralichas</i> n. sp.? ( <i>U. heberti</i> sensu RACHEBOEUF, 1969) Llanvirn o Llandeilo	Lóbulos bicompuestos	Apreciable	Alargado y muy estrecho	—	—
<i>U.? heberti</i> (ROUAULT) Llanvirn o Llandeilo	Lóbulos bicompuestos	Pequeña?	Alargado?	—	—

**TABLA 3**  
Comparación de los caracteres pigidiales y la ornamentación del caparazón en las especies del género *Uralichas*

	PIGIDIO				ORNAMENTACION
	Raquis Anchura N.º anillos	Número costillas	Núm. surcos pleur.	Espinas pleurales	Dorsal
<i>U. avus</i> (BARRANDE) Llanvirn	ancho; 2 compl., 3 inkompl.	4	4	No; pleuras putiagudas	Tubérculos desiguales; gránulos grandes abundantes
<i>U. giganteus</i> VANEK Llanvirn	3 compl., 2 inkompl.	5	5	—	Tubérculos desiguales; gránulos grandes poco abundantes
<i>U. gutierrezii</i> n. sp. Llanvirn Inferior	—	—	—	—	Tubérculos desiguales sin contraste de diámetros
<i>U. hispanicus</i> (VERNEUIL y BARRANDE) Llanvirn Superior - Dobrotiv. (Llandeilo) Superior	estrecho; 2 compl., 1-2 inkompl.	3	2	2 pares; largas y dirigidas posterolateralmente	Tubérculos desiguales; gránulos grandes y abundantes
<i>Uralichas</i> n. sp. ( <i>U. heberti</i> sensu RACHEBOEUF, 1969) Llanvirn o Llandeilo	muy estrecho; 2 compl., 1 inkompl.	3	3	No	Granulación irregular y «pustulosa»
<i>U.? heberti</i> (ROUAULT) Llanvirn o Llandeilo	3 compl.?	—	3?	—	Granulación irregular; tubérculos agudos y poco apretados

Laillé (cota 85) correspondiente a la base de la Formación de Traveusot, HENRY (1980) menciona el hallazgo de *Uralichas* entre una asociación de trilobites característica del Llanvirn Inferior.

*Uralichas? heberti* (ROUAULT, 1849)  
(Fig. 3C en el texto)

\*1849 *Lichas? Heberti* n. sp.—ROUAULT, pp. 377-379; fig. 1.  
1896 *Lichas? Heberti* ROUAULT.—OEHLERT, p. 6; lám. 1, fig. 3.

**Holotipo:**

Molde interno de un fragmento cranial figurado por ROUAULT (1849: fig. 1) y OEHLERT (1896: lámina 1, fig. 3), procedente de la localidad de Vitré (Maine-et-Loire), de edad Llanvirn o Llandeil y perteneciente a la Formación de Andouillé del sinclinorio central armoricano (O de Francia). De acuerdo con OEHLERT (1896), este ejemplar fue depositado en el Museo de Vitré, aunque un molde del mismo podría localizarse tal vez en la colección Verneuil (cf. BAYAN, 1872), conservada actualmente en la Universidad Claude Bernard de Lyon (Francia).

**Diagnosis** (adaptada de ROUAULT, 1849):

Glabela con lóbulo central abombado y estrecho posteriormente, delimitado a su vez por unos surcos longitudinales profundos, en cuyo tercio interno se localizan sendas depresiones de mayor anchura. Los lóbulos bicompuestos son alargados y estrechos. La superficie del caparazón está recubierta por una granulación fina y no muy densa.

**Observaciones:**

*Uralichas? heberti* (ROUAULT, 1849) constituye un taxón válido (publicado originalmente con una descripción y figura del holotipo), aunque fue definido sobre un material tan insuficiente y mal conservado, que en realidad no parece posible referir a la especie cualquier otro ejemplar con unas mínimas garantías. Entre los caracteres considerados por ROUAULT (1849) como distintivos de la misma, la depresión observada en ambos surcos longitudinales es común a todas las formas de *Uralichas* e incluso a alguna de *Bohemolichas* [como *B. incola* (BARRANDE, 1856)]; y representa un vestigio de la unión entre los surcos glabulares S2 y S3.

El holotipo de *U.? heberti* (ROUAULT) consiste en un fragmento cranial muy incompleto y alargado por deformación, cuyas relaciones son inciertas incluso a nivel genérico. En este sentido, la especie podría pertenecer tanto a *Bohemolichas* (improbable por ausencia de otros representantes en iberoarmoricana como a *Uralichas*, único Lichaina conocido en el SO de Europa (a través de las dos formas descritas en este trabajo), por lo que asignamos esta especie al mismo de modo provisional.

Entre las formas ibéricas, *Uralichas gutierrezii* n. sp. resulta bastante similar a *U.? heberti* por el angostamiento posterior del lóbulo central de la glabela y su granulación más fina y homogénea. No obstante, el estrechamiento observado en *U.? heberti* podría deberse también a la deformación sufrida por el holotipo, mientras que su granulación más fina puede ser consecuencia de una conservación insuficiente, ya que estas mismas variaciones aparecen en *U. hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856), incluso dentro de un mismo yacimiento, dependiendo del grado de abrasión de los moldes internos. Con respecto a las características pigidiales, ROUAULT (1849) menciona tan sólo en *U.? heberti* la presencia de tres surcos raquídeos profundos que se corresponden con los que dividen los flancos. Según esto, parece deducirse que existirían tres pares de surcos pleurales en continuidad con los anillos del raquis, lo que difiere claramente de otras especies del género.

Por otro lado, y hasta la realización de nuestro trabajo, existía la impresión de que el género *Uralichas* se encontraba representado en el SO de Europa por una sola especie, para la que existían tres nombres propuestos respectivamente en Francia (*Lichas? heberti* ROUAULT, 1849), España (*Lichas hispanica* VERNEUIL y BARRANDE, 1856) y Portugal (*Uralichas ribeiroi* DELGADO, 1892). La posible sinonimia de parte de éstos ya fue considerada explícita o implícitamente por muchos autores, conservando *L.? heberti* la prioridad cronológica (TROMELIN y LEBESCONTE, 1876; BUREAU, 1900; HAMMANN, 1974; HENRY, 1980; RABANO, 1984). Esta decisión se ha visto alterada por el descubrimiento de *U. gutierrezii* n. sp., una forma bien caracterizada frente a *U. hispanicus* - *U. ribeiroi*, según hemos podido comprobar tras la revisión de ambos taxones.

Como consecuencia de todo lo anteriormente expuesto podemos deducir que no existen garantías

suficientes para poder asignar cualquier otro material posterior a la especie *U.? heberti* (ROUAULT), por lo que proponemos restringir ésta a su holotipo y único ejemplar figurado por ROUAULT (1849). Este proceder ya ha sido adoptado en otros trilobites problemáticos del Ordovícico iberoarmoricano (como *Colpocoryphe arago* ROUAULT, 1847, y *Ogygites desmaresti* BRONGNIART in BRONGNIART y DESMAREST, 1822) con resultados satisfactorios, ya que evita la inestabilidad nomenclatural generada por la ambigüedad de determinados taxones.

Por lo que respecta al material referido a la especie *U.? heberti* en Francia con posterioridad al trabajo de ROUAULT (op. cit.), es posible que en gran parte corresponda a *U. hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE), tal y como queda reflejado en la sinonimia de este taxón. No obstante, ello no puede asegurarse ya que apenas existen descripciones o figuras de tales ejemplares (cf. TROMELIN y LEBESCONTE, 1876; HERMITE, 1878; HENRY, 1980; ROBARDET, 1981), salvo en el caso del cranidio estudiado por BAYAN (1872), que tras ser descrito y figurado de nuevo por OEHLERT (1896), fue asimilado a *U. ribeiroi* (= *U. hispanicus*). El material armoricano figurado por RACHEBOEUF (1969) merece, sin embargo, una consideración aparte, ya que muestra caracteres desconocidos en *U. hispanicus* y en las restantes especies del género. En primer lugar, el pigidio carece de puntas pleurales y posee un tercer par de surcos interpleurales largos y bien marcados. En segundo lugar, el raquis pigidial es inusualmente estrecho y aparece definido por unos surcos dorsales largos que divergen en sentido posterior. En tercer lugar, los surcos pleurales que dividen los flancos del pigidio muestran una inflexión en su curvatura a nivel de la mitad interna de su recorrido, delimitando a su vez un primer par pleural sumamente pequeño. En cuarto lugar, la superficie de los lóbulos bicompuestos de la glabela resulta muy reducida con relación a la parte anterior del lóbulo central. En quinto lugar, los surcos longitudinales poseen una expansión prominente (vestigios de la fusión de los surcos glabulares S2 y S3) situada a la mitad de su recorrido, uniéndose posteriormente a los surcos dorsales de la glabela, que en este caso no delimitan lóbulos laterales basales. Finalmente, el borde posterior del anillo occipital es convexo hacia atrás en lugar de cóncavo hacia atrás como sucede en otras especies. Las restantes diferencias observadas en las figuras de RACHEBOEUF (1969) se refieren a sectores reconstrui-

dos del cefalón (tomados de otros ejemplares?), destacándose la unión del borde posterior de las fixigenas con el anillo occipital y la presencia de crestas oculares. Todos los detalles mencionados configuran una especie singular dentro del género *Uralichas*, con el que podemos relacionarlo gracias a la presencia de una punta caudal característica, y que tampoco puede asimilarse estrictamente a *U.? heberti* debido a los condicionantes expuestos con anterioridad. En este sentido, la posición del lóbulo glabular central, comprendida entre los extremos posteriores de los surcos longitudinales, parece ser algo más ancha en el ejemplar figurado por RACHEBOEUF (1969) que en el tipo de *U.? heberti*. Por otra parte, en la descripción original de esta última especie, ROUAULT (1849) afirma poseer un tórax+pigidio procedente de la localidad tipo (Vitré) con caracteres muy distintivos, entre los que no menciona la presencia de una punta caudal. Ello corrobora una vez más la incertidumbre existente en torno a este taxón, mientras que para el material figurado por RACHEBOEUF (1969) es necesario proceder a una revisión profunda de los ejemplares antes de proponer la definición de una especie nueva, en nuestra opinión bastante justificable.

Las restantes citas de *U.? heberti* (ROUAULT) en la Península Ibérica corresponden en su totalidad a *U. hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE), y estaban motivadas por la aplicación de la regla de prioridad nomenclatural (cronológica) a una especie de Lichainidae que se suponía única, criterio rebatido y aclarado en este trabajo. No obstante, DELGADO (1892) refirió a la especie armoricana dos fragmentos craneales procedentes de Valongo y Bussaco (N y centro de Portugal, respectivamente), en niveles comparables a los de *U. ribeiroi* (= *U. hispanicus*). En realidad, los detalles aportados por este autor muestran que dicha identificación se basó en caracteres meramente conservacionales (deformación, relieve, aspecto de la granulación del molde interno) similares a los representados en el tipo de *U.? heberti*. Aunque este material resulta obviamente indeterminable, posiblemente corresponda a fragmentos de *U. hispanicus* de acuerdo con su contexto geológico y paleobiogeográfico.

**Distribución**

*Uralichas? heberti* (ROUAULT, 1849) se conoce con

seguridad tan sólo en su localidad tipo (Vitré, Maine-et-Loire), enclavada en el sinclinorio central armoricano (O de Francia).

## V. CONCLUSIONES

— Se estudian los trilobites del orden Lichaida procedentes de los materiales lutíticos del Llanvirn y Dobrotiviense (Llandeilo) de una veintena de localidades centroibéricas, presentándose la colección más numerosa de estos raros trilobites obtenida hasta el momento en el SO de Europa.

— El material recogido corresponde al género *Uralichas* DELGADO, 1892, lo que ha hecho posible la revisión del mismo en el área ibero-armoricana. Esta labor se ha completado con la consulta de diversos ejemplares depositados en colecciones particulares e instituciones oficiales españolas y extranjeras, disponiéndose de parte del material original de trabajos anteriores.

— El género *Uralichas* está representado en la Península Ibérica por dos especies, una de las cuales corresponde a una forma nueva. Esta se describe con el nombre de *U. gutierrezii* n. sp., y procede de los materiales lutíticos del Llanvirn Inferior de los Montes de Toledo centro-orientales.

— La especie *Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856) es la más difundida del género en el área de estudio, y aparece representada en los tramos lutíticos de las «Capas con Tristani» desde comienzos del Llanvirn Superior hasta el Dobrotiviense (Llandeilo) Superior en numerosas localidades españolas, portuguesas y francesas, e incluso tal vez en Marruecos.

— La revisión del material original y área tipo de *U. hispanicus* ha permitido establecer su prioridad nomenclatural con respecto al sinónimo posterior *Uralichas ribeiroi* DELGADO, 1892, un taxón identificado comúnmente en Portugal y España con anterioridad a nuestro trabajo. Asimismo, otras citas previas de *Uralichas avus* (BARRANDE), *U. heberti* (ROUAULT) y *Bohemolichas* spp. en la Península Ibérica se han asimilado a ejemplares fragmentarios o estados de conservación de la especie *U. hispanicus*.

— El hallazgo del primer ejemplar completo de *U. hispanicus* ha posibilitado la reconstrucción re-

lativa, a partir de fragmentos de gran tamaño, de las dimensiones máximas alcanzadas por la especie. Gracias a ello se ha logrado confirmar que *U. hispanicus* es el trilobite más grande conocido en la actualidad a nivel mundial (66 cm. de longitud).

— Finalmente, hemos estudiado la distribución de *Uralichas* en la región mediterránea, destacando la desaparición prematura del género en Bohemia tras la transgresión llanvirniense, y la adaptación del mismo a las condiciones ambientales de las plataformas someras de bajo gradiente que perduraron en el área ibero-armoricana hasta finales del Dobrotiviense (Llandeilo) Superior.

— En el Macizo Armoricano debemos considerar también la presencia de otra forma innombrada de *Uralichas* (identificada como *U. heberti* por RACHEBOEUF, 1969); mientras que el auténtico *Lichas? heberti* ROUAULT, 1849 proponemos restringirlo a su holotipo, referible con dudas a *Uralichas*, dado que consiste en un fragmento indeterminable que impide asignar con certeza cualquier otro ejemplar a la especie en cuestión. Las descripciones posteriores de *U. heberti* en Francia corresponden en gran parte a *U. hispanicus*.

## VI. AGRADECIMIENTOS

Al Dr. J. C. Gutiérrez Marco (Instituto de Geología Económica, CSIC), por su ayuda en la recolección del material, delineación de las figuras y asesoramiento bioestratigráfico; al Sr. D. Vizcaíno (Carcassonne, Francia), por su aportación del ejemplar completo del N de Portugal; a los Dres. A. Prieur (Lyon), W. Struve (Frankfurt) e I. Quintero (ETSI Minas, Madrid), por las facilidades prestadas para la revisión del material del género *Uralichas* depositado respectivamente en la Universidad Claude Bernard de Lyon (Francia), Museo Senckenberg de Frankfurt am Main (Alemania Federal) y Museo del ITGE (Madrid). Finalmente, al Sr. D. E. Martín Castellanos, por la realización de las láminas fotográficas que acompañan a este trabajo. Las investigaciones de campo fueron financiadas por la CAICYT y el CSIC, a través del Proyecto ID 456 (1985-1988), del Instituto de Geología Económica (CSIC - UCM).

## LAMINA 1

Figura 14.—*Uralichas gutierrezii* n. sp., del Llanvirn Inferior de Ventas con Peña Aguilera, Toledo (figs. 1-2) y Navas de Estena, C. Real (figs. 3-4).

1. Holotipo. Cranidio. VPA 5134;  $\times 1,5$ .
2. Detalle de la granulación glabellar del ejemplar anterior.  $\times 4,2$ .
3. Idem en el molde externo de otro ejemplar. Paratipo: cranidio NE-III 5136;  $\times 7$ .
4. Paratipo. Fragmento glabellar. NE-III 5135;  $\times 2,7$ .

Figuras 5-11.—*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856), del Llanvirn Superior de Fuenlabrada de los Montes, Badajoz (figs. 10-11), y Dobrotiviense (Llandeilo) de Calzada de Calatrava, C. Riudad (figs. 5, 7), Retuerta de Bullaque, C. Real (fig. 6) y Almodóvar del Campo, C. Real (figs. 8-9).

5. Detalle de la granulación en la parte central de la glabella del ejemplar CC-I 5065 (lám. 2, fig. 5);  $\times 5$ .
6. Idem en el molde externo del fragmento glabellar RE-VII 5131 (lám. 3, fig. 3);  $\times 4,2$ .
7. Réplica en látex de un pigidio mostrando la espina lateral. CC-I 5095;  $\times 1,2$ .
- 8-9. Cranidio en vista lateral (fig. 8) y dorsal (fig. 9). AC-III 5060;  $\times 1,2$ .
- 10-11. Réplica en látex del molde externo de un cefalón mostrando un fragmento de la librigena (fig. 10), y molde interno del mismo (fig. 11), en el que se ha excavado la glabella observándose el hipostoma desarticulado. HD-VII 5101;  $\times 1,1$ .

## LAMINA 2

Figuras 1-6.—*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856), del Dobrotiviense (Llandeilo) de Calzada de Calatrava, C. Real (figs. 1-3, 5), Navalpino, C. Real (fig. 4) y Corral de Calatrava, C. Real (fig. 6).

1. Cranidio incompleto. CC-I 5063;  $\times 0,9$ .
2. Fragmento cranial. CC-I 5066;  $\times 1$ .
3. Cranidio completo. CC-I 5064;  $\times 1,8$ .
4. Cranidio con hipostoma conservado en conexión. RA-VI 5129;  $\times 2$ .
5. Fragmento cranial mostrando el borde anterior. CC-I 5065;  $\times 0,9$ .
6. Holotipo. Cranidio incompleto T. 182, original de VERNEUIL y BARRANDE (1856: lám. 24, fig. 1), col. Verneuil.  $\times 1,5$ .

## LAMINA 3

Figuras 1-8.—*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856), del Llanvirn Superior de Helechosa de los Montes, Badajoz (figs. 1-2, 4-5), Alía, Cáceres (fig. 6), y Dobrotiviense (Llandeilo) de Retuerta de Bullaque, C. Real (fig. 3), San Pedro de Cova, Douro Litoral (Portugal: fig. 7) y Calzada de Calatrava, C. Real (fig. 8).

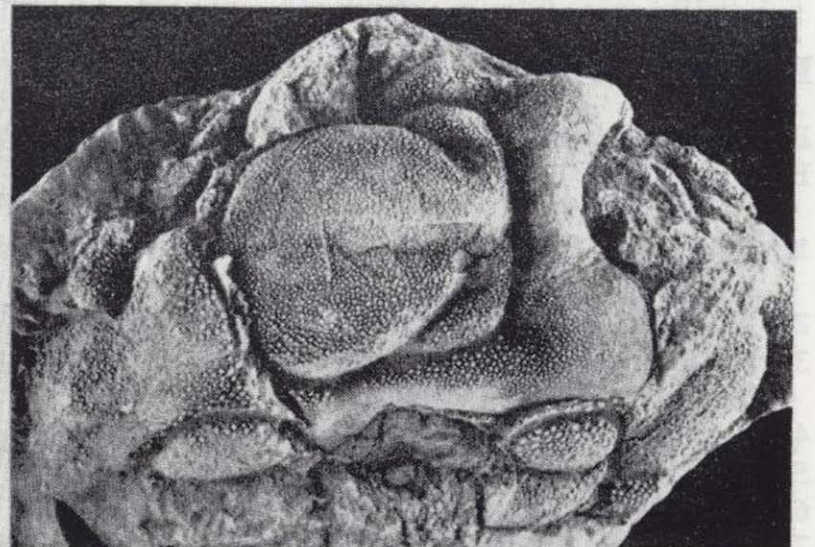
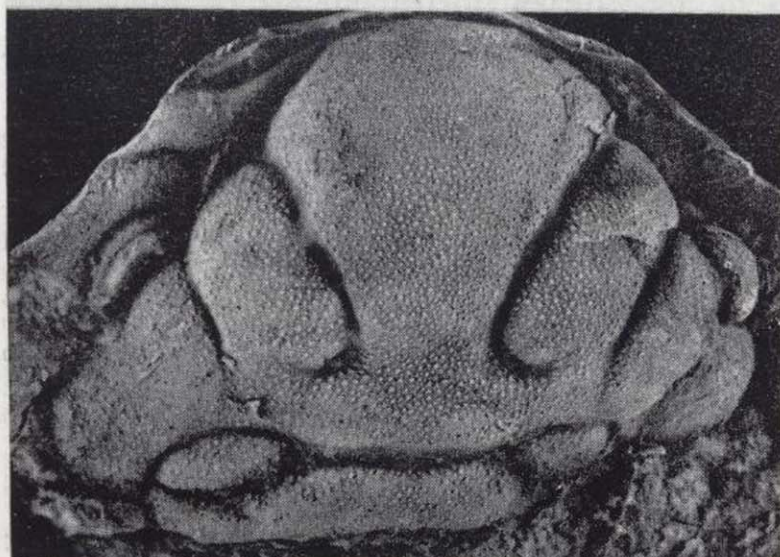
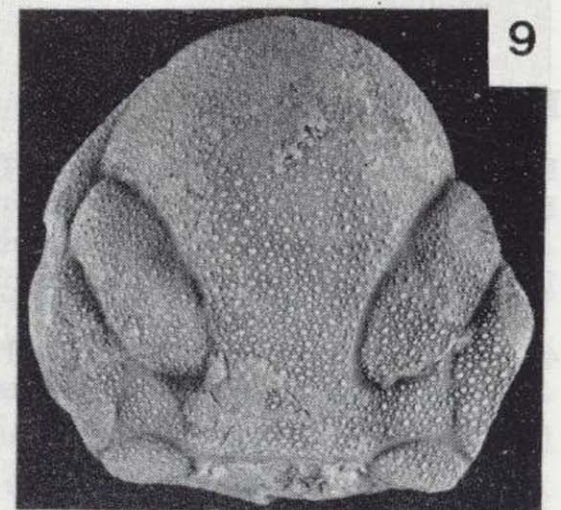
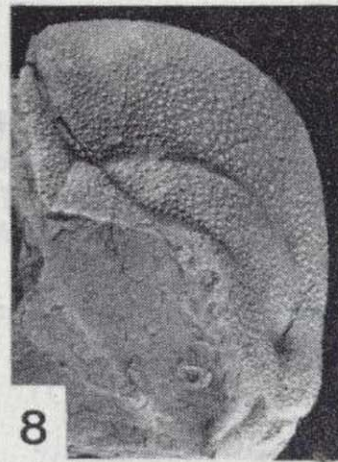
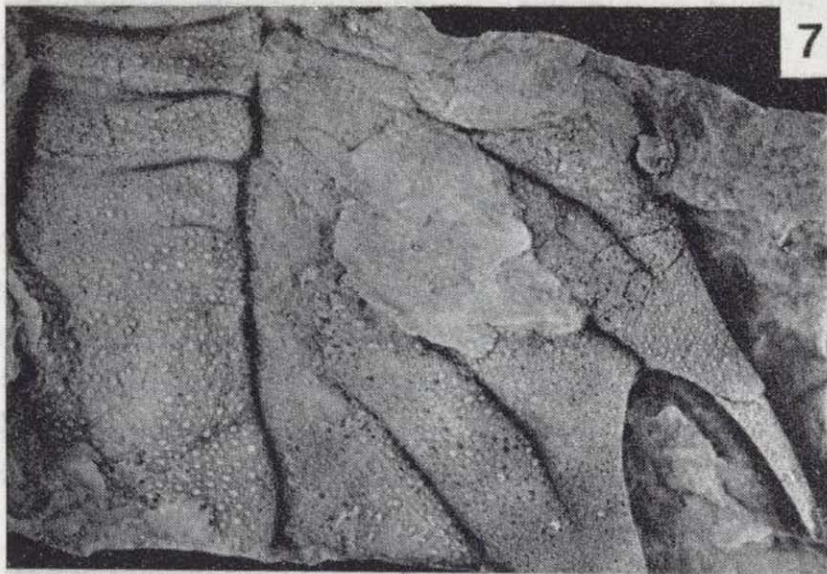
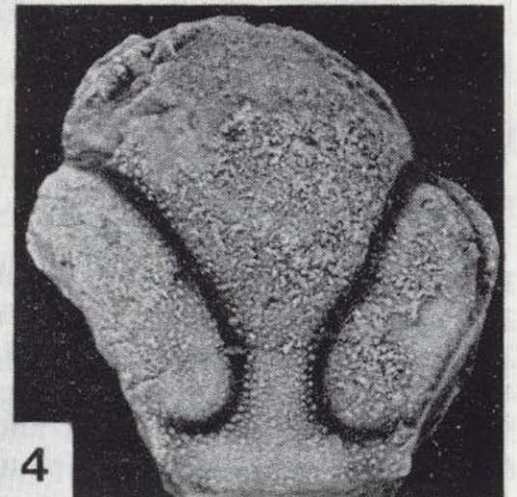
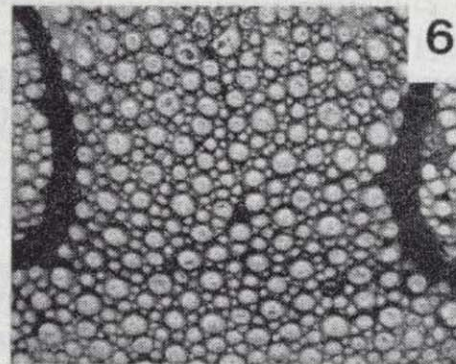
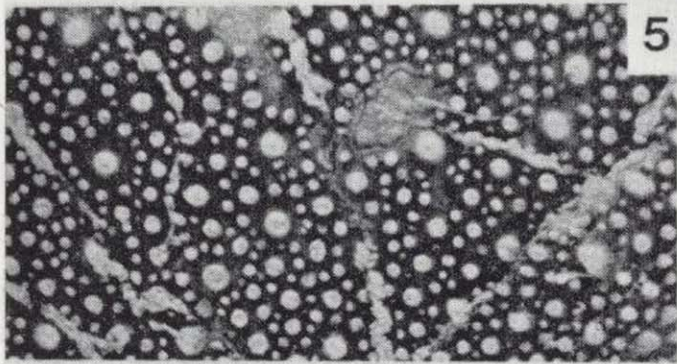
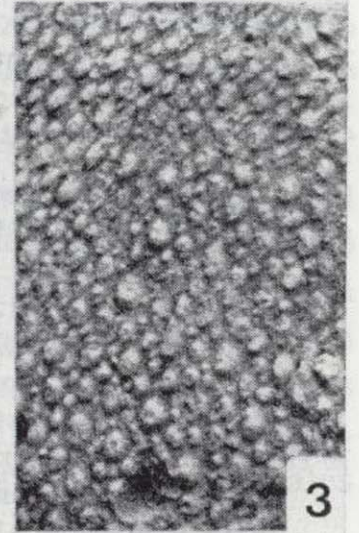
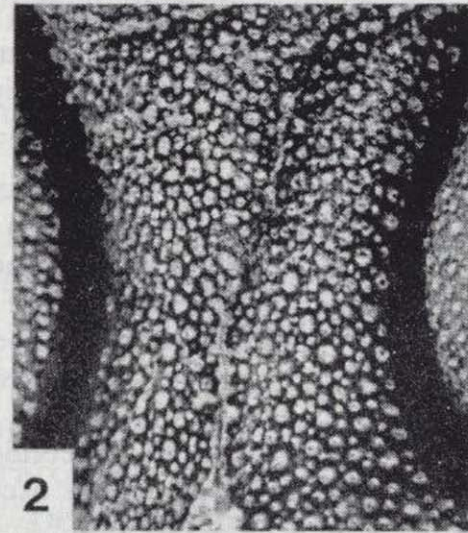
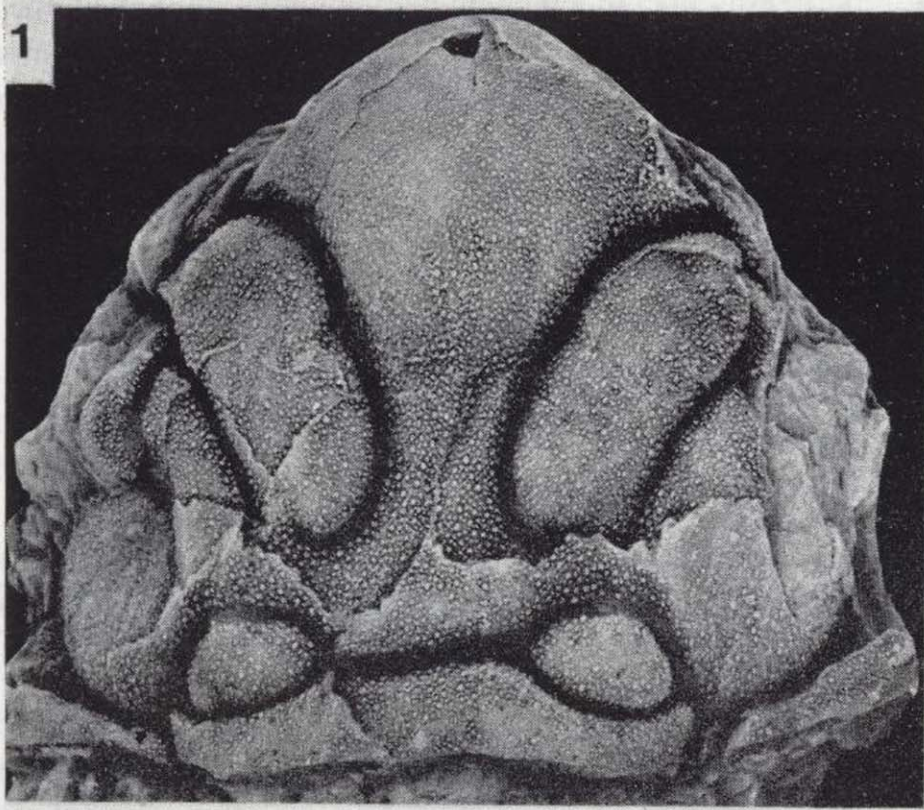
- 1-2. Cranidio en vista dorsal (fig. 1) y anterior (fig. 2). HM-IV 5110;  $\times 1,4$ .
3. Fragmento cranial. RE-VII 5131;  $\times 2,5$ .
- 4-5. Detalles de la superficie visual conservada en el cefalón HM-IV 5109;  $\times 8$  y  $\times 4$ , respectivamente.
6. Réplica en látex de una librigena. PSV-III 5120;  $\times 1,2$ .
7. Ejemplar completo juvenil.  $\times 3,3$ .
8. Hipostoma. CC-I 5087;  $\times 1,9$ .

## LAMINA 4

Figuras 1-7.—*Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE, 1856), del Llanvirn Superior de Fuenlabrada de los Montes, Badajoz (fig. 3), y Dobrotiviense (Llandeilo) de Calzada de Calatrava, C. Real (figs. 1, 4-7) y Monteneuf, Morbihan (Francia: fig. 2).

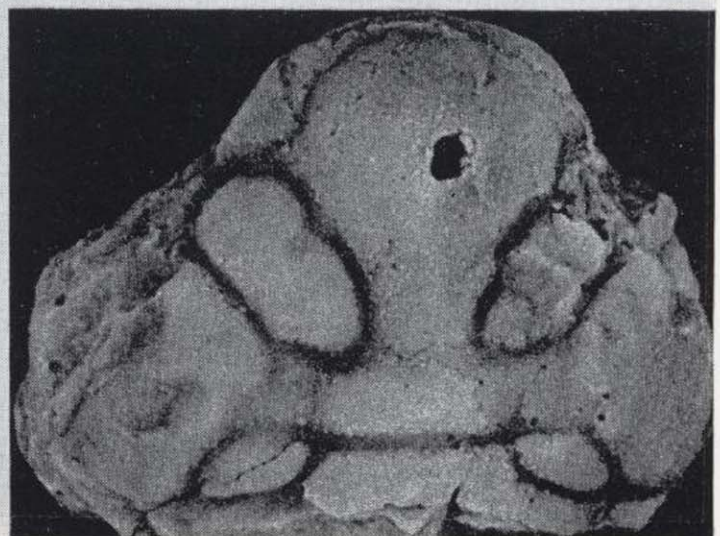
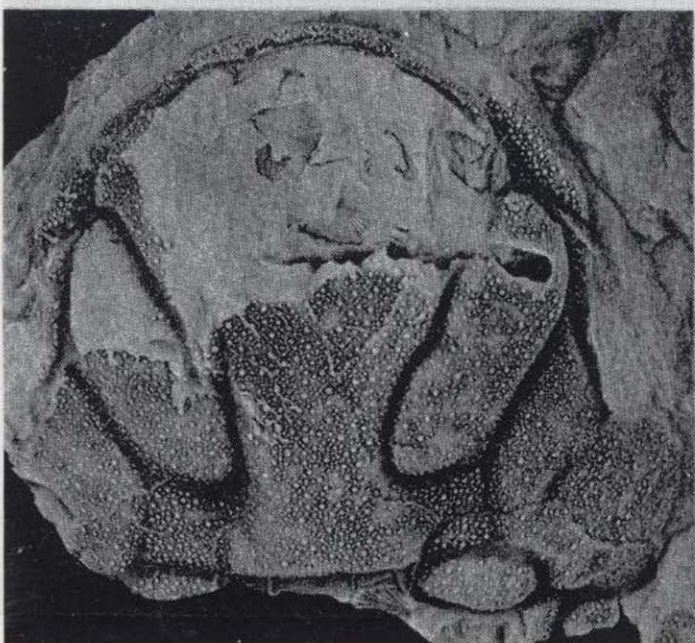
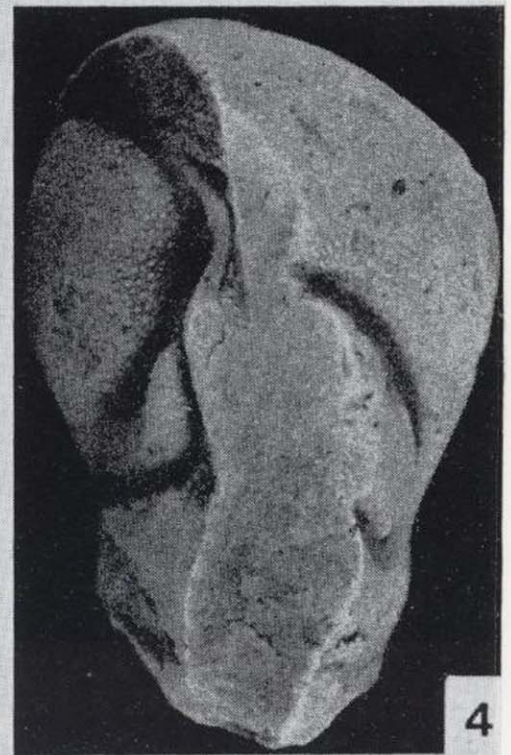
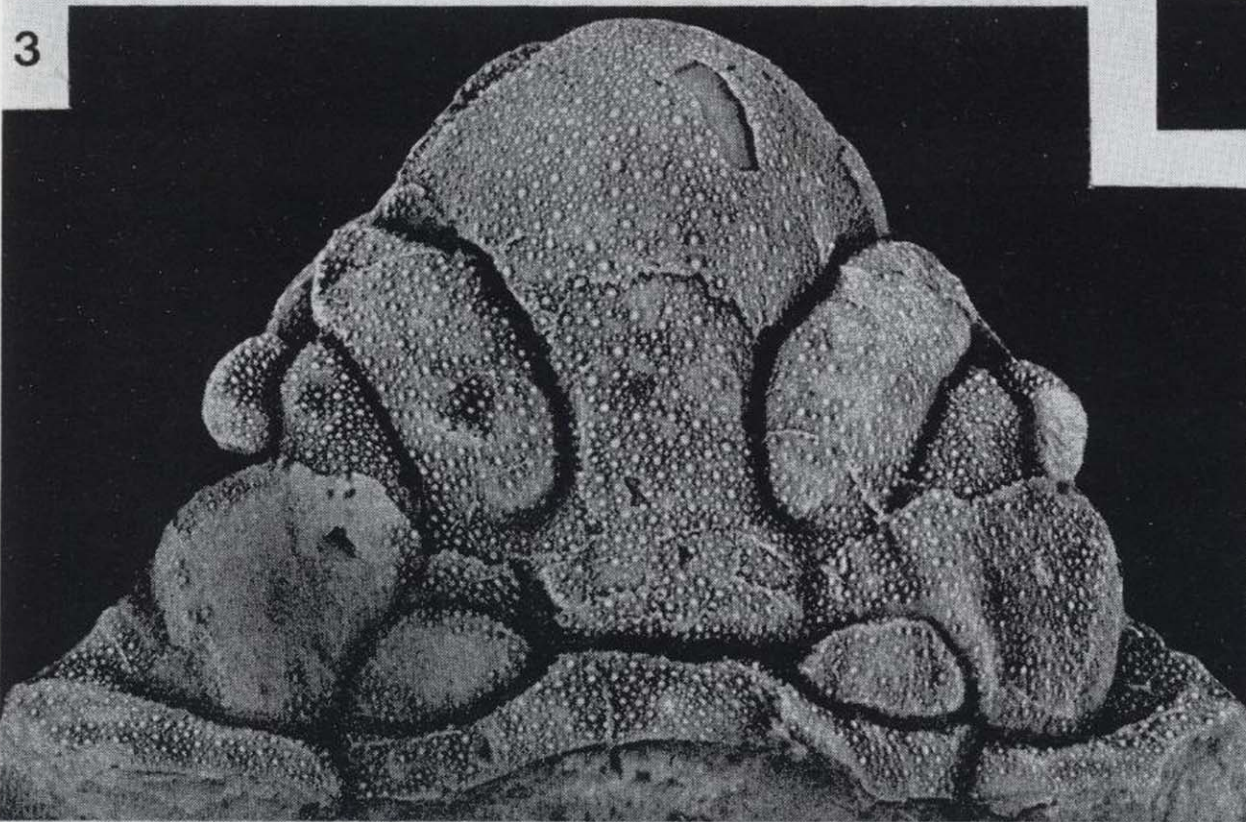
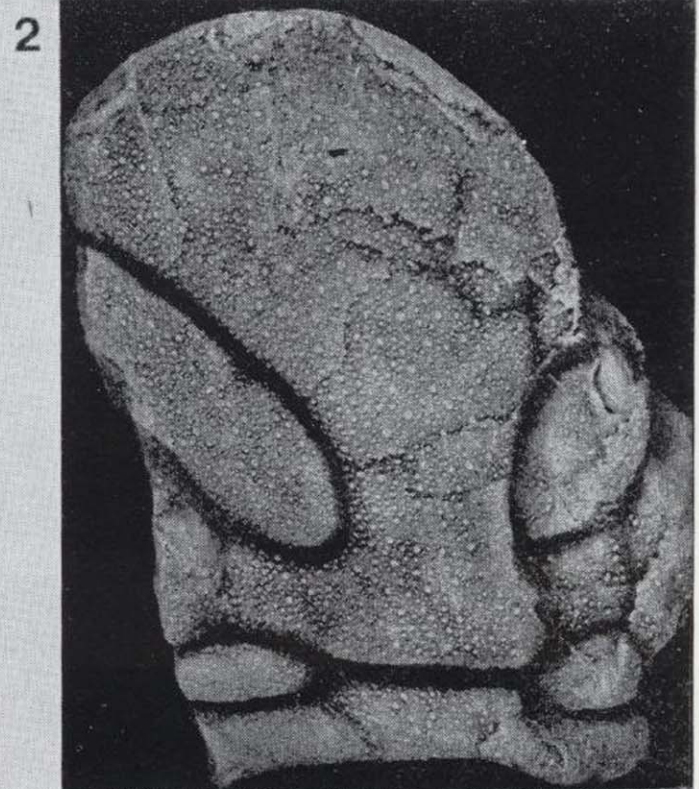
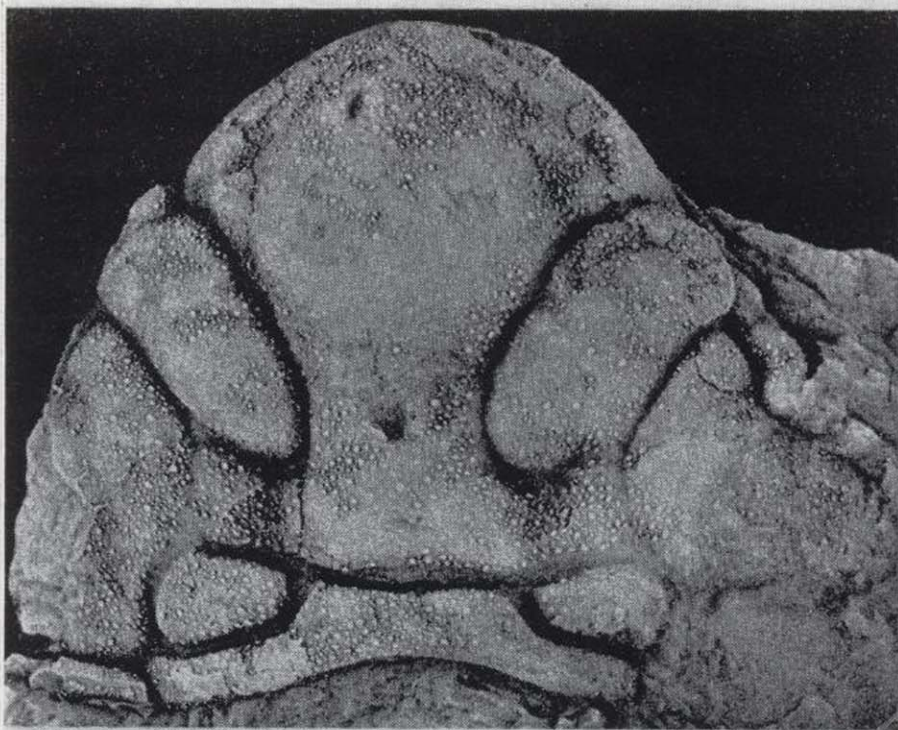
1. Réplica en látex de un detalle de la porción ventral de la espina y doblez pigidial del pigidio representado en la figura 6;  $\times 1,9$ .
2. Fragmento de un pigidio de la col. Verneuil. T. 3805 (E.N.S.M.P.);  $\times 0,5$ .
3. Fotomontaje de la réplica en látex de las espinas pleurales del tórax sobre un molde interno de tórax + pigidio incompleto. HD-VII 5104;  $\times 1$ .
4. Segmento torácico. CC-I 5091;  $\times 1,2$ .
5. Pigidio. CC-I 5094;  $\times 1$ .
6. Pigidio. CC-I 5093;  $\times 0,5$ .
7. Hipostoma. CC-I 5086;  $\times 1$ .

LAMINA 1

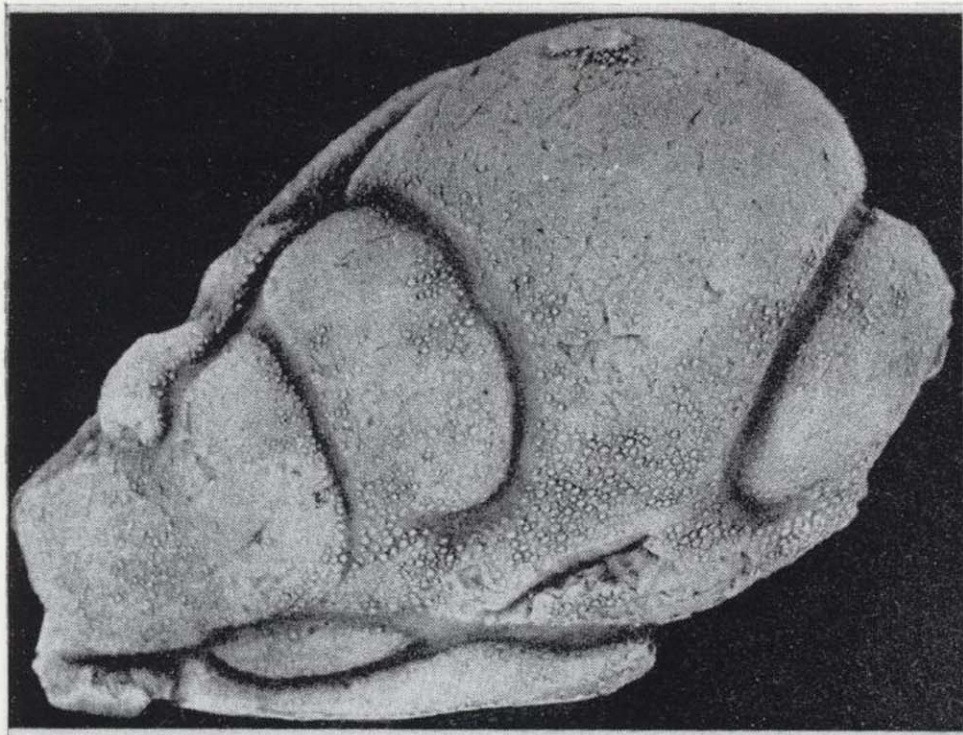




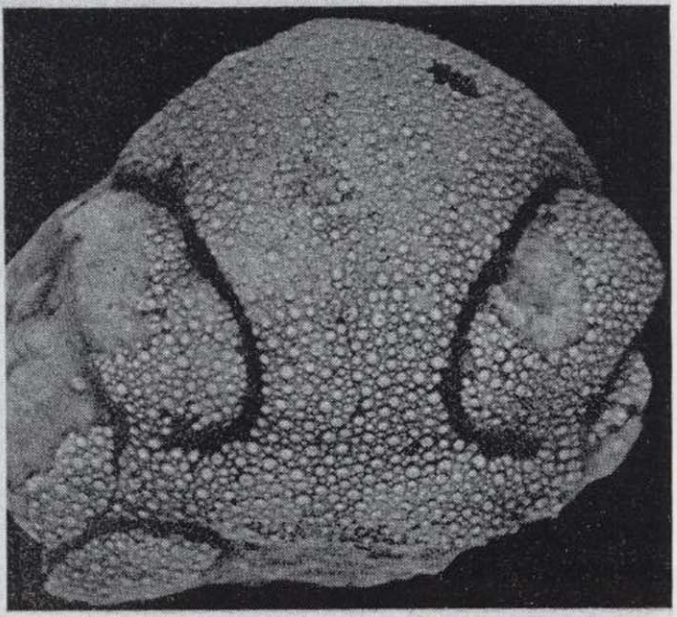
LAMINA 2



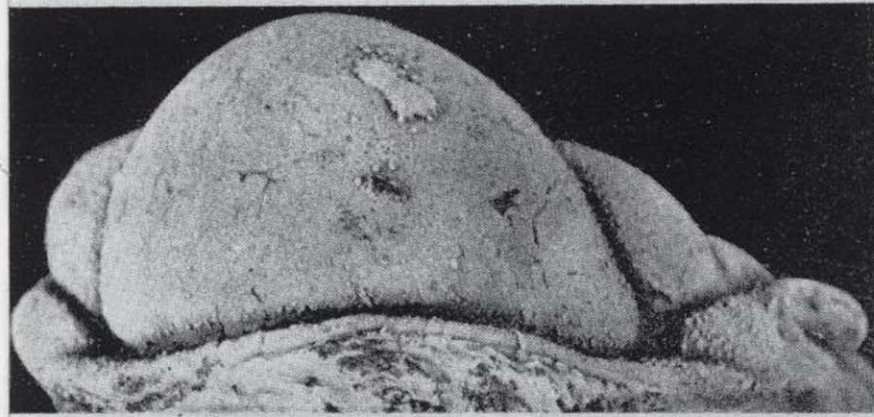
LAMINA 3



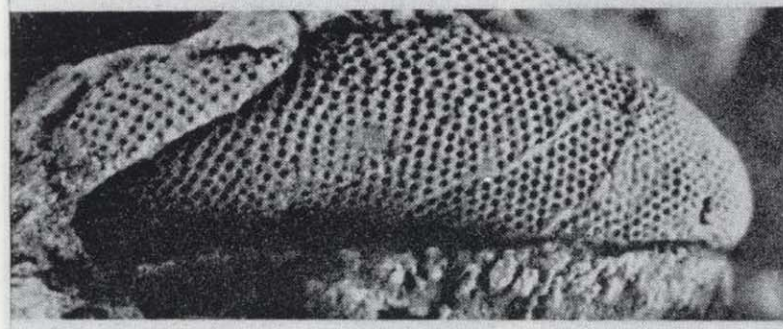
1



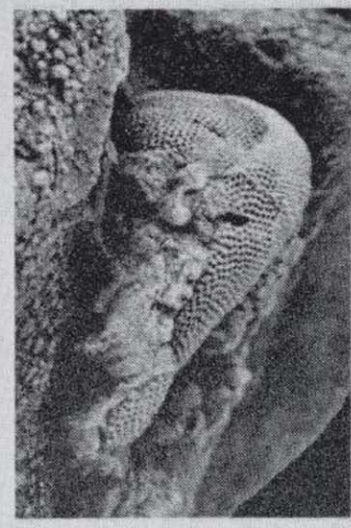
3



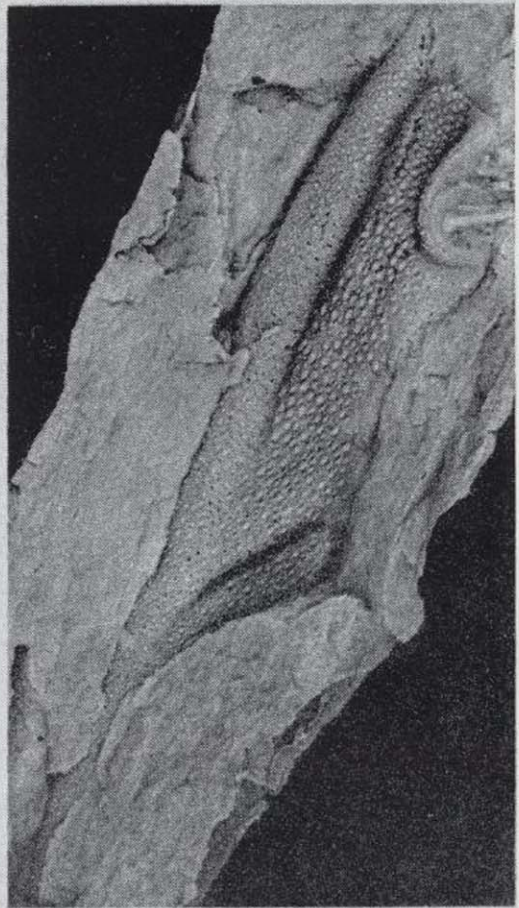
2



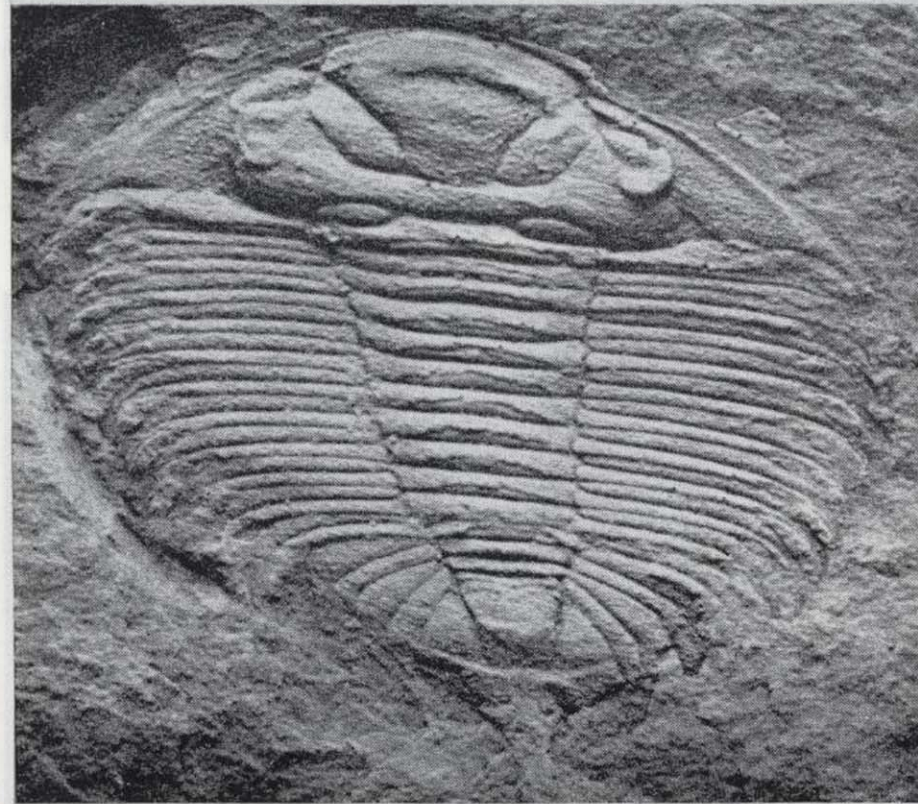
4



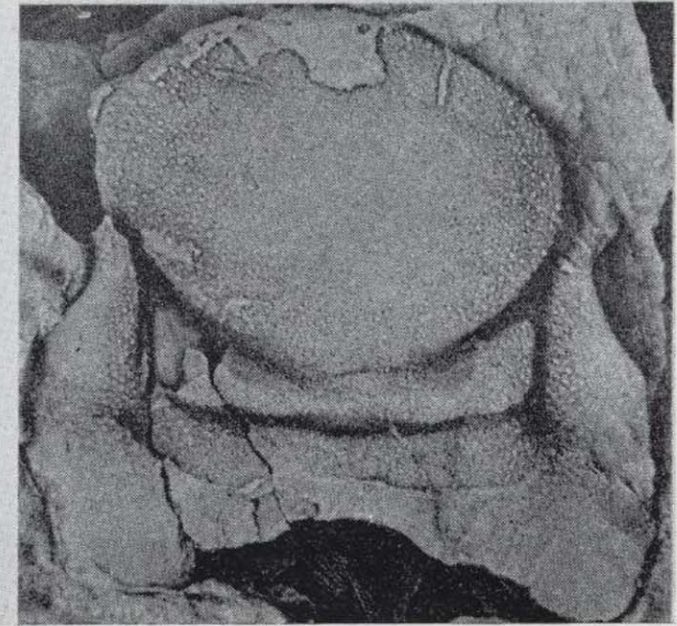
5



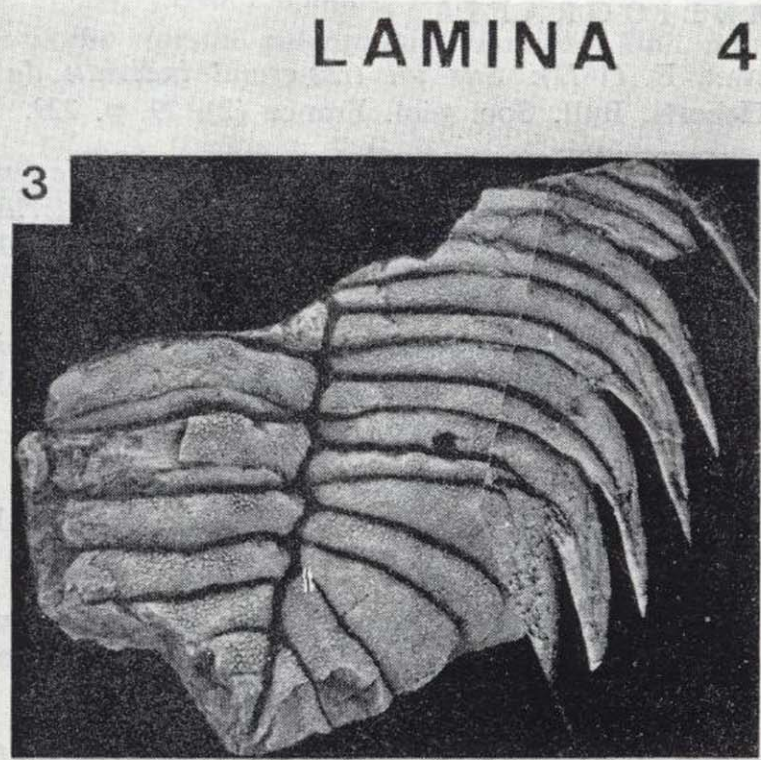
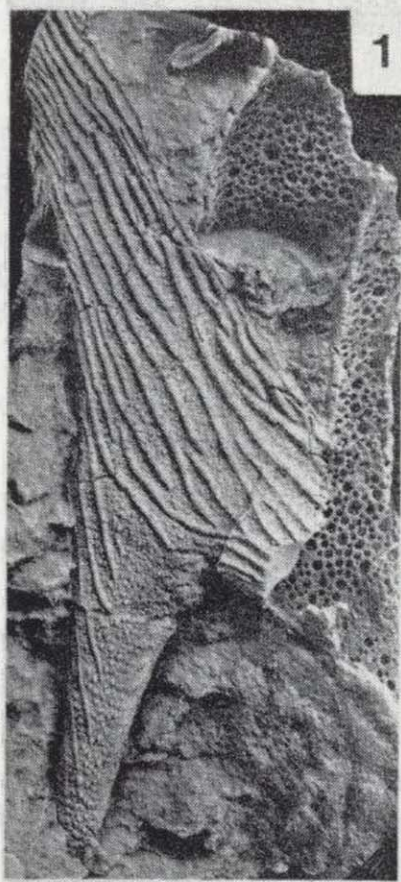
6



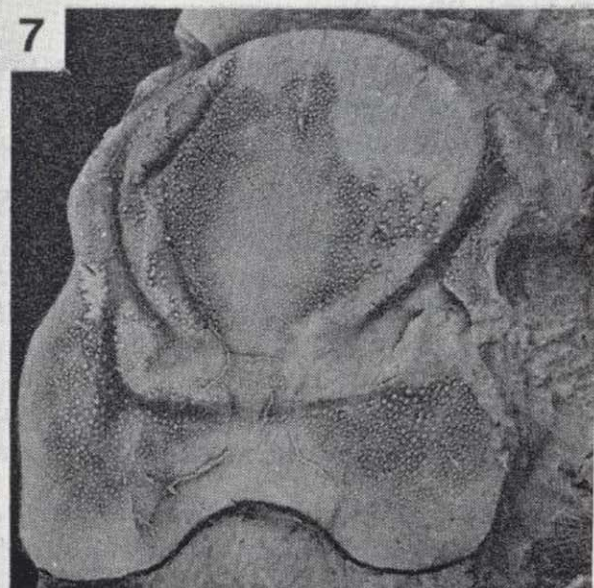
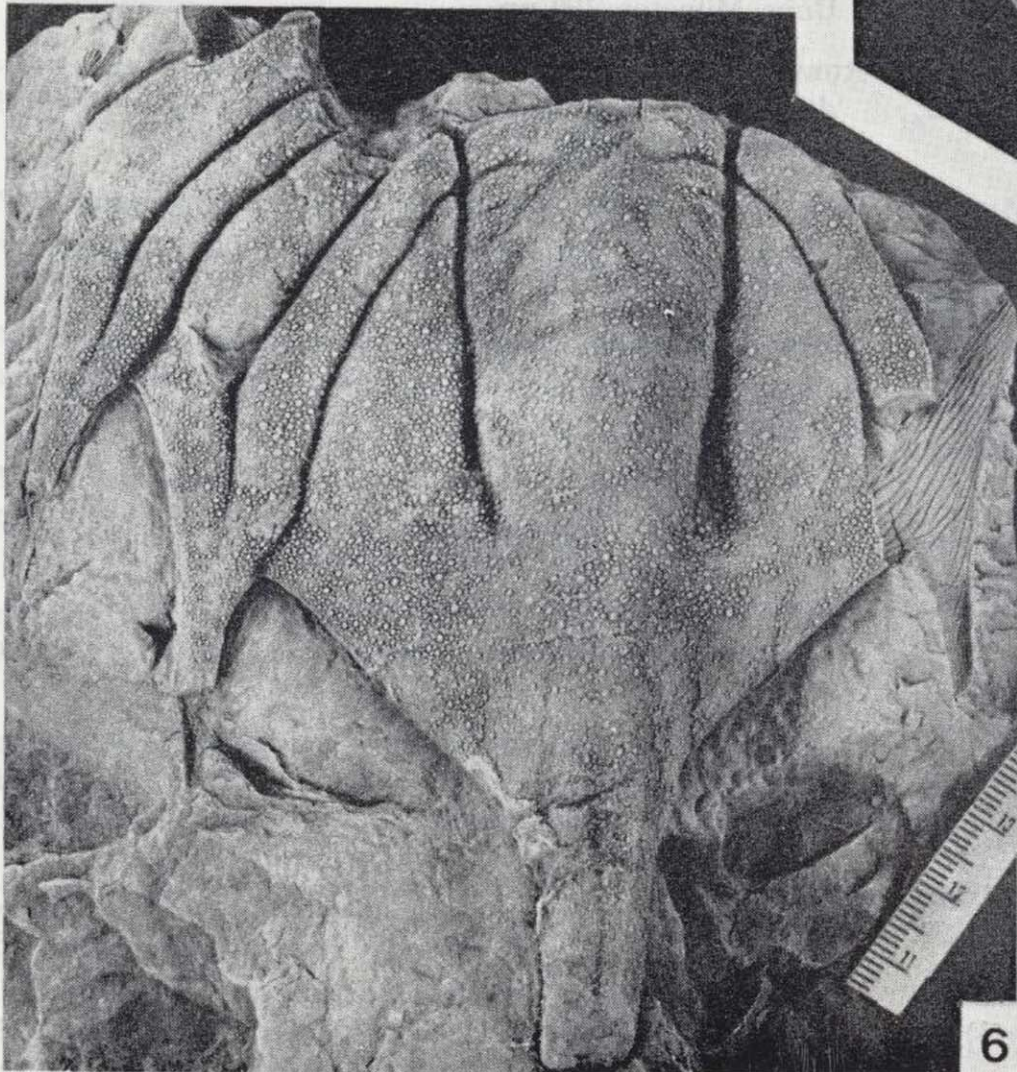
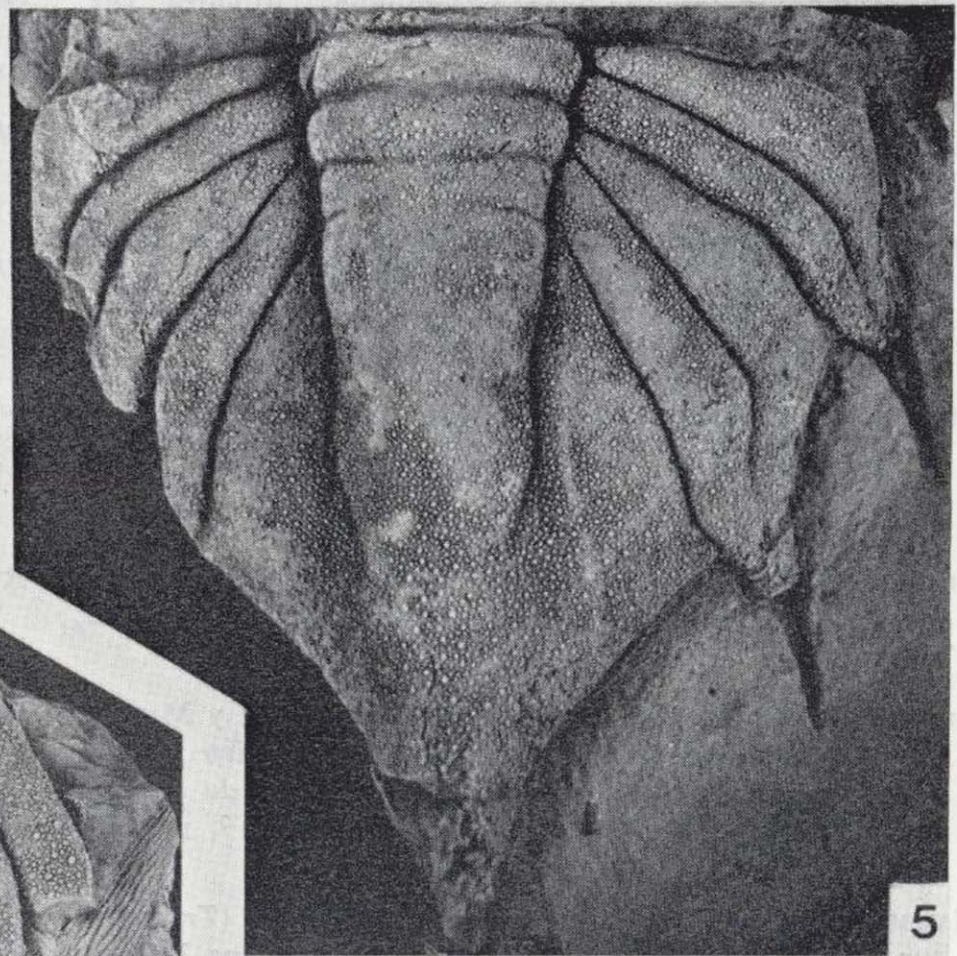
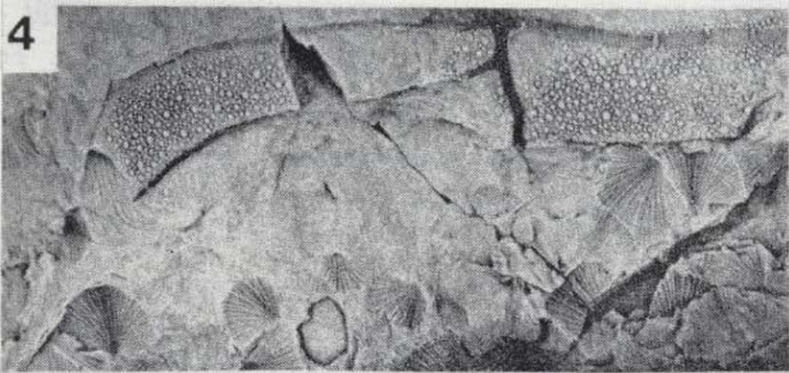
7



8



LAMINA 4



## BIBLIOGRAFIA

- BAYAN, E. (1872): *Sur un très-grand individu de Lichas Heberti*. Bull. Soc. géol. France (2), 29, p. 229.
- BORN, A. (1918): *Die Calymene Tristani — Stufe (mittleres Untersilur) bei Almadén, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung*. Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 36, pp. 309-358.
- BUREAU, L. (1900): *Notice sur la géologie de la Loire-Inférieure*. In: *Nantes et la Loire-Inférieure*, 3, pp. 99-522. Imprimeur Grimaud et Fils, Nantes.
- CORTÁZAR, D. (1880): *Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real*. Bol. Com. Mapa Geol. de España, 8, pp. 289-330.
- DELGADO, J. F. N. (1892): *Descrição de uma forma nova de Trilobite, Lichas (Uralichas) Ribeiroi*. Comm. Trab. geol. Port., pp. 1-31.
- DELGADO, J. F. N. (1897): *Fauna Silúrica de Portugal. Novas observações acerca de Lichas (Uralichas) Ribeiroi*. Dir. Trab. Geol. Port., pp. 1-34.
- DELGADO, J. F. N. (1908): *Système Silurique du Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique*. Mém. Comm. Serv. geol. Portugal, 245 pp.
- DESTOMBES, J.; HOLLARD, H., y WILLEFERT, S. (1985): *Lower Palaeozoic rocks of Morocco*. In HOLLAND, C. H. (ed.): *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa*, pp. 91-336. John Wiley & Sons, London.
- GÜRICH, G. (1901): *Über eine neue Lichas-Art aus dem Devon von Neu Süd-Wales und über die Gattung Lichas überhaupt*. N. Jb. f. Min. Paläont., Beil., 14, pp. 519-539.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 701 pp.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RABANO, I.; PRIETO, M., y MARTÍN, J. (1984): *Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)*. Cuad. Geol. Ibérica, 9, pp. 287-319.
- HAMMANN, W. (1974): *Phacopina und Cheirurina (Tribolita) aus dem Ordovizium Spanien*. Senckenbergiana lethaea, 55 (1/5), pp. 1-151.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M. (1982): *The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal)*. Internat. Un. Geol. Sci., 11, pp. 147.
- HARRINGTON, H. J.; MOORE, R. C., y STUBBLEFIELD, C. J. (1959): *Morphological terms applied to trilobita*. In: MOORE, R. C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part. 0, Arthropoda 1, pp. 0117-0126. Lawrence, Univ. Kansas Press.
- HENRY, J.-L. (1980): *Trilobites ordoviciens du Massif Armoricaín*. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 22, pp. 1-250.
- HERMITE, H. (1878): *Etude préliminaire du terrain silurien des environs d'Angers*. Bull. Soc. géol. France (3), 6, p. 541.
- HUPE, P. (1953): *Classification des Trilobites*. Ann. Paléont., 39, pp. 61-168.
- MALLADA, L. (1875): *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Introducción. Sistema Siluriano, Devoniano y Carbonífero*. Bol. Com. Mapa Geol. España (1.ª Ser.), 2, pp. 1-159.
- MOORE, R. C. (ed.) (1959): *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part 0, Arthropoda 1; 560 pp. Lawrence, Kansas.
- OEHLERT, D. P. (1896): *Uralichas ribeiroi des Schistes d'Angers*. Mem. Soc. géol. France (Pal.), 6 (16), pp. 1-8.
- RABANO, I. (1980): *Trilobites del Ordovícico Medio de Horcajo de los Montes (Ciudad Real)*. Mem. Licenciatura, Univ. Autónoma de Madrid, 163 pp.
- RABANO, I. (1984): *Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: una visión bioestratigráfica*. Cuad. Geol. Ibérica, 9, pp. 267-287.
- RABANO, I. (1985): *Precisiones sobre los trilobites del Arroyo Acebrón (Ventas con Peña Aguilera, Toledo)*. COL-PA, 40, pp. 9-17.
- RABANO, I. (1988): *Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 621 pp.
- RACHEBOEUF, P. R. (1969): *Généralités sur quelques trilobites des schistes ordoviciens de la Mayenne*. Bull. Mayenne-Sci., pp. 66-86.
- RANSWEILER, M. (1968): *Stratigraphie und Tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittelspanien)*. Diss. Univ. Münster, 100 pp.
- ROBARDET, M. (1981): *Evolution géodynamique du nord-est du Massif Armoricaín au Paléozoïque*. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 20, 342 pp.
- ROMANO, M. (1982): *The ordovician biostratigraphy of Portugal. — A review with new data and re-appraisal*. Geological J., 17, pp. 89-110.
- ROUAULT, M. (1849): *Note sur de nouvelles espèces de fossiles découvertes en Bretagne*. Bull. Soc. géol. France (2), 6, pp. 377-380.
- SHAW, A. B. (1957): *Quantitative trilobite studies. II. Measurement of the dorsal shell of non-agnostidean trilobites*. J. Paleont., 31 (1), pp. 193-207.
- TEMPLE, J. T. (1975): *Standardisation of trilobite orientation and measurement*. Fossils and Strata, 4, pp. 461-467.
- TERMIER, H., y TERMIER, G. (1950): *Paléontologie Marocaine. II: Invertébrés de l'Ere Primaire: fasc. IV: Anélides, Arthropodes, Echinodermes, Conularides et Graptolithes*. Not. Mem. Serv. géol. Maroc, 79, pp. 149-241.
- THADEU, D. (1947): *Trilobites do Silúrico de Loredó (Busaco)*. Bol. Soc. geol. Portugal, 6 (3), pp. 217-236.
- TRIPP, R. P. (1957): *The classification and evolution of the superfamily Lichacea (Trilobita)*. Geol. Mag., 94, pp. 104-122.

- TRIPP, R. P. (1958): *Stratigraphical and geographical distribution of the named species of the trilobite superfamily Lichacea*. J. Paleont., 32, pp. 574-582.
- TROMELIN, G. DE, y LEBESCONTE, P. (1876): *Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire-Inférieure et du Morbihan, avec des observations sur les terrains paléozoïques de l'Ouest de la France*. C. R. 4ème. session Ass. franc. Avanc. Sci., pp. 601-661.
- VANEK, J. (1959): *Celed Lichaidae Hawle et Corda, 1847 ze stredočekého stársiho paleozoika (Trilobitae)*. Boh. centr. A, 1 (3), pp. 77-168.
- VERNEUIL, E. DE, y BARRANDE, J. (1856): *Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo*. Bull. Soc. géol. France (2), 12, pp. 964-1025.

Recibido: Octubre de 1988.

# Litoestratigrafía y tectónica del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central)

Por J. C. GONZALO (\*)

## RESUMEN

En este trabajo se establece la secuencia litoestratigráfica de los materiales precámbricos y paleozoicos que constituyen el basamento en el área de Mérida. Asimismo se describen las distintas fases de la Orogenia Hercínica que les afectan, las estructuras que originan y su edad de actuación.

La alternancia de características litoestratigráficas y estructurales afines, tanto a la Zona Centroibérica como a la Zona Ossa-Morena, parecen indicar que el área de Mérida pertenece a una zona de transición entre ambas.

## ABSTRACT

This paper attempts to establish the litoestratigraphic sequence of the precambrian and paleozoic materials in the basement at the Merida region. The different phases of the Hercynian Orogeny, their structures and age, are described too.

The relation of the stratigraphic and structural characteristics of the Merida region to both, the ZCI and the ZOM, suggests that it represents a transitional zone between them.

## 1. INTRODUCCION

El área de Mérida está situada en la región de Extremadura Central, en el límite entre las provincias de Cáceres y Badajoz.

Se trata de una zona elevada en medio de los sedimentos terciarios de la cuenca del Guadiana, en la que aflora el basamento compuesto por metasedimentos precámbricos y paleozoicos, así como rocas plutónicas hercínicas (ortoneises, rocas básicas e intermedias y granitos tardíos) (fig. 1).

Teniendo en cuenta la división en zonas del Mazono Hespérico, nos encontramos en el borde septentrional de la Zona Ossa-Morena (ZOM), según la división de JULIVERT et al. (1972), que sitúan el límite entre ésta y la Zona Centro-Ibérica (ZCI) en el batolito de Los Pedroches. Sin embargo, si tenemos en cuenta el límite establecido más recientemente por otros autores (DELGADO-QUESADA et al., 1977; CHACÓN, 1982) en la falla Hornachos-

Villaharta, estaríamos en el borde meridional de la ZCI.

Esta indeterminación en la situación geotectónica del área considerada es uno de sus rasgos más característicos, y el estudio de su litoestratigrafía y tectónica puede contribuir a esclarecer este aspecto.

En este trabajo se pretende establecer la secuencia litoestratigráfica y diferenciar las distintas facies de la Orogenia Hercínica, en una región sobre la que existen pocos estudios geológicos de detalle. En el área de Mérida concretamente, los únicos antecedentes bibliográficos son las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 realizadas por ROSSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO en los años cincuenta y algunos trabajos, como los de SOS BAYNAT (1964), SÁNCHEZ CELA (1971), PINEDA et al. (1980) y GUMIEL y PINEDA (1981), sobre aspectos concretos, pero sin abordar de una manera global la geología regional.

Es de destacar la diferencia existente dentro del área estudiada, tanto en la litoestratigrafía como,

(\*) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca.

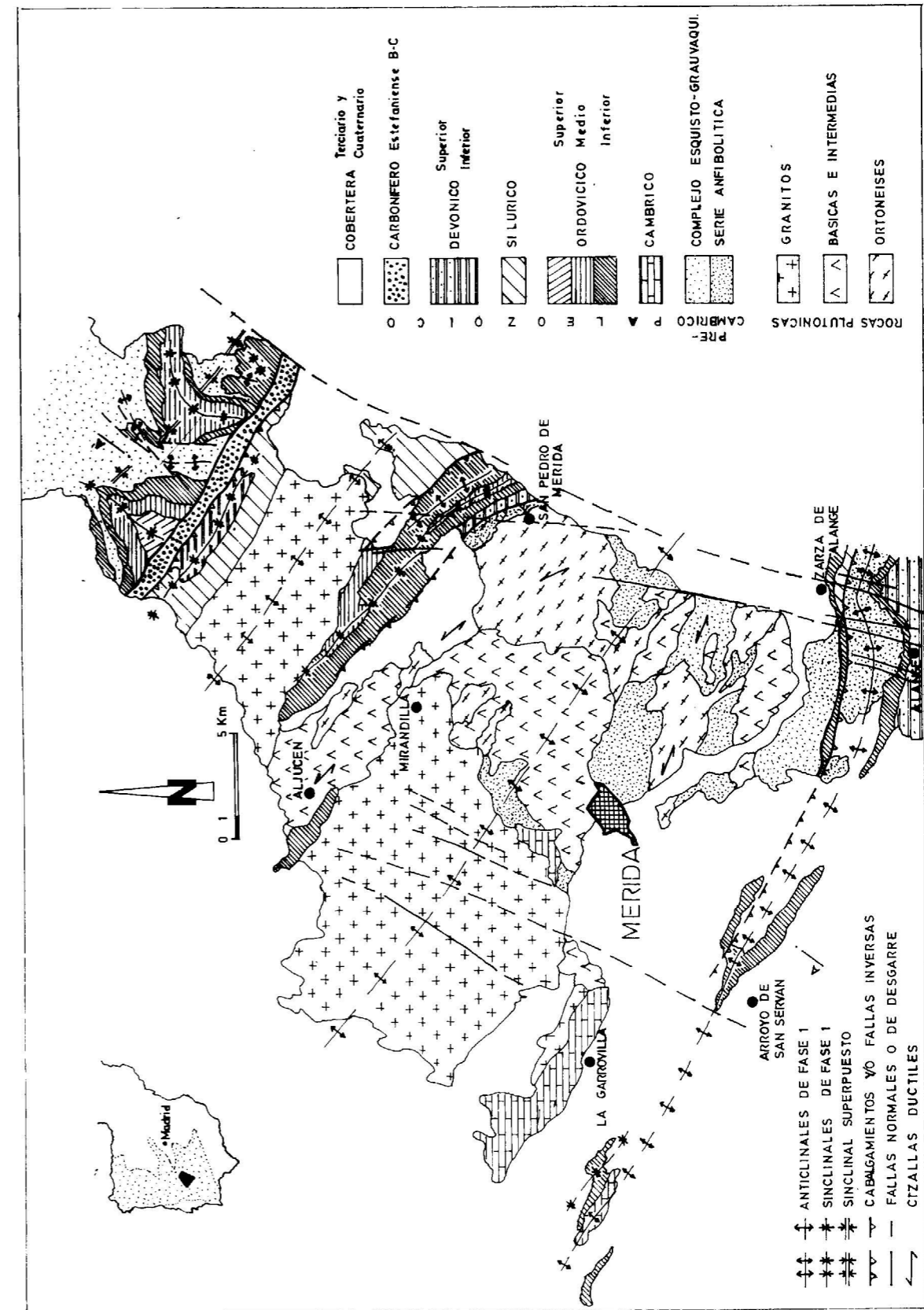


Figura 1.—Esquema geológico del área de Mérida.

sobre todo, en la tectónica, entre la zona situada al norte del surco de materiales carboníferos (que denominaremos Zona Norte) y al sur de dicho surco (Zona Sur) (fig. 1).

## 2. LITOSTRATIGRAFIA

### 2.1. PRECAMBRICO

Se consideran como precámbricos todos los materiales situados por debajo de las calizas recristalizadas, de edad probablemente Cámbrico Inferior, o bien debajo de las cuarcitas «Armoricanas» del Ordovícico Inferior discordantes sobre ellos.

Estos materiales precámbricos afloran fundamentalmente en dos zonas, al E y SE de Mérida, entre la Sierra Bermeja y las sierras de Alanje (Zona Sur) y al norte de la Sierra del Saltillo (Zona Norte) (fig. 1).

En cada una de estas dos zonas el Precámbrico tiene marcadas diferencias, tanto en su composición como, probablemente, en su edad. Así, en la Zona Sur está constituido por una compleja serie de litología muy variada y que se caracteriza por la abundancia de ortoanfibolitas (por lo que se ha denominado «Serie Anfibolítica») y rocas de origen volcánico ácidas y básicas. Esta Serie Anfibolítica sería comparable a algunos niveles del Precámbrico de la ZOM. En la Zona Norte, sin embargo, existe una monótona serie pizarroso-grauváquica perteneciente al Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) característico de la ZCI.

#### 2.1.1. Serie anfibolítica

##### LITOLOGIA

Se trata de una serie muy compleja en la que no se ha podido establecer una secuencia estratigráfica clara. Está compuesta por tres grandes conjuntos de materiales: rocas cuarzofeldespáticas, rocas verdes y rocas metasedimentarias.

##### Rocas cuarzofeldespáticas

Son rocas esquistosadas, de colores claros, que aparecen como masas irregulares o como niveles, más o menos continuos, de espesor decimétrico a métrico. Entre ellas se distinguen esquistos cuar-

zofeldespáticos, metaareniscas feldespáticas y metavulcanitas ácidas.

*Esquistos cuarzofeldespáticos.*—Tienen texturas granolepidoblásticas. Están compuestos por cuarzo y, en menor proporción, feldespato potásico y plagioclasa, generalmente alterados y con aspecto turbio. También se reconocen agujas de sericita, biotita, moscovita y clorita.

*Metaareniscas feldespáticas.*—Presentan texturas blastopsamíticas y están compuestas fundamentalmente por plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, con clorita y clinzoisita en menor proporción. La abundancia de feldespatos y las formas de algunos cuarzos sugieren una importante participación volcánica en el origen de estas rocas.

*Metavulcanitas ácidas.*—Son rocas esencialmente feldespáticas en las que se diferencian varios tipos texturales:

— De grano muy fino, a veces microporfídicas. Están compuestas por cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, en una matriz de grano muy fino (menos de 0,1 mm.), fundamentalmente feldespática, con cuarzo y finas escamas de biotita, moscovita y clorita. Serían probablemente metariolitas.

— De grano fino a medio, granoblásticas. Están constituidas por un agregado de cristales xenomorfo de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Por sus características texturales y mineralógicas recuerdan a las «leptinitas» de los autores franceses, formadas por metamorfismo regional de riolitas y sus variedades tuffáceas.

— Milonitizadas. En una matriz microcristalina (milonítica), compuesta por cuarzo, feldespatos, agregados sericíticos, clorita, opacos y óxidos de hierro, destacan porfidoclastos de feldespato potásico y plagioclasa, cuarzo en granos extraordinariamente alargados y paralelos a la foliación similares a los «ribbons monocristalinos» de BOULLIER y BOUCHEZ (1978), y granates en granos redondeados con sombras de presión asimétricas. Serían rocas volcánicas porfídicas de composición riolítica que han sufrido procesos de milonitización.

##### Rocas verdes

Son rocas de colores oscuros, verdoso-azulados, y de composición fundamentalmente anfibólica.

Dentro de ellas se distinguen: ortoanfibolitas, esquistos actinolíticos, esquistos cloríticos, metavulcanitas básicas y metapelitas.

*Ortoanfibolitas.*—Están compuestas esencialmente por anfíbol de tipo hornblenda verde (2V de 57 a 92° y ángulo de extinción Ng/c de 20-21°), plagioclasa (albita-oligoclasa) y, en menor proporción, cantidades variables de epidota, clinzoisita y clorita. Los accesorios son: cuarzo, ilmenita, apatito, esfena, biotita y rutilo. Normalmente presentan texturas granoblásticas a lepidoblásticas, aunque, en ocasiones, tienen texturas subofíticas relictas y, otras veces, «flaser» bandeadas.

*Esquistos actinolíticos.*—Con textura nematolepidoblásticas y compuestos también por anfíbol y plagioclasa con cantidades menores de clorita y epidota. El anfíbol es en este caso de tipo actinolita, con un 2V de 73° y un ángulo de extinción Ng/c de 13°.

*Esquistos cloríticos.*—Son rocas compuestas por cuarzo y clorita en cristales fibrosos marcando la foliación, feldespatos alterados a minerales arcillosos, y sericita. Texturalmente son muy variables, incluso dentro de una misma lámina delgada. Hay zonas de grano más grueso (0,3 mm.) en las que el cuarzo y feldespato predominan sobre la clorita, y otras de grano muy fino, de aspecto más foliado, en las que predomina la clorita. Estos «fragmentos» diferentes indicarían un posible origen volcánico del material original.

*Metavulcanitas básicas.*—Tienen texturas piroclásticas. Están constituidas por una matriz microcristalina, foliada, compuesta por plagioclasa, clorita, opacos y algo de cuarzo, sobre la que destacan:

— Masas lenticulares de plagioclasa (albita-oligoclasa) con agujas de clorita y anfíbol actinolítico.

— Fragmentos angulosos de bordes irregulares, micro a microcristalinos, de composición clorítica. Serían fragmentos de vidrios básicos de naturaleza espilitica, de acuerdo con los criterios de FIALA (1974), JUTEAU y ROCCI (1974) y ARENAS y PEINADO (1981).

— Fragmentos de formas irregulares y bandas de composición felsítica. Serían restos de cenizas finas recristalizadas (CAROZZI, 1960), o de esquistos, los que tienen formas triangulares (THURSTON, 1980).

Estas rocas, por sus texturas y composición, pueden considerarse como meta-tuffs básicos cloríticos, según los criterios de JUTEAU y ROCCI (1974).

*Metapelitas.*—Son rocas fuertemente esquistosadas de colores ocres-verdosos, con aspecto pizarroso. Están compuestas por una masa homogénea, microcristalina a microcristalina, de minerales arcillosos, en la que destacan: cuarzo en granos dispersos, biotita verdosa, clorita y clinzoisita en pequeños cristales aislados o en agregados. En ocasiones, aparecen masas microcristalinas lenticulares o tabulares constituidas por epidota-clinzoisita ± albita, que pueden interpretarse como pseudomorfo de antiguos microfenocristales de feldespato (ARENAS y PEINADO, 1981).

Rocas con características similares han sido consideradas de origen volcánico, formadas probablemente a partir de cineritas (AYE, 1974).

##### Rocas metasedimentarias

Son fundamentalmente esquistos y pizarras bandeadas, de colores oscuros, grises y verdosos. Están compuestas por bandas claras de cuarzo con pequeñas escamas de clorita, y bandas oscuras formadas esencialmente por materia orgánica, con clorita, sericita y cuarzo subordinados. Estas pizarras bandeadas clorítico-carbonosas recuerdan a las pizarras bandeadas de la «Serie Negra» del Precámbrico de Ossa-Morena. Relacionadas siempre con ellas, también aparecen bancos de cuarcitas blancas recristalizadas.

## CORRELACION CON AREAS PROXIMAS

La Zona Sur del área de Mérida, donde está situada la Serie Anfibolítica, se encuentra en la prolongación hacia el O de la Zona 4a, de HERRANZ et al. (1977), que se caracteriza por la presencia de Precámbrico metamórfico debajo de Ordovícico Inferior discordante.

Por otra parte, en todas las descripciones del Precámbrico de la ZOM se hace referencia a series o formaciones con características en gran parte coincidentes con esta Serie Anfibolítica: son predominantemente anfibolitas y esquistos anfibólicos, y, en menor medida, esquistos, pizarras y cuarcitas; tienen mayoritariamente carácter orto-

derivado; su situación estratigráfica es siempre la misma, es decir, dentro de la Serie Negra (s.l.) y debajo de sus niveles más conspicuos de pizarras y liditas negras, carbonosas. Así tenemos: la Serie Negra en Portalegre (GONÇALVES, 1971); el Tramo de Las Mesas en Azuaga (DELGADO-QUESADA, 1971); la Serie Leptino-Anfibólica de LAURENT (1974); el Conjunto Anfibólico de HERRANZ et al. (1977), equivalente al Tramo de Las Mesas y a la Formación Valencia de las Torres de CHACÓN (1974); Tramo de Las Mesas en el Anticlinorio de Villanueva del Rey (PÉREZ-LORENTE, 1979); y el conjunto inferior metamorfizado en el Precámbrico de la provincia de Córdoba (PASCUAL, 1981).

Podríamos entonces correlacionar la Serie Anfibólica con el Precámbrico de Ossa-Morena y concretamente con el Conjunto Anfibólico de la Unidad Inferior del Complejo Inferior (HERRANZ, 1983), situado debajo de los «esquistos carbonosos», equivalentes a la Serie Negra (s.s.) y de edad pre-Vendiense (CHACÓN, 1982; HERRANZ, op. cit.).

### 2.1.2. Complejo esquistos grauváquico (CEG)

Aflora en la Zona Norte del área, debajo de las cuarcitas del Ordovícico Inferior de las Sierras del Saltillo y se extiende hacia el norte formando las llanuras de la provincia de Cáceres.

### LITOLOGIA

Se trata de una monótona serie de grauvacas, pizarras gris-verdosas y pizarras limosas o arenosas verde-amarillentas, que se presentan en niveles de potencia variable que oscila desde una fina laminación milimétrica a niveles métricos.

*Grauvacas.*—Tienen texturas blastosamíticas. Están compuestas por una matriz microcristalina clorítico-sericítica fuertemente orientada y clastos con formas elipsoidales de varios tipos: de cuarzo, que son los más abundantes, algunos con formas trapezoidales y golfos de corrosión son posiblemente de origen volcánico; de feldespato potásico, a veces pertítico, y plagioclasa; agregados de cuarzo microcristalino en los que destacan cristales mayores de cuarzo y feldespato; y, agregados clorítico-sericíticos con cristales de feldespato y cuarzo.

*Pizarras clorítico-sericíticas.*—Tienen texturas

blastopelíticas y están compuestas por una masa microcristalina de clorita, sericita y cuarzo, sobre la que destacan algunos granos de cuarzo y opacos de tamaño limo.

*Pizarras arenosas.*—Están formadas por una fina masa de cuarzo, sericita, clorita y algo de biotita, con abundantes granos de tamaño arena, principalmente de cuarzo y en menor proporción de plagioclasa. Tienen texturas blastosamíticas.

La alternancia de niveles milimétricos de estos dos últimos tipos petrográficos da lugar a pizarras bandeadas.

### CORRELACION CON AREAS PROXIMAS

Esta Zona Norte del área de Mérida está incluida en la Zona 2 de HERRANZ et al. (1977), caracterizada por la existencia de un Precámbrico en facies esquistos-grauváquicas y Ordovícico discordante sobre él.

CASTRO (1984) encuentra pizarras negras y niveles calcosilicatados en la continuación hacia el norte de estos mismos materiales, por lo que los correlaciona con la Unidad Superior de RODRÍGUEZ ALONSO (1982) y/o la Formación Aldeatejada de DÍEZ-BALDA (1982), ambas definidas en el CEG del norte de la provincia de Cáceres y en la provincia de Salamanca, respectivamente. Según SAN JOSÉ (1983), todos estos materiales pertenecientes al CEG estarían situados encima del Alcudiense de los Montes de Toledo, formando lo que él denomina el Grupo Superior del Precámbrico de la ZCI.

En cualquier caso, esta serie pizarroso-grauváquica de la Zona Norte de Mérida sería un Precámbrico, probablemente Precámbrico Superior, más alto que al que pertenecería la Serie Anfibólica de la Zona Sur.

### 2.2. PALEOZOICO

El Paleozoico está ampliamente representado. Forma afloramientos alargados NO-SE, ocupando por lo general estructuras sinclinales de Fase 1 (figura 1).

Debido a la ausencia de restos fósiles la asignación de edades aproximadas se ha hecho por correlación, fundamentalmente litológica, con otras series regionales bien datadas.

Los materiales paleozoicos más antiguos son calizas recristalizadas del Cámbrico Inferior. Sin embargo, las secuencias más completas pertenecen al Ordovícico, fundamentalmente cuarcítico, y al Silúrico, esencialmente pizarroso (fig. 2). El Paleozoico Medio-Superior está representado sólo localmente por el Devónico Superior y por depósitos molásicos estefanienses.

#### 2.2.1. Cámbrico

El Cámbrico, de naturaleza fundamentalmente carbonatada, se encuentra en afloramientos aislados y de potencia variable, rodeados por el Terciario y/o los granitos. Los más destacables son los del Cerro Carija, al oeste de Mérida, la Garrovilla y otros pequeños afloramientos al nordeste de Montijo (fig. 1).

##### Cerro Carija

Se trata de calizas recristalizadas, marmóreas, grises o bandeadas grises y blancas, así como mármoles dolomíticos de colores ocres oscuros, granudos y con aspecto oqueroso. Su potencia visible es muy variable y puede estimarse entre 30 y más de 100 metros.

##### La Garrovilla

En las canteras existentes al nordeste del pueblo se observa una compleja alternancia de los siguientes materiales:

- Calizas grises oscuras, masivas, recristalizadas, marmóreas, de grano fino.
- Calizas grises en bancos irregulares de 0,5 a 1 m. de potencia, con intercalaciones margosas de colores ocres-verdosos.
- Dolomías ocres, oquerosas, recristalizadas, de aspecto granudo.

La potencia de todo el conjunto puede estimarse en varios centenares de metros.

##### Nordeste de Montijo

Se reconoce un cuerpo lenticular de unos 300 m. de potencia, alargado en dirección NO-SE, de dolomías de colores ocres y rosados, recristalizadas, masivas o tableadas. Estas ocupan el núcleo de una

estructura anticlinal, en cuyos flancos, y a techo de las dolomías, aparece una serie de pizarras y cuarcitas ferruginosas con colores rojizos, violáceos y amarillentos.

Estas calizas y dolomías fueron asignadas al Cámbrico-Acadiense por ROSSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO (1950) y por SÁNCHEZ CELA (1971). Pertenece, por tanto, a la Serie Media Carbonatada característica del Cámbrico Inferior de Ossa-Morena (VEGAS, 1971; ZAMARREÑO, 1983). Las alternancias de pizarras y cuarcitas ferruginosas, situadas a techo de las dolomías, serían comparables a las «capas intermedias» de LOTZE (1961) o al «nivel rojo» de BOUYX (1970), cuya edad se considera Cámbrico Superior-Tremadoc.

#### 2.2.2. Ordovícico

Aflora fundamentalmente en dos zonas (fig. 1); una en la Sierra Bermeja, al NE de Mirandilla, donde ocupa un sinclinal alargado según la dirección hercínica, con más de 15 km. de longitud; otra zona de importantes afloramientos ordovícicos está situada al norte, en las Sierras del Saltillo y Cerro Acebuches, donde forman sinclinales de disposición más compleja. Al sur vuelve a aparecer Ordovícico en la Sierra de San Serván y su prolongación hacia el este por Alange y Zarza de Alange, donde ha sido estudiado por HERRANZ (1984).

Las columnas más representativas del Ordovícico serían (fig. 3):

##### 1. San Pedro de Mérida

A lo largo de la carretera de Trujillanos a Las Mezquitas y en base a observaciones locales aisladas, se ha establecido una columna que es representativa del Ordovícico de toda la Sierra Bermeja.

De muro a techo tenemos:

- 300 m. (de potencia visible) de areniscas conglomeráticas, vulcano-detriticas, de colores claros, con cantos de cuarzo de 1 a 3 mm. y matriz sericítica.
- 300-350 m. de cuarcitas blancas, masivas, recristalizadas, en paquetes de 3 a 5 m. con algunas intercalaciones pizarrosas.

- 250-300 m. de alternancias de cuarcitas ocre y blancas en bancos centimétricos a métricos, y pizarras arenosas de colores claros que, a veces, contienen pirita. Hacia el techo disminuyen la proporción y potencia de los niveles cuarcíticos y aumentan las pizarras que se hacen más oscuras.
- 100-150 m. (potencia visible) de pizarras grises oscuras y negras, a veces con algunas intercalaciones cuarcíticas decimétricas.

2. Charca de Valderey

En el flanco sureste de una estructura anticlinal existe la siguiente serie discordante sobre las pizarras y grauvacas del CEG, de muro a techo:

- 50 m. de cuarcitas claras, color crema o grises, en bancos de 0,30 a 1 m., con finas intercalaciones pizarrosas y discordantes sobre el CEG.
- 80-100 m. de alternancias de pizarras, pizarras arenosas con moscovita, areniscas y cuarcitas decimétricas, que acaban con un nivel de 5 m. de pizarras oscuras muy bioturbadas.
- 50-70 m. de cuarcitas masivas, blancas y recristalizadas.
- 30-50 m. de cuarcitas blancas tableadas, en bancos de 20-30 cm. y con finas intercalaciones de niveles de pizarras claras micáceas. En este nivel se han encontrado pistas del tipo *Cruziana furcifera* D'ORB.
- Pizarras oscuras grises y negras y pizarras arenosas con algún nivel de cuarcitas.

3. Río Aljucén

Siguiendo el curso del río Aljucén al sur de Arroyomolinos de Montánchez, desde la Fuente de la Roca de la Tabla hacia el sur, se puede establecer una serie más completa. En este caso, el contacto con el CEG parece mecánico y probablemente faltan parte de las cuarcitas de la base del Ordovícico.

De muro a techo aparecen los siguientes materiales:

- 50-60 m. de cuarcitas claras, blancas y crema, estratificadas en bancos de 0,5 a 1 m., con intercalaciones de niveles pizarrosos siempre menores de 0,5 m.

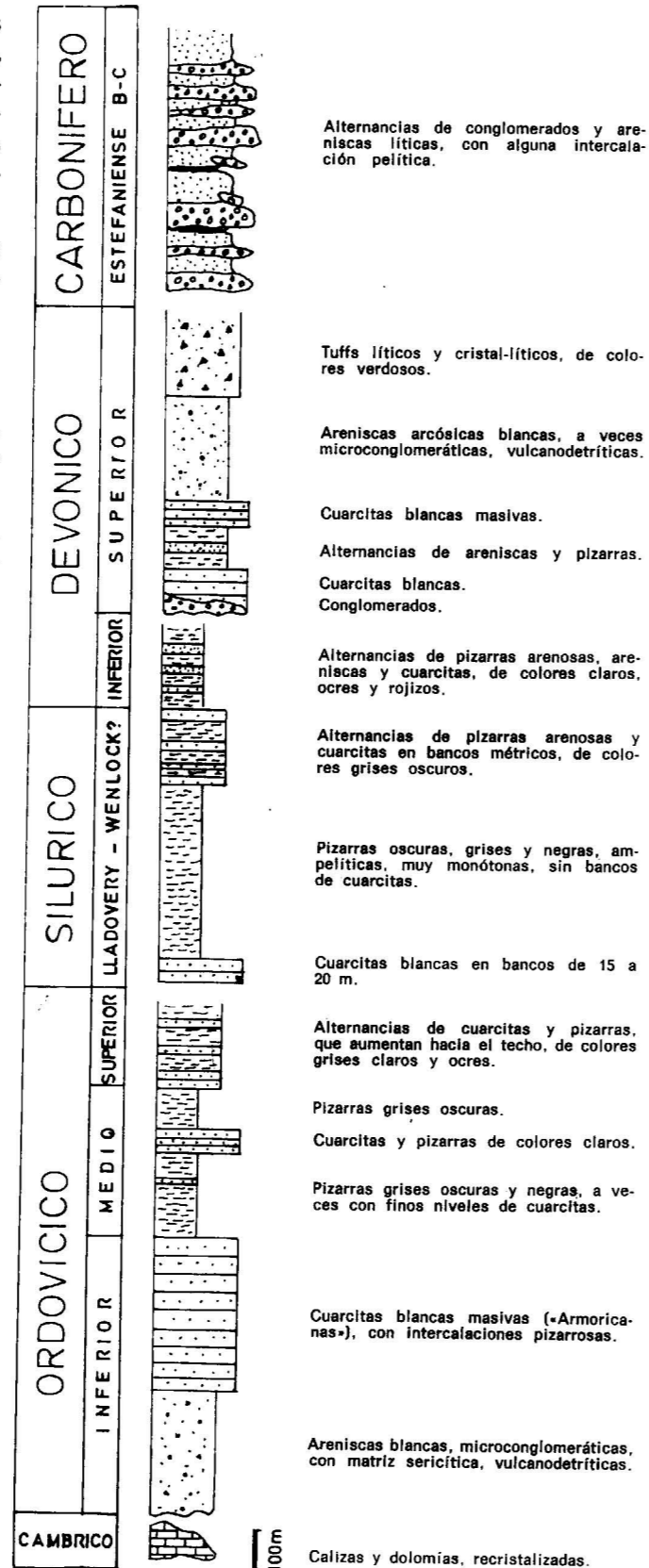


Figura 2.—Columna litoestratigráfica general del Paleozoico.

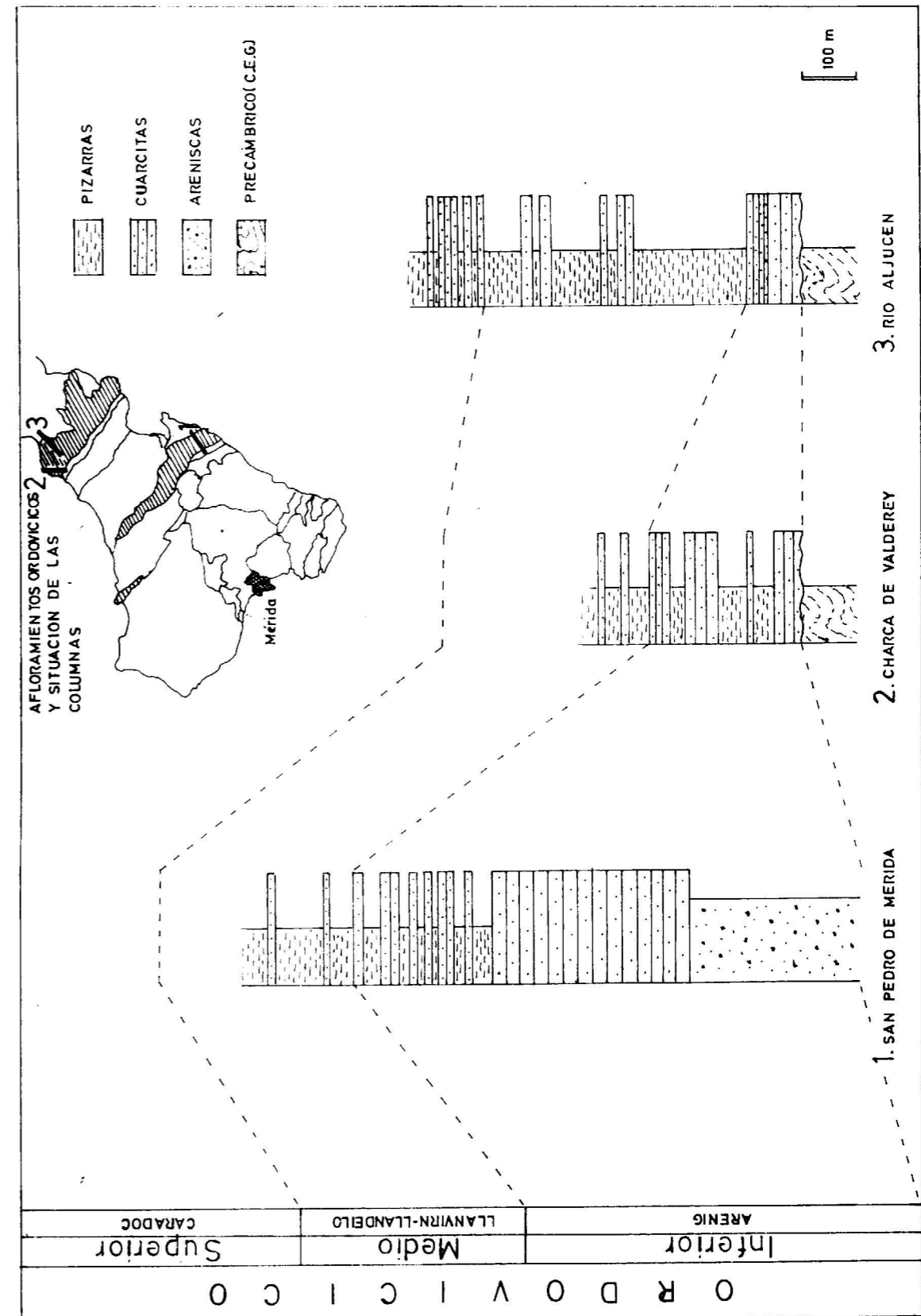


Figura 3.—Columnas litoestratigráficas más representativas del Ordovícico.



- 40-50 m. de cuarcitas grises, tableadas, en bancos de 5 a 10 cm., separados por niveles milimétricos de pizarras.
- 200 m. de pizarras grises oscuras y negras, carbonosas, satinadas, muy monótonas, a veces laminadas, y alguna intercalación de cuarcitas grises hacia la base.
- 20-30 m. de cuarcitas y areniscas claras, color crema, en bancos de 10 cm. a 1 m., con laminación oblicua por migración de ripples y niveles alternantes de espesor centimétrico de pizarras ocre y grises claras.
- 20 m. de pizarras negras.
- 10-15 m. de cuarcitas tableadas, en bancos de 10 a 50 cm.
- 100-150 m. de pizarras negras, muy monótonas, con algunos niveles métricos de cuarcitas grises.
- 50-60 m. de alternancias de cuarcitas grises y ocre, en bancos de hasta 1,5 m., y pizarras grises en menor proporción.
- 60-80 m. de pizarras limosas grises claras, masivas, con pirita.
- 40-50 m. de alternancias de pizarras y cuarcitas grises.
- 30-40 m. de cuarcitas blancas y ocre, estratificadas, en bancos de 10 a 50 cm.
- 15-20 m. de pizarras limosas grises, masivas, con pirita.
- 10-12 m. de alternancias de cuarcitas ocre y pizarras grises oscuras y negras.
- Hacia el techo la serie se hace progresivamente más pizarrosa.

#### 4. La Parrilla-Sierra del Saltillo

La complejidad de la estructura en esta zona y el importante recubrimiento existente, no permiten el levantamiento de columnas detalladas. No obstante, la sucesión es, a grandes rasgos, la misma.

De muro a techo:

- Cuarcitas blancas, masivas, recristalizadas, muy potentes a veces. En algunos puntos debajo de ellas se encuentran materiales vulcanodetríti-

cos, de naturaleza ignimbrítica, similares, aunque menos deformados, a los que aparecen al NE de San Pedro de Mérida.

- Pizarras negras satinadas.
- Alternancias de pizarras arenosas, areniscas y cuarcitas, de colores claros. (Este tramo representa un buen nivel de referencia, fácilmente identificable en el campo y en foto aérea, para el estudio de la estructura de esta zona.)
- Pizarras grises y negras.

En conjunto, en el Ordovícico del área de Mérida pueden distinguirse tres tramos (figs. 2 y 3).

— *Tramo Inferior.*—Compuesto por cuarcitas blancas, masivas, en facies «armoricana», que hacia el techo pasan a cuarcitas tableadas y alternancias de cuarcitas y pizarras.

Las cuarcitas blancas masivas, armoricanas, es un nivel característico, descrito en todas las series regionales y al que se le atribuye una edad Arenig (VEGAS y ROIZ, 1979). La alternancia de cuarcitas y pizarras, situada a techo de las cuarcitas armoricanas, es citada también en los sinclinales de Almadén (TAMAIN, 1971, 1972; «Estratos Pochino»), Guadarranque (JULIVERT y TRUYOLS, 1974) y Cañaverl (DUQUE, 1983), siendo la edad atribuida por estos autores Arenig Superior-Llanvirn.

Es de destacar la existencia de un vulcanismo riolítico, de tipo ignimbrítico, en la base del Ordovícico Inferior, que origina depósitos de metaareniscas conglomeráticas. Estos materiales son similares, y están en la misma situación estratigráfica, que los descritos por HERRANZ et al. (1985) más al E, en Zalamea de la Serena y en la antifor-ma de Peraleda de Zaucejo.

— *Tramo Medio.*—Está constituido fundamentalmente por pizarras negras con un nivel intermedio de cuarcitas y areniscas de colores ocre.

Esta secuencia de pizarras negras-cuarcitas y areniscas de colores claros-pizarras negras, es muy similar a la que aparece en Almadén (TAMAIN, 1972; Pizarras del Río-Cuarcitas Inferiores-Pizarras Botella), en Guadarranque (JULIVERT y TRUYOLS, 1974) y al O de la Sierra de San Pedro (BASCONES et al., 1982; MARTÍN, 1982), y representaría al Ordovícico Medio, abarcando todo el Llanvirn y el Llandeilo, al menos en parte.

— *Tramo Superior.*—Se trata de alternancias de

cuarcitas y pizarras que hacia el techo se hace fundamentalmente pizarroso.

Representaría al Ordovícico Superior, fundamentalmente Caradoc. En todas las series regionales se describen tramos cuarcíticos y alternancias de pizarras y cuarcitas en el paso de Ordovícico a Silúrico, aunque los límites concretos son variables. Así, en Almadén, Guadarranque y O de la Sierra de San Pedro (según los autores ya citados), en Herrera del Duque (PUSCHMANN, 1970), NO de Córdoba (PÉREZ-LORENTE, 1979) y en las Sierras de Hornachos (HERRANZ, 1970), se dan como Caradoc-Silúrico Inferior tramos fundamentalmente cuarcíticos similares a este Tramo Superior.

#### 2.2.3. Silúrico

Aflora según una banda de dirección NO-SE situada entre el borde norte del granito de Sierra Bermeja y el surco carbonífero. También aparece en una mancha al nordeste de la Presa Cornalvo (NE de San Pedro de Mérida), siendo su contacto con el Ordovícico por falla (fig. 1).

A partir de la información obtenida de varios cortes transversales de esta banda (por el río Aljucén, carril del Bote y arroyo Fresnada), se puede establecer la siguiente columna de muro a techo:

- 50-60 m. de cuarcitas blancas, recristalizadas, masivas, que forman un nivel muy continuo.
- 400-500 m. de pizarras grises oscuras y negras, ampelíticas, muy monótonas, satinadas, sin niveles cuarcíticos y, a veces, laminadas.
- 50-60 m. de pizarras arenosas oscuras, gris-violáceas.
- 150-200 m. de alternancias de pizarras arenosas grises oscuras y niveles de 0,5 a 2 m. de cuarcitas también grises.
- 250-300 m. de potencia visible, de alternancias de pizarras, pizarras arenosas, areniscas y niveles de 20 cm. a 2-3 m. de cuarcitas, de colores claros, rojizos y ocre.

Lo más característico de esta serie son las pizarras negras masivas. HERRANZ (1970) cita en las sierras paleozoicas de Hornachos 400-500 m. de pizarras negras, sin fósiles, que atribuye al Silúrico. Por otra parte, es una constante en todas las series regionales del Silúrico (Almadén, Guada-

rranque, Cañaverl, Sierra de San Pedro; según los autores ya citados), que estas pizarras negras están encima de un nivel cuarcítico de gran continuidad y de unos 50 m. de potencia, así como el carácter más arenoso hacia el techo de la serie.

La edad de estas pizarras negras masivas data-das por sus faunas de Graptolites, tanto en la ZCI (TRUYOLS y JULIVERT, 1983), como en la ZOM (PERDIGAO, 1967), es fundamentalmente Llandovery, edad que se le asigna también a las cuarcitas basales, llegando hasta el Wenlock y Ludlow en la parte superior de pizarras con intercalaciones de areniscas (PERDIGAO, op. cit.).

El último tramo de la sucesión descrita presenta las mismas facies, esencialmente terrígenas, del Devónico Inferior regional, Seginiense-Emsiense (JULIVERT et al., 1983). Es así mismo muy similar a la Unidad Calera del Sinclinorio de São Mamede-La Codosera (SANTOS GARCÍA y CASAS RUIZ, 1979), de colores también pardo-rojizos y a la que dan una edad Seginiense. Formaciones ferruginosas similares en las Sierras de Oliva de Mérida son consideradas también del Devónico (HERRANZ, 1970).

En conjunto, la serie descrita anteriormente comprendería todo el Silúrico, claramente representado por las pizarras negras, y en los tramos más altos, terrígenos y de colores rojizos, posiblemente el Devónico Inferior.

#### 2.2.3. Devónico Superior

Aparece en una estrecha banda situada al NE de San Pedro de Mérida (fig. 1). Es discordante sobre el Ordovícico Medio y se inicia por un conglomerado sobre el que se dispone la siguiente serie, de muro a techo:

- Conglomerado basal con cantos de cuarcita, subredondeados a subangulosos, de distribución muy heterogénea y matriz arenosa, con grano-clasificación positiva y geometría canalizada.
- 100 m. de cuarcitas blancas, recristalizadas.
- 80-100 m. de alternancias de niveles decimétricos de pelitas verdosas y areniscas ocre de grano fino.
- 50 m. de cuarcitas blancas.
- 250 m. de areniscas feldespáticas, microconglomeráticas y vulcanodetríticas.

— 200 m. de grauvacas verdosas satinadas, también vulcanodetríticas.

Estos dos últimos tramos están en contacto mecánico con la Serie Anfibolítica. El inferior son meta-areniscas tuffáceas con fragmentos de rocas volcánicas ácidas. El superior son meta-tuffs líticos a cristal líticos con abundantes fragmentos de rocas volcánicas ácidas e intermedias (pumitas, ignimbritas...), de cuarcitas y de cristales de cuarzo, feldespatos y epidota.

HERRANZ (1984) describe cerca de Alange conglomerados similares asignándolos al Devónico Superior muy alto, pues aparecen discordantes sobre distintos niveles del Ordovícico basal y sobre Devónico Superior datado como Frasnense-Famenense. Por tanto, la edad de estos conglomerados sería probablemente Famenense.

Como consecuencia, los materiales del Devónico Superior al NE de San Pedro de Mérida, incluido el vulcanismo ácido-intermedio, serían también de edad Famenense. En este sentido, este vulcanismo sería comparable al que existe, ampliamente representado, en Almadén, de edad Frasnense (JULIVERT et al., 1983; PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, 1984).

**2.2.4. Carbonífero**

Aparece como un estrecho surco, de 0,5 a 1 km. de anchura, que se extiende en dirección NO-SE durante más de 12 km., y que se continúa hacia el NO por la Sierra de San Pedro.

Se trata de una sucesión de varios ciclos positivos (fig. 2) que se inician por conglomerados, que alcanzan potencias de 10 a 80 m., y pasan a areniscas, con algunas intercalaciones de liditas y pizarras arcillosas que representarían la colmatación de los paleocauces.

**Conglomerados.**—Son poligénicos y heterogranulares. En la zona estudiada los cantos son exclusivamente de cuarcitas blancas y ocres, redondeados, y su tamaño varía de 5 a 40 cm. Sin embargo, en su continuación hacia el NO, en la Sierra de San Pedro y cerca del Rincón de Ballesteros, la naturaleza de los cantos es muy variada: calizas del Carbonífero Inferior, rocas básicas y granitos porfídicos, además de los de cuarcita. La matriz de estos conglomerados es arenosa y generalmente escasa, hasta el punto de que en ocasiones se trata de conglomerados granosoportados.

**Areniscas.**—Son de grano fino a medio y colores pardo-violáceos. Pueden clasificarse como areniscas líticas (PETTIJOHN, 1975), aunque algunos términos podrían considerarse sublitarenitas y otros llegarían a ser verdaderas grauvacas. Están constituidas por clastos de varios tipos: cuarzo monocristalino, fragmentos de rocas sedimentarias (areniscas de grano fino, limolitas, pelitas limosas y pelitas), fragmentos de rocas volcánicas felsíticas, fragmentos de cuarcitas, escamas de moscovita detrítica y granos de turmalina. La matriz, por lo general escasa, está compuesta por cuarzo y minerales arcillosos y es difícil de distinguir, en ocasiones, de la pseudomatriz producida por la deformación y disgregación de los fragmentos de rocas pelíticas metaestables.

Estos depósitos han sido datados, en la Sierra de San Pedro, como Estefaniense B medio a Estefaniense C (PINEDA et al., 1980).

Tienen las mismas características comunes a todo el Estefaniense B-C del Macizo Ibérico (JULIVERT, 1983): son depósitos discordantes y post-tectónicos de carácter molásico, con origen fluvial o limnico, formados en cuencas intramontañas aisladas limitadas por fallas. Cuando aparecen deformados, habría que atribuir esa deformación al funcionamiento tardío de fallas de desgarre.

**3. TECTONICA**

Al observar la cartografía, llama poderosamente la atención el choque de estructuras que se produce a lo largo del surco de materiales carboníferos (fig. 1). Así, al norte de éste las estructuras tienen, predominantemente, direcciones NE-SO, mientras que al sur todas las direcciones son NO-SE.

**3.1. DEFORMACION DE LA ZONA NORTE**

En esta zona se distinguen dos fases de deformación hercínica que afectan tanto a los materiales del CEG como al Ordovícico discordante sobre ellos (fig. 4).

La Fase 1 origina pliegues de amplitud kilométrica y pliegues mesoscópicos métricos, de tipo similar en las pizarras (fig. 5) y concéntricos en las cuarcitas. Los ejes de estos pliegues tienen una dirección media N-57-E y un plunge de 25° al SO, con un plano axial vertical o buzando 70-80°

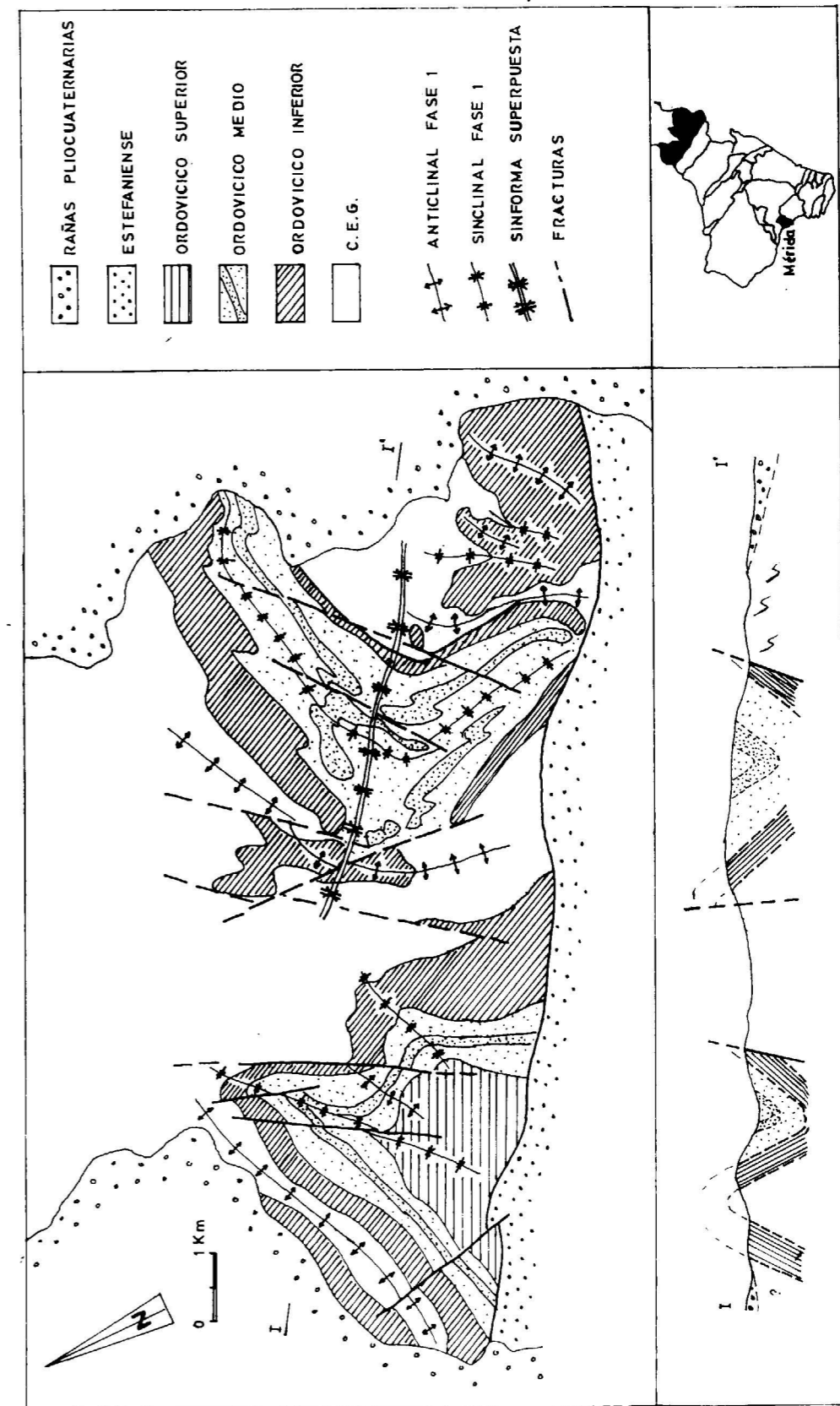


Figura 4.—Esquema geológico-estructural de la Zona Norte del área de Mérida.

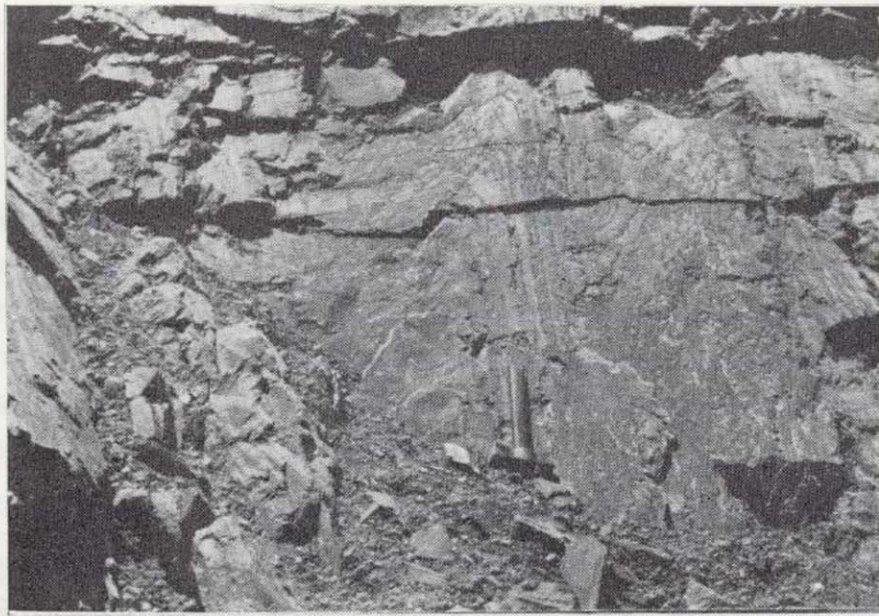


Figura 5.—Pliegues de Fase 1 en pizarras del CEG (Corta Adelaida de la mina La Parrilla. Zona Norte).

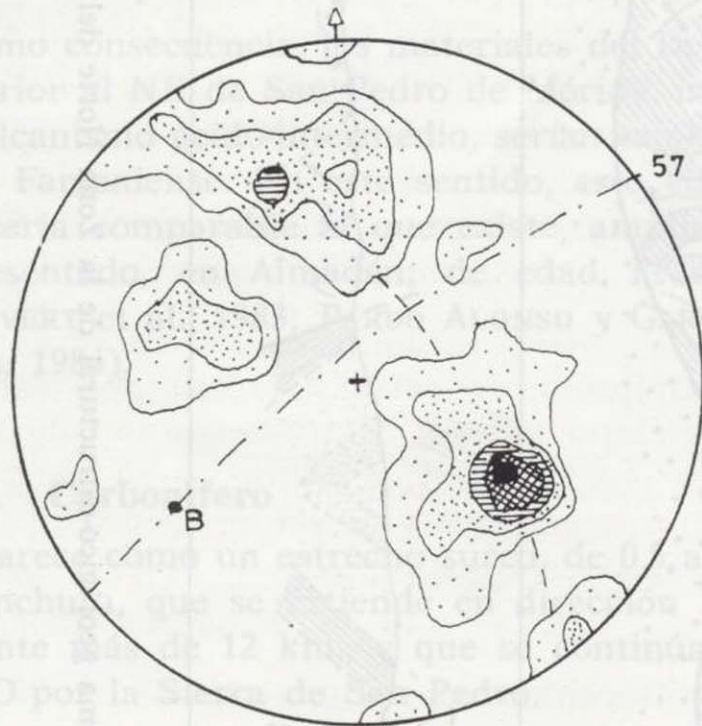


Figura 6.—46 polos de planos de estratificación ( $S_0$ ) del Paleozoico de la Zona Norte. Contornos del 2, 4, 8, 11 y 13 por 100, para el 1 por 100 del área.

al NO (fig. 6). [Suponiendo que se trata de pliegues cilíndricos, el eje  $\beta$  que resulta de la distribución de polos de  $S_0$  (estratificación), según un círculo mayor en un diagrama de tipo  $\pi$  de WHITTEN (1966, p. 50), sería equivalente al eje B de los pliegues (TURNER y WEISS, 1963; WHITTEN, 1966)]. Esta dirección media de los ejes de los pliegues es coherente con la deducida de la cartografía y con las medidas realizadas a escala mesoscópica.

La esquistosidad, que se desarrolla tanto en el CEG como en las pizarras ordovícicas, es paralela al plano axial de los pliegues (fig. 6). Como se ve en la figura 7, el máximo de polos de planos de

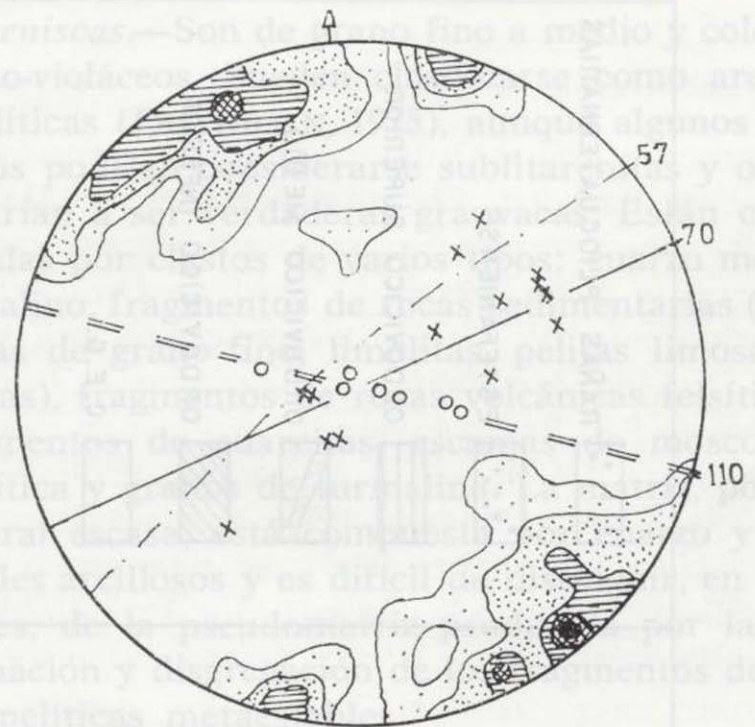


Figura 7.—56 polos de planos de esquistosidad de la Zona Norte. Contornos 2, 4, 8, 10 y 13 por 100, para el 1 por 100 del área.

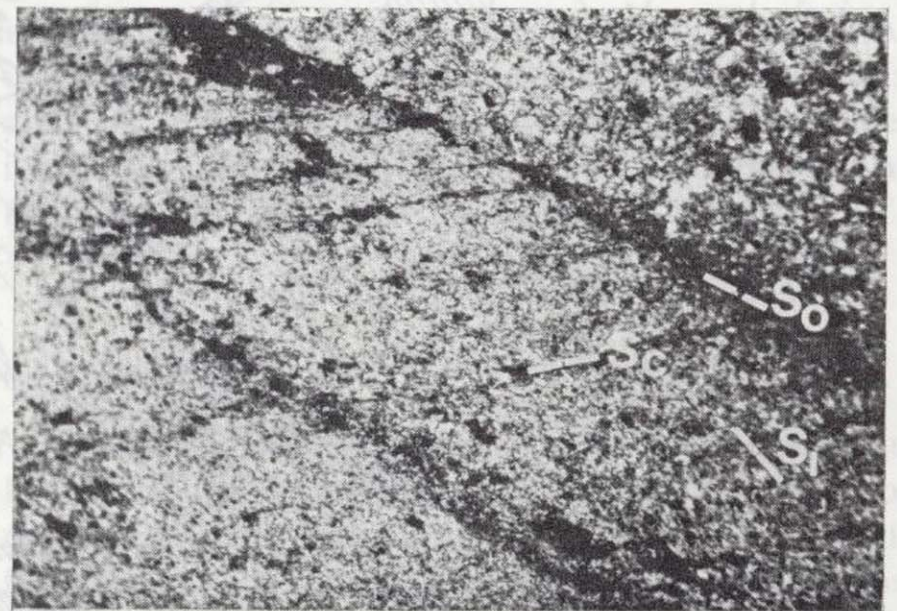


Figura 8.—Relaciones entre estratificación ( $S_0$ ), esquistosidad «slaty cleavage» de Fase 1 ( $S_1$ ) y esquistosidad de crenulación asociada al segundo plegamiento ( $S_c$ ) en la Zona Norte. (Pizarras del CEG, Mina La Parrilla) (NC $\times$ 30).

esquistosidad se corresponde con una dirección media N-57/80° NO. Esta esquistosidad ( $S_1$ , fig. 8) es una estructura primaria de deformación, de tipo «slaty cleavage» en los materiales más pelíticos y «anastomosing fracture cleavage» (SPRY, 1969, p. 233) o «esquistosidad de clivage grosera» (BASTIDA, 1981) en los materiales psamíticos y en algunas pizarras carbonosas del Ordovícico.

En la parte E de esta Zona Norte (en la zona

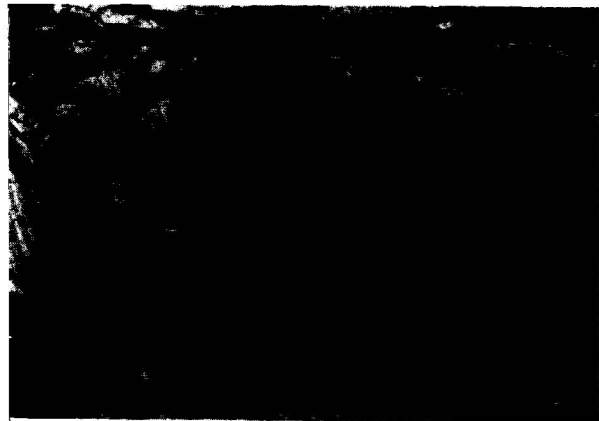


Figura 5.—Pliegues de Fase 1 en pizarras del CEG (Corta Adelaida de la mina La Parrilla. Zona Norte).

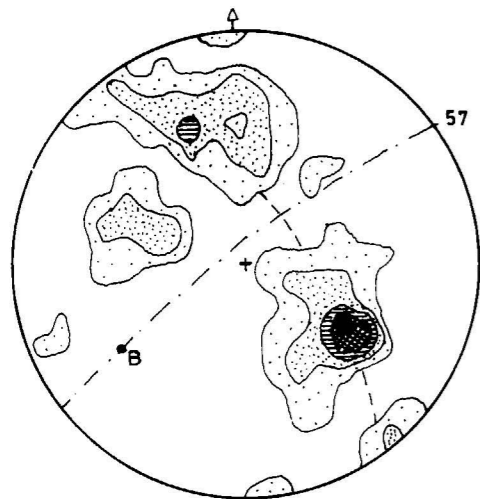


Figura 6.—46 polos de planos de estratificación ( $S_0$ ) del Paleozoico de la Zona Norte. Contornos del 2, 4, 8, 11 y 13 por 100, para el 1 por 100 del área.

al NO (fig. 6). [Suponiendo que se trata de pliegues cilíndricos, el eje  $\beta$  que resulta de la distribución de polos de  $S_0$  (estratificación), según un círculo mayor en un diagrama de tipo  $\pi$  de WHITTEN (1966, p. 50), sería equivalente al eje B de los pliegues (TURNER y WEISS, 1963; WHITTEN, 1966)]. Esta dirección media de los ejes de los pliegues es coherente con la deducida de la cartografía y con las medidas realizadas a escala mesoscópica.

La esquistosidad, que se desarrolla tanto en el CEG como en las pizarras ordovícicas, es paralela al plano axial de los pliegues (fig. 6). Como se ve en la figura 7, el máximo de polos de planos de

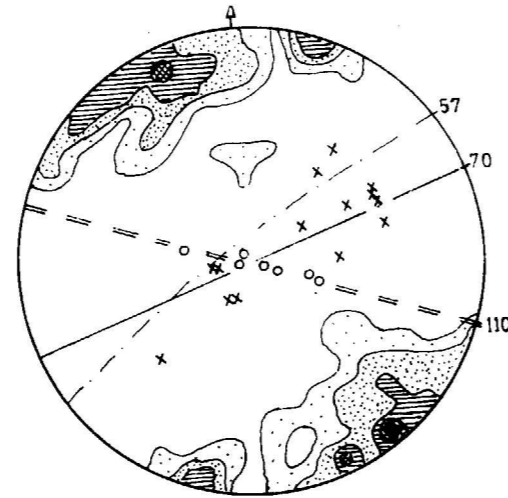


Figura 7.—56 polos de planos de esquistosidad de la Zona Norte. Contornos 2, 4, 8, 10 y 13 por 100, para el 1 por 100 del área.

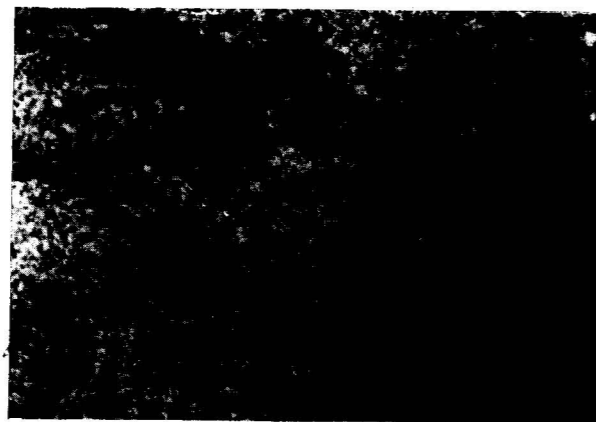


Figura 8.—Relaciones entre estratificación ( $S_0$ ), esquistosidad «slaty cleavage» de Fase 1 ( $S_1$ ) y esquistosidad de crenulación asociada al segundo plegamiento ( $S_c$ ) en la Zona Norte. (Pizarras del CEG, Mina La Parrilla) (NCx30).

esquistosidad se corresponde con una dirección media N-57/80° NO. Esta esquistosidad ( $S_1$ , fig. 8) es una estructura primaria de deformación, de tipo «slaty cleavage» en los materiales más pelíticos y «anastomosing fracture cleavage» (SPRY, 1969, p. 233) o «esquistosidad de clivage grosera» (BASTIDA, 1981) en los materiales psamíticos y en algunas pizarras carbonosas del Ordovícico.

En la parte E de esta Zona Norte (en la zona

de La Parrilla) a los pliegues de Fase 1 se superpone un segundo plegamiento que origina una gran sinforma y dobla todas las estructuras anteriores (tanto ejes de pliegues como esquistosidad  $S_1$ ). Estas llegan a tomar direcciones muy próximas a E-O en su flanco nordeste y a N-S en su flanco suroeste (fig. 4). La dirección de los ejes de este segundo plegamiento es N-110, con un plunge de 70-80° al E, como se deduce de la cartografía y de las medidas realizadas sobre pliegues mesoscópicos en la zona axial de la gran estructura (figura 7).

Asociada a estos pliegues de eje vertical, existe una crenulación que pliega la  $S_1$  y que, a veces, llega a ser una esquistosidad de crenulación ( $S_c$ , figura 8), de dirección media N-110/subvertical (figura 7).

La superposición de estos dos plegamientos produce modelos de interferencia del tipo 2 de RAMSAY (1977, p. 542), suponiendo que el flujo en el segundo plegamiento es horizontal (fig. 9). En

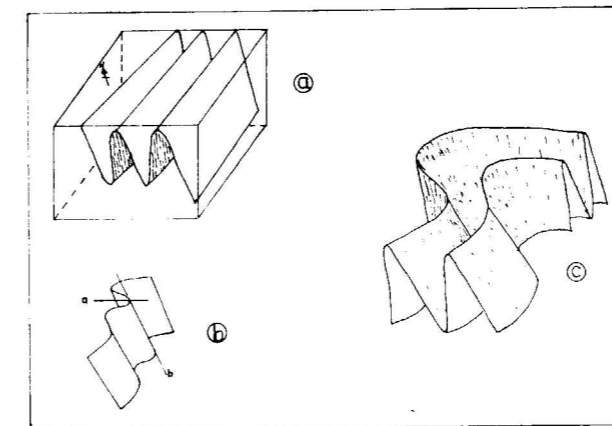


Figura 9.—Plegamiento superpuesto en la Zona Norte. a) Pliegues de Fase 1. b) Segundo plegamiento. c) Pliegues resultantes de la superposición.

efecto, el modelo de interferencia bidimensional que resulta al observar la cartografía de esta zona (figura 4), y descontado el efecto de las fallas tardías, es semejante a los propuestos por RAMSAY (op. cit., pp. 249 y 252) para este tipo de interferencias de pliegues.

### 3.2. DEFORMACION EN LA ZONA SUR

En la Zona Sur todas las estructuras están orientadas según direcciones hercínicas NO-SE. Se distinguen tres fases principales de deformación y una tardía menos importante, todas ellas hercínicas.

#### Fase 1

Es la responsable de la configuración estructural de la zona (fig. 10).

Origina grandes pliegues de varios kilómetros de longitud de onda, así como pliegues apretados a menor escala, visibles en foto aérea y mesoscópicos, con direcciones axiales N-110 a N-130 y vergentes al NE. De la representación de los polos de  $S_0$  (fig. 11), y teniendo en cuenta que las fases posteriores en esta zona aprietan y acentúan las estructuras de Fase 1 pero no las pliegan, se deduce que los ejes de estos pliegues tienen una dirección media N-118 y son subhorizontales.

La esquistosidad asociada a estos pliegues de Fase 1 ( $S_1$ ) se confunde frecuentemente con otras foliaciones posteriores con direcciones muy próximas, o está traspuesta por ellas, como en la zona central ocupada por la Serie Anfibolítica donde apenas se manifiesta. Se trata de una esquistosidad primaria, de plano axial, que varía de una esquistosidad grosera o «rough slaty cleavage» en los materiales más arenosos, a una «slaty cleavage» en las pizarras. No llega nunca a ser una verdadera «schistosity».

Existen también cabalgamientos y/o fallas inversas vergentes al NE y paralelas a los pliegues de Fase 1 (fig. 1), que regionalmente son consideradas tardi- o post- Fase 1.

#### Fase 2

La segunda fase de deformación no produce un nuevo plegamiento, sino que aprieta y acentúa las estructuras de Fase 1 y origina una nueva esquistosidad,  $S_2$  (fig. 12), de tipo «strain slip cleavage» (TURNER y WEISS, 1963) o «shear cleavage» (RAMSAY, 1977).

Esta esquistosidad  $S_2$  se desarrolla preferentemente en la zona central ocupada por la Serie Anfibolítica (en la que están intruidos los orto-neises y las rocas básicas) (fig. 1), donde llega a

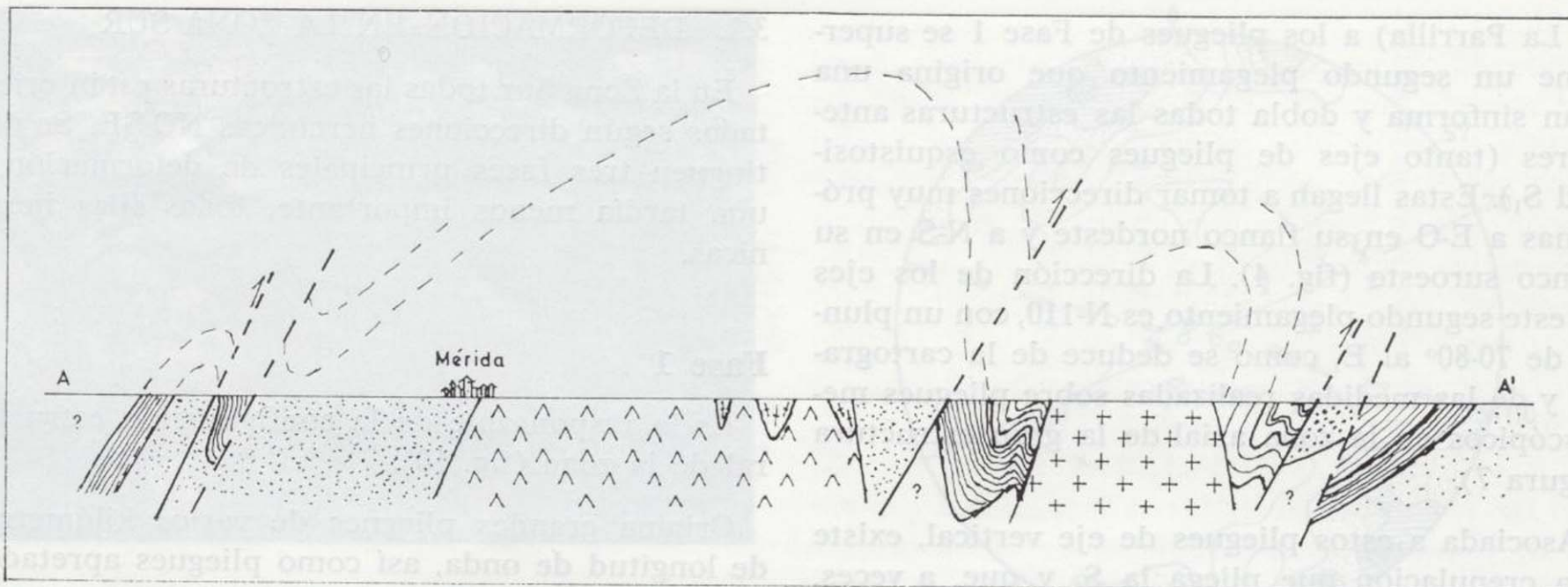


Figura 10.—Estructura de la Zona Sur (Corte A-A' de la fig. 1).

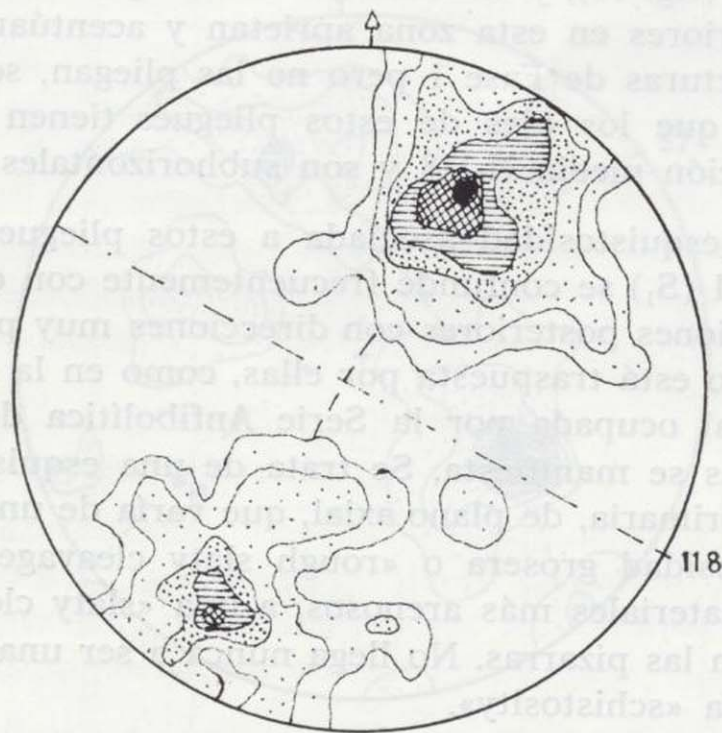


Figura 11.—95 polos de planos de estratificación del Paleozoico de la Zona Sur. Contornos: 1, 3, 6, 8, 11 y 12 por 100, para el 1 por 100 del área.

ser la foliación predominante y la esquistosidad visible en el campo. Tiene una dirección media N-140/subvertical (fig. 13 a) y está originada por cizallamiento senestro.

Esta Fase 2 es también la responsable de la deformación de los ortoneises y de las rocas dioríticas intruidas en la Serie Anfibolítica (GONZALO, 1987). Los ortoneises son composicionalmente granitos leucocráticos calcoalcalinos de afinidad trondhjemitica. No presentan evidencias estructurales de estar afectados por la Fase 1; sin embar-

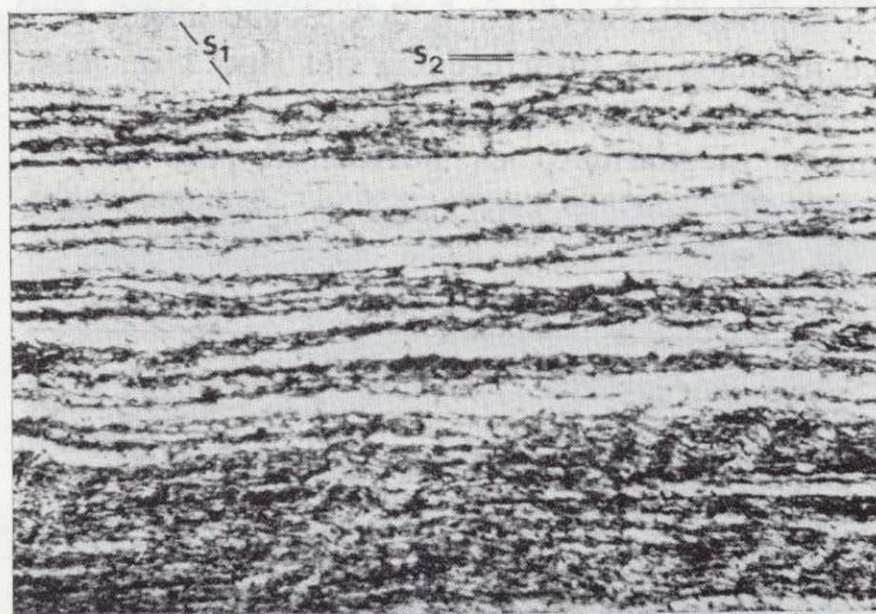


Figura 12.—Esquistosidad S<sub>2</sub> de tipo «strain-slip cleavage» que traspone a la S<sub>1</sub>. Zona Sur (NC×30).

go, tienen una foliación vertical penetrativa con la misma dirección y el mismo origen (por cizallamiento senestro) que la S<sub>2</sub> de su encajante (la Serie Anfibolítica) (fig. 13.b). Serían, por tanto, granitos hercínicos intruidos después de la Fase 1 y deformados, neisificados, por la Fase 2. Las rocas básicas e intermedias (dioritas y cuarzodioritas fundamentalmente) están también afectadas por la misma deformación de los ortoneises (figura 13.c), excepto las dioritas situadas al NE de Mérida (fig. 1), que se han comportado como un cuerpo rígido ante la deformación.

Analizando en conjunto la estructura de los ortoneises y rocas básicas-intermedias, se observa (figura 14):

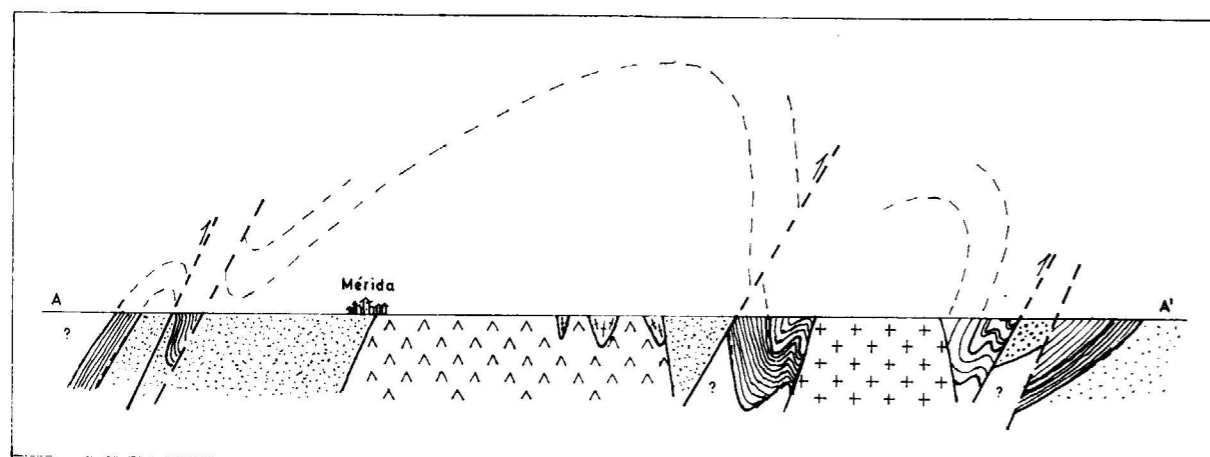


Figura 10.—Estructura de la Zona Sur (Corte A-A' de la fig. 1).

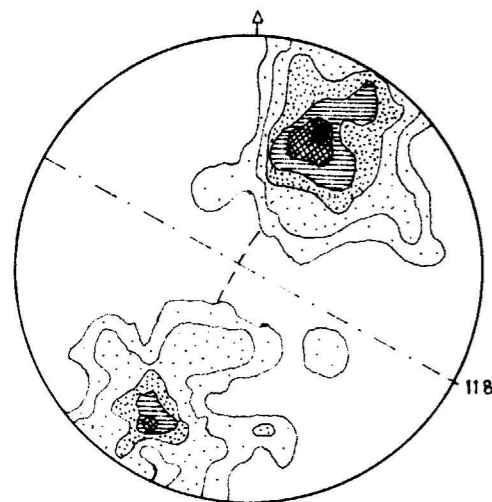
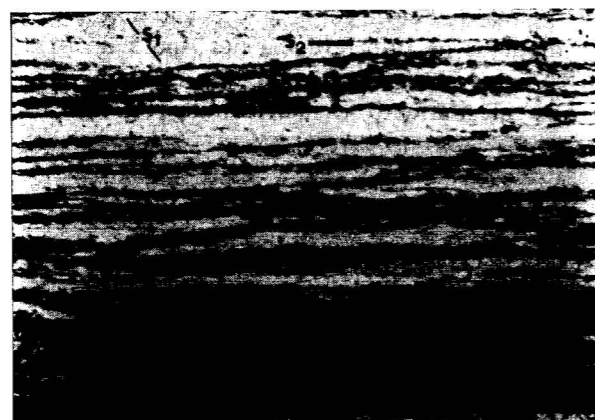


Figura 11.—95 polos de planos de estratificación del Paleozoico de la Zona Sur. Contornos: 1, 3, 6, 8, 11 y 12 por 100, para el 1 por 100 del área.

ser la foliación predominante y la esquistosidad visible en el campo. Tiene una dirección media N-140/subvertical (fig. 13 a) y está originada por cizallamiento senestro.

Esta Fase 2 es también la responsable de la deformación de los ortoneises y de las rocas dioríticas intruidas en la Serie Anfibolítica (GONZALO, 1987). Los ortoneises son composicionalmente granitos leucocráticos calcoalcalinos de afinidad trondhjemítica. No presentan evidencias estructurales de estar afectados por la Fase 1; sin embar-

Figura 12.—Esquistosidad  $S_2$  de tipo «strain-slip cleavage» que traspone a la  $S_1$ . Zona Sur (NC×30).

go, tienen una foliación vertical penetrativa con la misma dirección y el mismo origen (por cizallamiento senestro) que la  $S_2$  de su encajante (la Serie Anfibolítica) (fig. 13.b). Serían, por tanto, granitos hercínicos intruidos después de la Fase 1 y deformados, neisificados, por la Fase 2. Las rocas básicas e intermedias (dioritas y cuarzodioritas fundamentalmente) están también afectadas por la misma deformación de los ortoneises (figura 13.c), excepto las dioritas situadas al NE de Mérida (fig. 1), que se han comportado como un cuerpo rígido ante la deformación.

Analizando en conjunto la estructura de los ortoneises y rocas básicas-intermedias, se observa (figura 14):

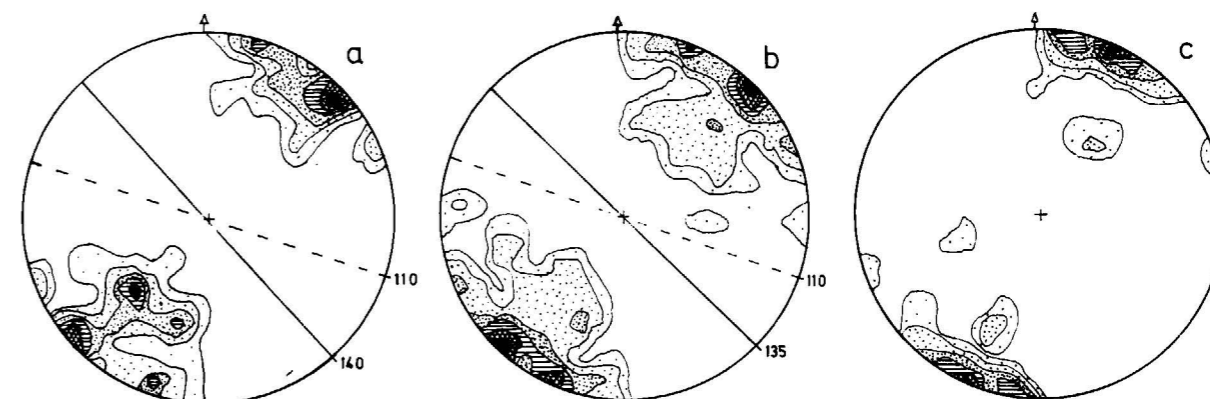


Figura 13

- a) 44 polos de esquistosidad en la Serie Anfibolítica (Contornos: 2, 4, 7, 9, 11 y 13 por 100, para el 1 por 100 del área).  
 b) 100 polos foliación ortoneises (Contornos: 1, 2, 6, 10, 14 y 18 por 100, para el 1 por 100 del área).  
 c) 32 polos foliación cuarzodioritas (Contornos: 3, 6, 12, 18, 21 y 28 por 100, para el 1 por 100 del área).

— Una zona central menos deformada, ocupada por las dioritas de Mérida, en las que se conservan estructuras previas («layering»), con direcciones NE-SO.

— Dos zonas de cizalla en los bordes con el mismo sentido de movimiento (senestras), relacionadas con la Fase 2, en las que se concentra la deformación. Estas zonas están ocupadas preferentemente por los ortoneises y cuarzodioritas, que presentan formas alargadas y foliación vertical penetrativa.

### Fase 3

La esquistosidad  $S_2$  en la Serie Anfibolítica, así como la foliación principal de los ortoneises, están frecuentemente afectadas por cizallas tardías senestras y milonitas, atribuibles a la Fase 3. Estas estructuras de Fase 3 forman submáximos (figura 13), que se corresponden con una dirección media N-110/subvertical.

Las milonitas presentan diversas microestructuras (sombras de presión asimétricas alrededor de los porfidoclastos, estructuras «pull-apart» o fracturas anitéticas en porfidoclastos de feldespato, micas fusiformes, planos secundarios a 30-35° de la foliación milonítica cuyo ángulo agudo marca el sentido del movimiento) que, de acuerdo con los criterios de EISBACHER (1970), DEBAT et al. (1978), WHITE et al. (1980) y SIMPSON y SCHMID

(1983), indican el carácter rotacional, por cizallamiento senestro, de la deformación de Fase 3.

Relacionadas con las cizallas senestras N-110, existen también cizallas dexas N-160, mucho menos desarrolladas, y conjugadas de las anteriores. Estos dos sistemas de cizallas conjugadas indicarían una compresión N-45-55-E, bisectriz de su ángulo obtuso (RAMSAY, 1980), durante la Fase 3.

En los materiales paleozoicos de esta Zona Sur, la Fase 3 se manifiesta fundamentalmente por el desarrollo de pliegues mesoscópicos de eje subvertical, de dirección N-115-125/70-80° E, con esquistosidad de fractura paralela a su plano axial que se confunde fácilmente con la  $S_1$ .

### Fases tardías

#### Período distensivo

Después de la actuación de la Fase 3 se produce un episodio de distensión generalizada en todo el área, que se pone de manifiesto por los siguientes hechos:

1. La formación de cuencas estrechas y alargadas, de dirección N-120-130, limitadas por fallas, donde se deposita el Estefaniense molásico.

2. La intrusión de grandes diques de pórfidos (de hasta 3 km. de longitud), de dirección N-130, así como la intrusión «permitida» de los granitos. Estos forman cuerpos alargados y paralelos a las

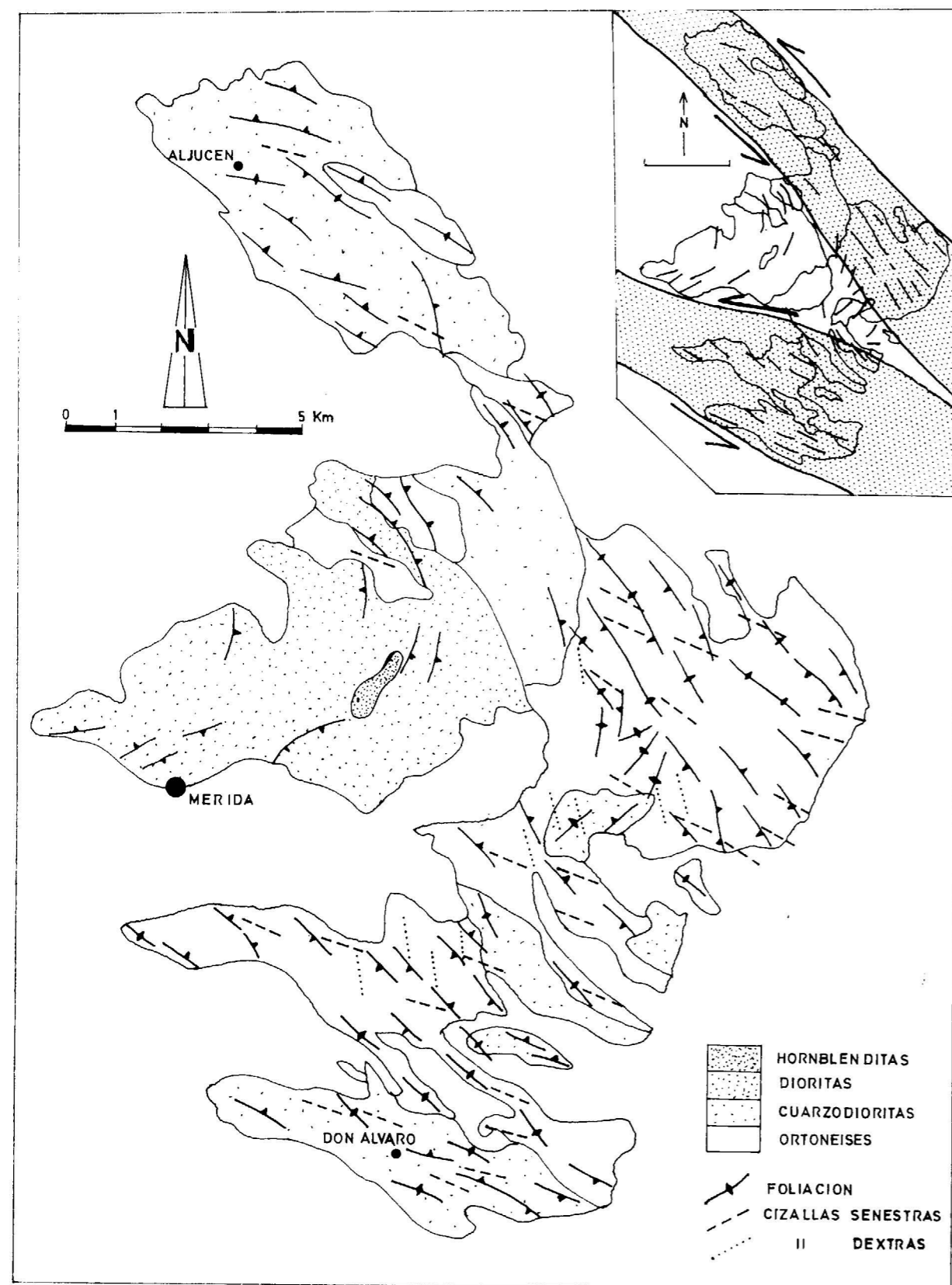


Figura 14.—Estructura de los ortoneises y rocas básicas e intermedias.

estructuras (fig. 1), lo cual sugiere que su emplazamiento está condicionado por la existencia de fallas y fracturas distensivas (GONZALO, 1987). Ni los granitos, ni los pórfidos están afectados por las fases principales de deformación descritas anteriormente.

*Fase compresiva tardía. Fase 4*

Sería el último episodio de la Orogenia Hercínica en esta zona.

Esta última fase compresiva produce fallas inversas o de desgarre, muchas de ellas por reactivación de estructuras anteriores. Así, el borde sur del surco carbonífero funciona como falla inversa y su borde norte como desgarre dextrógiro. Como consecuencia de ello, es frecuente el desarrollo de una esquistosidad espaciada N-100-110/subvertical en la matriz de los conglomerados y en las areniscas estefanienses.

Localmente, y también relacionada con esta Fase 4, se observa una lineación de crenulación N-110-120/10-20° al NO.

Por último, la Fase 4 es quizás también responsable, en sus últimos momentos de actuación, de la fracturación tardihercínica. En la figura 15 se han representado los principales sistemas de fracturas, teniendo en cuenta su componente en la horizontal. La dirección de compresión resultante, N-5-E, es coherente con los modelos establecidos de compresión durante la fracturación tardihercínica en la Península Ibérica (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1975).

3.4. CORRELACION ENTRE LAS ZONAS NORTE Y SUR. EL PROBLEMA DE LAS DIRECCIONES NE-SO

Como hemos visto anteriormente, la Zona Norte se caracteriza por las direcciones anómalas al NE de las estructuras de Fase 1 (pliegues y esquistosidad). Sin embargo, en la Zona Sur todas las estructuras son NO-SE y la Fase 2 está fuertemente desarrollada, llegando a ser la S<sub>2</sub>, en algunas zonas, la única esquistosidad visible. Las direcciones al NE en esta Zona Sur sólo aparecen local-

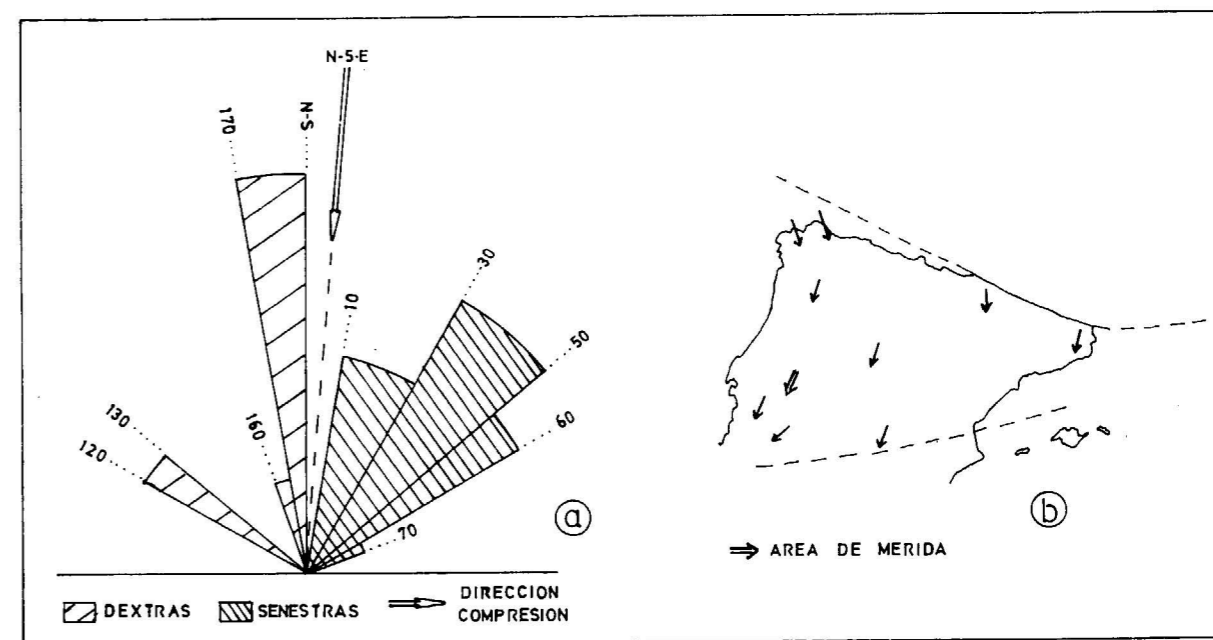


Figura 15.—Fracturación tardihercínica en el área de Mérida.

- a) Diagrama de distribución de las distintas familias de fracturas y dirección de la compresión resultante.
- b) Dirección de la compresión tardihercínica en la Península Ibérica, según ARTHAUD y MATTE (1975).

mente, asociadas a las dioritas y ortoneises, y están probablemente relacionadas con la intrusión de las rocas plutónicas.

Parece claro que las estructuras con direcciones anómalas al NE son de Fase 1 hercínica, pues se trata de pliegues que afectan al Ordovícico y que tienen esquistosidad de plano axial asociada. No serían, por tanto, comparables a los pliegues considerados como sárdicos, descritos en Portugal (OEN, 1970), al oeste de la provincia de Salamanca (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1970; RODRÍGUEZ ALONSO, 1982) y al oeste de la Sierra de San Pedro (BASCONES y MARTÍN, 1981; MARTÍN y BASCONES, 1984). Dichos pliegues, aunque tienen también direcciones NNE-SSO, solamente aparecen en el CEG, no llevan esquistosidad asociada y frecuentemente están traspuestos por la  $S_1$  hercínica.

Por lo tanto, y puesto que regionalmente las estructuras hercínicas tienen direcciones NO-SE, ha existido algún proceso de giro de éstas al NE después de la Fase 1. En este sentido, CASTRO (1984, 1985) interpreta las direcciones al NE al norte del área de Mérida, suponiendo la existencia de una zona de cizalla E-O dextra en profundidad que produciría la progresiva rotación de todas las estructuras de Fase 1 desde su posición original hasta la NE-SO. No obstante, en la Zona Sur también hay direcciones al NE y más al sur de esta región, en Burgillos del Cerro (BRUN y PONS, 1981). En estos casos están estrechamente relacionados con granitoides precoces, lo que sugiere una relación causa-efecto entre el giro de las estructuras al NE y la intrusión de los plutones precoces. De hecho, en otras zonas donde también aparecen direcciones anómalas al NE (como en el Domo del Tormes), éstas son también relacionadas con el emplazamiento de las masas graníticas (LÓPEZ-PLAZA, 1982, 1983). Aunque el giro progresivo que se observa al E de Cáceres pueda estar producido por algún tipo de cizalla, no se debe descartar la influencia que las intrusiones de las masas graníticas hayan podido tener también en el origen de las estructuras al NE. Precisamente en las zonas más próximas a los granitoides de la zona de Cáceres es donde las direcciones del encajante son más acusadamente al NE. También en la zona de La Parrilla (Zona Norte de Mérida) hay evidencia de la existencia de granitoides en profundidad, no aflorantes; como metamorfismo de contacto y el vaciamiento filoniano de La Parrilla (GUMIEL y PISERA, 1981).

Cualquiera que sea la causa del giro, éste se produciría antes de la Fase 2, ya que las direcciones al NE quedan truncadas por la Zona Sur, donde están fuertemente desarrolladas estructuras NO-SE ligadas a la Fase 2 que en la Zona Norte no se manifiestan.

Esta actuación diferencial de la Fase 2 debe de estar condicionada bien por su carácter heterogéneo de deformación rotacional, o bien por la posible existencia de algún accidente previo a lo largo del surco carbonífero. Este accidente habría rejugado como falla normal con posterioridad a la deformación rotacional (Fase 2+3), depositándose el Estefaniense molásico, lo que resalta aún más el truncamiento de las referidas direcciones al NE. En cualquier caso, la Zona Sur es una banda en la que se concentra la deformación rotacional (Fase 2+3), que por su dirección y estilo puede relacionarse con el funcionamiento como desgarre senestro del eje Badajoz-Córdoba (figura 16). Es decir, que la Zona Sur del área de Mérida quedaría dentro de la zona de influencia de este importante accidente.

Sin embargo, la segunda fase de la Zona Norte, que produce los pliegues NO-SE de eje vertical, no parece estar relacionada con la deformación rotacional de la Zona Sur. Respondería más bien a otros episodios compresivos de la región meridional de la ZCI.

### 3.5. CORRELACION CON LA DEFORMACION REGIONAL. EDAD DE LAS FASES

#### Fase 1

Las características estructurales de la Fase 1 en el área de Mérida son similares a las descritas para dicha fase en la región meridional de la ZCI y septentrional de la ZOM; grandes estructuras cartografiadas NO-SE y pliegues con ejes N-120-130/subhorizontales, a veces isoclinales, de plano axial subvertical, vergentes al NE y con esquistosidad asociada, así como cabalgamiento y/o fallas inversas al NE, paralelas a los pliegues y sin o post-Fase 1 (GONÇALVES, 1971; GUMIEL et al., 1978; SANTOS GARCÍA y CASAS RUIZ, 1979; BASCONES y MARTÍN, 1981; MARTÍN y BASCONES, 1984).

En cuanto a la edad de esta fase, no hay acuerdo entre los distintos autores: en Portugal, OEN (1970) la considera post-Devónico y pre-Westfaliense D;

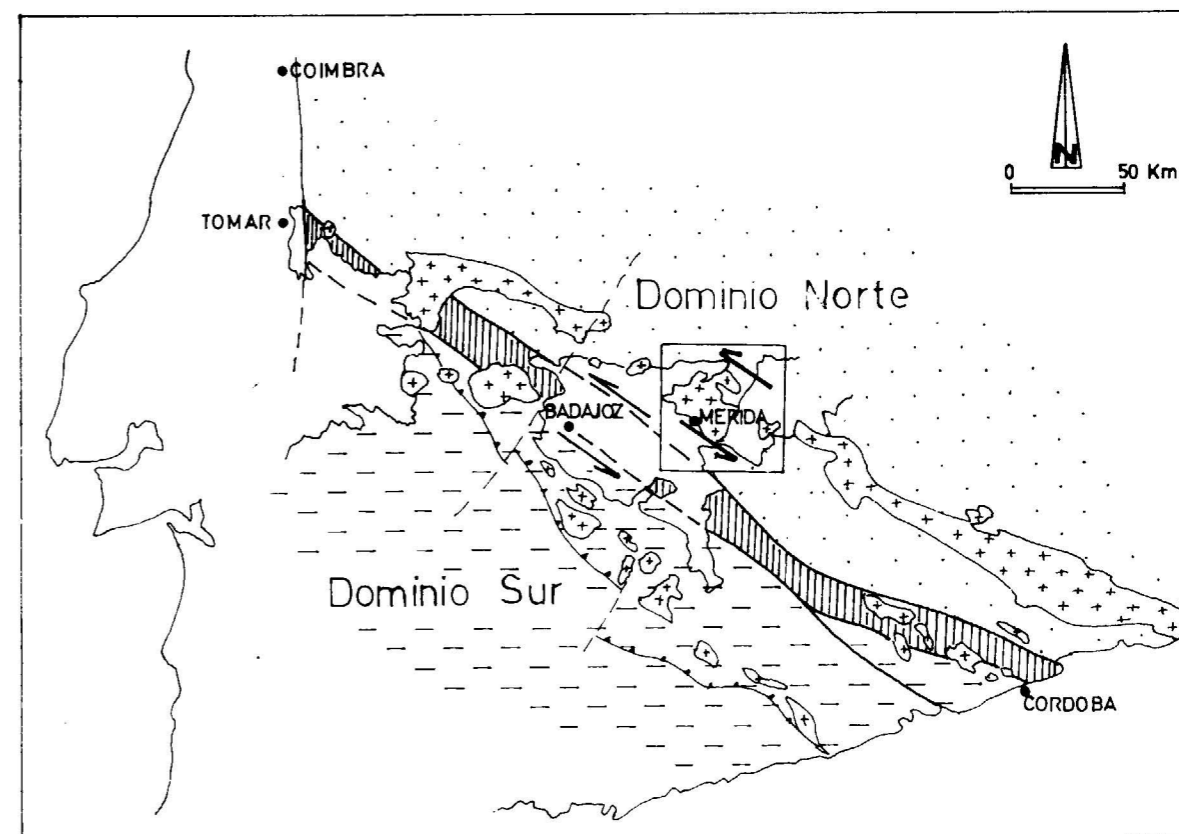


Figura 16.—La Fase 2 en la Zona Sur de Mérida (recuadro) es el resultado de un desgarre senestro paralelo y probablemente relacionado con el Eje Badajoz-Córdoba. Esquema basado en BURG et al. (1981).

en los Montes de Toledo, post-Carbonífero Inferior (ALIA MEDINA et al., 1970); en el Sinclinal de Cáceres, la Fase 1 afecta al Carbonífero Inferior, sin precisar el piso (TENA-DÁVILA y CORRETGE, 1982); en la parte septentrional de la ZOM, LAURENT (1974) y BURG et al. (1981) la consideran pre-Viseense, CHACÓN et al. (1983) le asignan una edad Givetiense, BARD (1971) post-Devonodiniense y PÉREZ-LORENTE (1979) «Sudética precoz» (intra-Viseense); en la parte meridional de la ZOM, está Fase 1, vergente aquí al SO, sería post-Devónico Medio a pre-Viseense (BARD, 1971; VEGAS y MUÑOZ, 1976).

A partir de todos estos datos, podemos suponer que la edad más probable de la Fase 1 hercínica en el área de Mérida sería Carbonífero Inferior pre-Viseense.

#### Fase 2

La Fase 2 no aparece con carácter regional al

norte del área de Mérida. Solamente se han citado dos esquistosidades hercínicas en algunas zonas de los Montes de Toledo (CAPOTE et al., 1971; GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, 1971) y, localmente, al E de Cáceres (CASTRO, 1984).

En la región de Alburquerque y Sinclinal de la Codosera, en la parte septentrional de la ZOM y al O de Mérida, se reconoce también una esquistosidad de dirección N-135-E relacionada con una Fase 2 que aprieta y acentúa las estructuras de Fase 1 (GONÇALVES, 1971; SANTOS GARCÍA y CASAS RUIZ, 1979).

Pero donde más desarrolladas están estas direcciones N-135 es en la parte central de la ZOM, en el eje Badajoz-Córdoba. En esta zona se producen desgarres senestros que generan una milonitización superficial y una fábrica subvertical con esa dirección (CHACÓN et al., 1983). Para LAURENT (1974) esta esquistosidad constante N-135 representa la fase más importante de deformación, de



edad post-Viseense y ante-Westfaliense, y es responsable de la formación del corredor blastomilonítico. Según este autor esta esquistosidad implica un acortamiento horizontal (dirección de la compresión) N-45-E. Para BURG et al. (1981) dichas direcciones N-135-140 son también de Fase 2 y representarían planos C de cizalla paralelos al movimiento general senestro del eje Badajoz-Córdoba.

Por tanto, la Fase 2 del área de Mérida, que produce una esquistosidad N-130-140-E, habría que relacionarla con el cizallamiento senestro Badajoz-Córdoba, y su edad sería post-Viseense a Westfaliense.

### Fase 3

La Fase 3 en este área de Mérida es claramente pre-Estefaniense, ya que no afecta a los depósitos molásicos del Estefaniense B-C ni a los granitos tardíos, cuya edad de intrusión es Westfaliense Superior a Estefaniense Inferior (GONZALO, 1987).

Sería comparable a la Fase 3 de LAURENT (1974) de edad post-Westfaliense a pre-Estefaniense. CHACÓN (1982) y CHACÓN et al. (1983) también citan desgarres senestros post-Fase 2 con zonas planares de cizallas dúctiles y frágiles a favor de los cuales se desarrollan milonitas superficiales. BARD (1971) asigna también una edad post-Devonodanense a pre-Estefaniense a estructuras NO-SE que él considera de Fase 2 y que posteriormente VEGAS y MUÑOZ (1976) atribuyen a la Fase 3.

Posiblemente las Fases 2 y 3, descritas aquí separadamente, corresponden en realidad a una única etapa compresiva de deformación progresiva durante el Westfaliense (post-Viseense a pre-Estefaniense). Esto es sugerido en cierto modo por BURG et al. (1981) en el eje Badajoz-Córdoba, donde suponen que todos los planos de esquistosidad son planos C o C' de cizalla. De hecho, durante las Fases 2 y 3 no parece cambiar el esfuerzo compresivo que, como hemos visto anteriormente, se mantiene con una dirección N-45-55-E. En este sentido, este período de cizallamiento (Fase 2+3) sería equiparable, en conjunto, a la Fase 3 del NO y Centro-Oeste peninsular con cizallas verticales asociadas (IGLESIAS y CHOUKROUNE, 1980; MARTÍNEZ CATALÁN, 1983; DÍEZ-BALDA, 1981, 1982; LÓPEZ-PLAZA, 1982, 1983).

### Fases tardías (Fase 4)

La última fase compresiva hercínica en este área, Fase 4, actúa después de un período de distensión generalizada y se manifiesta por fallas inversas o de desgarre que afectan al Estefaniense B-C. Su edad sería, por tanto, al menos post-Estefaniense B-C.

Se correspondería con la Fase 4 de fracturación de LAURENT (1974), que produce accidentes NO-SE post-Estefanienses, o bien, con la Tercera Fase de OEN (1970), que origina los cabalgamientos más modernos del Sinclinal de Oporto-Satão durante el Estefaniense Superior.

### 4. CONCLUSIONES

Los materiales más antiguos que aparecen en el basamento del área de Mérida son del Precámbrico. Este Precámbrico en la Zona Sur del área está constituido por la «Serie Anfibolítica», compuesta fundamentalmente por ortoanfibolitas, rocas cuarzofeldespáticas y metavulcanitas ácidas y básicas, con algunas intercalaciones de pizarras y cuarcitas. Esta serie puede ser equiparable a algunos niveles del Precámbrico de la ZOM. En la Zona Norte, sin embargo, aparece una monótona serie pizarroso-grauváquica, discordante bajo las cuarcitas Armoricanas del Ordovícico Inferior, perteniente al CEG característico de la ZCI.

El Paleozoico está ampliamente representado. Se inicia con afloramientos aislados, de potencia y extensión variables, de calizas y dolomías grises, recristalizadas, marmóreas, del Cámbrico Inferior. No obstante, el Paleozoico Inferior-Medio es el que presenta una serie más completa: cuarcitas blancas masivas (cuarcitas Armoricanas) del Ordovícico Inferior; pizarras negras, con un nivel intermedio de cuarcitas de colores claros, en el Ordovícico Medio; alternancias de pizarras y cuarcitas del Ordovícico Superior; pizarras negras, a veces ampelíticas, muy monótonas, del Silúrico; y finalmente, pizarras arenosas, areniscas y cuarcitas, de colores ocres-rojizos, pertenecientes posiblemente al Devónico Inferior. El Paleozoico Medio-Superior está representado sólo localmente por el Devónico Superior, con un conglomerado basal que pasa a cuarcitas, pizarras y materiales vulcanodetríticos, y por el Estefaniense B-C, que son depósitos molásicos constituidos por alternancias

de potentes niveles de conglomerados y areniscas, rellenando estrechas cuencas intramontañosas.

Es de destacar la existencia de dos períodos de importante actividad volcánica en el Paleozoico de este área. Uno durante el Ordovícico Inferior, de carácter ácido, que origina depósitos de tipo ignimbrítico, así como metaareniscas y metaconglomerados arcósicos, vulcanodetríticos, que se sitúan siempre en la base del Ordovícico, debajo de las cuarcitas Armoricanas. Otro durante el Devónico Superior, de carácter ácido a intermedio, que produce fundamentalmente tuffs líticos y cristalíticos.

Los principales acontecimientos que durante la Orogenia Hercínica se producen en el área de Mérida pueden resumirse, por orden cronológico, de la siguiente manera:

1. Fase 1. Estructuras: Origina las grandes estructuras de la zona. Pliegues de eje subhorizontal NO-SE, vergentes al NE, con esquistosidad de plano axial asociada de tipo «slaty cleavage», así como cabalgamientos y/o fallas inversas al NE, tardi-Fase 1 y paralelos a los pliegues. Edad: Carbonífero Inferior-pre-Viseense.
2. Giro de las estructuras de Fase 1 al NE, puesto de manifiesto especialmente en la Zona Norte.
3. Fase 2 (Zona Sur). Estructuras: Aprieta y acentúa las estructuras anteriores sin dar nuevo plegamiento. Esquistosidad «strain-slip cleavage» por cizallamiento senestro vertical N-130-140-E. Edad: post-Viseense a Westfaliense.
4. Fase 3 (Zona Sur). Estructuras: Milonitas y pliegues de eje vertical N-110 y cizallas conjugadas, N-110 senestras y N-160 dexas menos desarrolladas, que indican compresión NE-SO. Edad: Westfaliense-pre-Estefaniense.
5. Período distensivo. Estructuras: Creación de cuencas molásicas intramontañosas, intrusión granitos tardíos y truncamiento de las estructuras al NE. Edad: Westfaliense Superior a Estefaniense Inferior (pre-Estefaniense B-C).
6. Fase 4. Estructuras: Fallas inversas y de desgarre (algunas por reactivación de estructuras anteriores), localmente lineación de crenulación subhorizontal y fracturación tardihercínica. Edad: post-Estefaniense B-C.

La Zona Norte de este área de Mérida tiene las mismas características litoestratigráficas y estructurales que el borde meridional de la ZCI. La Zona Sur, por el contrario, presenta una clara «afinidad» con la ZOM, tanto en la litoestratigrafía de los materiales precámbricos como en la deformación. Sin embargo, los materiales paleozoicos de esta Zona Sur, así como los situados más al sur hasta la falla Hornachos-Villaharta, son semejantes en su secuencia estratigráfica y fauna a los de la ZCI (ROBARDET, 1976). En el plutonismo hercínico de esta Zona Sur se da una circunstancia similar (GONZALO, 1987), mientras que las rocas básicas-intermedias masivas son características de la ZOM [el área de Mérida quedaría situada al sur de la «línea básica» de APARICIO et al. (1977)], las grandes masas de granitos de feldespato calcoalcalino tardíos son más propias de la ZCI.

En consecuencia, el área de Mérida puede ser considerada, en conjunto, como una zona de transición entre la ZCI y la ZOM. Este carácter transicional entre ambas zonas, puede hacerse extensivo a toda la banda comprendida entre el borde norte de la alineación granítica de Los Pedroches-Mérida-Alburquerque y la falla de Hornachos-Villaharta (MARTÍNEZ GARCÍA, 1986).

### BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R., y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1970): *Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)*. I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Económ., t. I, secc. 1, 3-14.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINAO, J. L. (1977): *Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico*. *Studia Geológica*, 12, 9-39.
- ARENAS, R., y PEINADO, M. (1981): *Presencia de pillow-lavas en las metavulcanitas submarinas de las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NO de España*. Cuadernos Geol. Ibérica, 7, 105-119.
- ARTHAUD, F., y MATTE, PH. (1975): *Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation*. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- AYE, F. (1974): *Géologie et gîtes métallifères de la moyenne vallée de l'Odiel (Huelva-Espagne)*. Thèse de 3ème cycle. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris, 216 pp.
- BARD, J. P. (1971): *Sur l'artenance des zones métamorphi-*

- ques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques». Bol. Geol. y Min., 82, 324-345.
- BASCONES, L., y MARTÍN, D. (1981): Nota sobre la existencia de afloramientos anteordovícicos en la Sierra de San Pedro (Cáceres-Badajoz). Bol. Geol. y Min., 92, 415-422.
- BASCONES, L.; MARTÍN, D., y CORRETGE, L. G. (1982): Hoja núm. 703 (Arroyo de la Luz) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Memoria, 48 pp. Inst. Geol. y Min. España. Madrid.
- BASTIDA, F. (1981): La esquistosidad primaria; una síntesis sobre sus características y desarrollo. Trabajos Geol. Univ. Oviedo, 11, 35-54.
- BOULLIER, A. M., y BOUCHEZ, J. L. (1978): Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. Géol. France, 20, 352-362.
- BOUYX, E. (1970): Contribution à l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz). Mem. Inst. Geol. Min. España, 73, 1-263.
- BRUN, J. P., y PONS, J. (1981): Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. J. Struct. Geol., 3, 219-229.
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, PH.; MATTE, PH., y RIBEIRO, A. (1981): Variscan intracontinental deformation; the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). Tectonophysics, 78, 161-177.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971): Observaciones sobre la tectónica de las Sierras Precámbricas y Paleozoicas al E de la provincia de Cáceres. Bol. Geol. y Min., 82, 147-151.
- CAROZZI, A. V. (1960): Microscopic sedimentary petrography. Ed. John Wiley and Sons, Inc. New York, 484 pp.
- CASTRO, A. (1984): Los granitoides y la estructura hercínica de Extremadura Central. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 202 pp.
- CASTRO, A. (1985): The Central Extremadura Batholith; geotectonic implications (European Hercynian Belt). An outline. Tectonophysics, 120, 57-68.
- CHACÓN, J. (1974): Metamorfismo dinámico en la banda de Badajoz-Córdoba; los gneises milonitas de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz). Bol. Geol. y Min., 85, 700-712.
- CHACÓN, J. (1982): El límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena al este de la Tierra de Barros (SO Macizo Ibérico, Badajoz). Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 3, 163-181.
- CHACÓN, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A., y OLIVEIRA, J. T. (1983): La estructura de la Zona Ossa-Morena. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, t. I, pp. 490-504. Ed. IGME. Madrid.
- DEBAT, P.; SOULA, J. C.; KUBIN, L., y VIDAL, J. L. (1978): Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, Southern France). Lithos, 11, 133-145.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971): Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga (Badajoz). Bol. Geol. y Min., 82, 227-286.
- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E., y PÉREZ-LORENTE, F. (1977): Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. Studia Geológica, 12, 75-90.
- DÍEZ-BALDA, M. A. (1981): La estructura herciniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centro Ibérica). La superposición de fases y su influencia en la fábrica de la roca. Cuadernos Geol. Ibérica, 7, 519-534.
- DÍEZ-BALDA, M. A. (1982): El complejo esquistograuwáquico, las series paleozoicas y la estructura herciniana al sur de Salamanca. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 279 pp.
- DUQUE, J. (1983): Geología del Sinclinal de Monfragüe (provincia de Cáceres): Estudio litoestratigráfico sedimentológico y estructural de los materiales Ordovícico-Silúricos. Tesis Licenciatura. Univ. de Salamanca, 148 páginas.
- EISBACHER, G. H. (1970): Deformation mechanism of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains. Nova Scotia, Canada. Geol. Soc. Am. Bull., 81, 2009-2020.
- FIALA, F. (1974): Some notes on the problem of Spilites. En: Spilites and spilitic rocks, pp. 9-22. Ed. G. C. AMSTUTZ. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg.
- GARCÍA DE FIGUEROA, L. C. (1970): La existencia de pliegues en el Complejo Esquisto Grauwáquico de la provincia de Salamanca. Acta Geol. Hispánica, 5, 105-108.
- GONÇALVES, F. A. (1971): Subsídios para o conhecimento geológico do nordeste Alentejano. Dissert. obten. Grau Doutor em Geologia. Univ. Lisboa, 107 pp.
- GONZALO, J. C.: El límite entre Ossa-Morena y Centroibérica en la región de Mérida (Badajoz). Comun. VII Reunión Grupo Ossa-Morena. Villafranca de los Barros (Badajoz). 1985 (in litt).
- GONZALO, J. C. (1987): Petrología y estructura del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central). Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 327 pp.
- GUMIEL, M. P.; MEDINA, F. E., y SANTOS GARCÍA, J. A. (1978): Litoestratigrafía y control estructural de la mineralización antimoniífera de la franja calcáreo-devónica de Alburquerque (Badajoz). Bol. Geol. y Min., 89, 39-52.
- GUMIEL, M. P., y PINEDA, A. (1981): Estudio del yacimiento de scheelita de La Parilla (Cáceres-Badajoz). Tecniterrae, 39, 16-38.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971): Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres. Estudios Geológicos, 27, 177-180.

- HERRANZ, P. (1970): Nota preliminar sobre el estudio geológico de las sierras paleozoicas entre Oliva de Mérida y Hornachos (Badajoz). Seminarios de Estratigrafía UCM, 6, 1-16.
- HERRANZ, P. (1983): El Precámbrico de la Zona Ossa-Morena. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, t. 1, pp. 100-108. Ed. IGME. Madrid.
- HERRANZ, P. (1984): El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región oriental de la provincia de Badajoz. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 1200 pp.
- HERRANZ, P.; PEINADO, M.; SAN JOSÉ, M. A., y RODRÍGUEZ, S. (1985): Libro de Excursiones de la VII Reunión del Grupo de Ossa-Morena. Excursión C, 12 pp. Ed. Int. Geol. Económica, CSIC-UCM. Madrid.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A., y VILAS, L. (1977): Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo Occidentales y el Valle del Matachel. Estudios Geológicos, 33, 327-342.
- IGLESIAS, M., y CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zone in the Iberian Arc. J. Struct. Geol., 2, 63-68.
- JULIVERT, M. (1983): El Carbonífero: evolución de la sedimentación y desarrollo de la orogénesis herciniana. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, t. 1, pp. 311-317. Ed. IGME. Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y NABAIS CONDE, L. E. (1972): Mapa tectónico de la Península y Baleares a E. 1:1.000.000. Memoria explicativa, 1-113. Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1974): Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). Breviora Geol. Astúrica, 18, 57-61.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J., y VERGES, J. (1983): El Devónico en el Macizo Ibérico. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, t. 1, pp. 265-310. Ed. IGME. Madrid.
- JUTEAU, TH., y ROCCI, G. (1974): Ver une meilleur connaissance du problème des spilites a partir des données nouvelles sur le Cortège Spilito-Keratophyrique Hercynotype. En: Spilites and spilitic rocks, pp. 235-239. Ed. G. C. AMSTUTZ. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg.
- LAURENT, PH. (1974): Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Córdoba à l'est d'Azuaga (Espagne). Thèse 3ème cycle Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier, 105 pp.
- LÓPEZ-PLAZA, M. (1982): Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 333 pp.
- LÓPEZ-PLAZA, M. (1983): Guía de excursiones por el basamento de la Meseta Castellana. VII Reunión Geol. Oeste Peninsular. Dep. Petrología y Geoquímica Univ. Salamanca, pp. 29-50.
- LOTZE, F. (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil I. Stratigraphie. Trad. Gómez de Llarena en Mem. Ist. Geol. y Min. España, 75, 1-256.
- MARTÍN, D. (1982): Hoja núm. 702 (San Vicente de Alcántara) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Memoria, 37 pp. Inst. Geol. y Min. España. Madrid.
- MARTÍN, D., y BASCONES, L. (1984): Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres. I Cong. Español Geol., t. III, 75-90.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1983): Deformación heterogénea en los macizos graníticos de Sarriá y Santa Eulalia de Pena (provincia de Lugo). Studia Geol. Salmanticensia, 18, 39-64.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1986): The Iberian Massif Geotransverse South (B. 1). Excursion Guidebook, 40 pp. En: Intern. Conference on Iberian Terranes and their regional correlation. Univ. Oviedo. Spain.
- OEN ING SOEN (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. Bol. Geol. y Min., 81, 271-298.
- PARDO ALONSO, M., y GARCÍA ALCALDE, J. (1984): El Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España). I Cong. Español de Geol., t. I, 473-482.
- PARGA, J. R. (1969): Spávariszische Bruchsysteme in Hesperischen Massif. Geol. Rundschau, 59, 323-336.
- PASCUAL, E. (1981): Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (sector Central de Sierra Morena). Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 521 pp.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1979): Geología de la Zona Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Bémez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis Doctorales Univ. de Granada, 281, 340 pp.
- PETITJOHN, F. J. (1975): Sedimentary Rocks. Ed. Harper and Row Publis. New York, 3ª ed., 628 pp.
- PINEDA, A. V.; GIL SERRANO, G., y MONTESERÍN, V. L. (1980): Nota sobre las formaciones Carboníferas de las Sierras de San Pedro y del Saltillo (Cáceres-Badajoz). Tecniterrae, 33, 14-20.
- PERDIGAO, J. C. (1967): Os graptolitos e fauna associada da região de Portalegre. Com. Serv. Geol. Portugal, 52, 55-64.
- PUSCHMAN, V. H. (1970): Das Paläozoikum der nördlichen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). Geol. Dtsch., 19, 309-329.
- RAMSAY, J. G. (1977): Plegamiento y fracturación de las rocas. Ed. Hermann Blume Editions, 1ª ed. española. Madrid, 590 pp.
- RAMSAY, J. G. (1980): Shear zone geometry; a review. J. Struct. Geol., 2, 83-99.
- ROBARDET, M. (1976): L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paleozoïque inférieur Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Seville (Espagne). C. R. Ac. Sc. Paris (sér. D), 283, 999-1002.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1982): Contribución al conoci-

- miento del Complejo Esquistos-Grauwáckico en el sector occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata). Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 296 pp.
- ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950): *Explicación de la Hoja núm. 777 (Mérida) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Inst. Geol. y Min. España. Madrid.
- SAN JOSÉ, M. A. (1983): *El Complejo sedimentario pelítico-grauwáckico*. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, t. I, pp. 91-99. Ed. IGME. Madrid.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1971): *Consideraciones petrogenéticas sobre las rocas dioríticas de la zona de Mérida*. Estudios Geológicos, 27, 305-310.
- SANTOS GARCÍA, J. A., y CASAS RUIZ, J. (1979): *Geología del Sinclinorio Sao-Mamede-La Codosera, zona española (provincias de Cáceres y Badajoz)*. Bol. Geol. y Min., 90, 420-431.
- SOS BAYNAT, V. (1964): *Geología de las inmediaciones de Mérida (Badajoz)*. Bol. Geol. y Min., 75, 213-311.
- SIMPSON, C., y SCHMID, S. M. (1983): *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 1281-1288.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic Textures*. Ed. Pergamon Press Ltd. Oxford, 350 pp.
- TAMAIN, G. (1971): *L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa place dans la province méditerranéenne*. Mém. B.R.G.M., 73 (Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, 1971), 403-416.
- TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay), 3, 1-870.
- TENA-DÁVILA, M., y CORRETGE, L. G. (1982): *Hoja núm. 704 (Cáceres) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Memoria, 53 pp. Inst. Geol. y Min. España. Madrid.
- THURSTON, R. C. (1980): *Subaerial volcanism in the Archean Uchi Confederation volcanic belt*. Precambrian Research, 12, 79-84.
- TRUYOLS, J., y JULIVERT, M. (1983): *El Silúrico en el Macizo Ibérico*. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, t. I, pp. 246-264. Ed. IGME. Madrid.
- TURNER, F. J., y WEISS, L. E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Ed. McGraw-Hill Book Company. New York, 543 pp.
- VEGAS, R. (1971): *Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y Sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcadía y en las Sierras de Cáceres y Badajoz*. Estudios Geológicos, 27, 419-425.
- VEGAS, R., y MUÑOZ, M. (1976): *El contacto entre las zonas surportuguesa y Ossa-Morena en el SO de España. Una nueva interpretación*. Comun. Serv. Geol. Portugal, 60, 7-16.
- VEGAS, R., y ROIZ, J. M. (1979): *La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso Oriental Alcudiense)*. Tecniterrae, 28, 6-10.
- WHITE, S. H.; BURROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D., y HUMPHREYS, F. J.: (1980): *On mylonites in ductile shear zones*. J. Struct. Geol., 2, 175-187.
- WHITTEN, T. E. H. (1966): *Structural Geology of folded rocks*. Ed. Rand McNally Company. Chicago, 678 pp.
- ZAMARREÑO, I. (1983): *El Cámbrico en el Macizo Ibérico*. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, t. I, pp. 117-191. Ed. IGME. Madrid.

Recibido: Julio de 1987.

## Las fallas de desgarre del borde Sur de la cuenca de Sorbas-Tabernas (Norte de Sierra Alhamilla, Almería, Cordilleras Béticas)

Por C. SANZ DE GALDEANO (\*)

### RESUMEN

El borde sur de la cuenca neógena de Sorbas-Tabernas está formado por fallas de desgarre dextrorsas de dirección E-O: la zona de falla de Lucainena. Estas se han movido repetidamente desde al menos el Serravallense hasta posiblemente el Cuaternario y han condicionado la sedimentación y el relieve del área. Los resultados que se obtienen del estudio estadístico de las fallas muestran compresiones que han pasado de la dirección ONO-ESE a NNO-SSE, al parecer repetidamente, con cierta tendencia a ser esta última progresivamente la dominante.

### ABSTRACT

The southern border of the Sorbas-Tabernas neogene basin is formed by important dextral strike-slip faults of approximate E-W direction: The fault zone of Lucainena. They have moved repeatedly since at least the Serravallian till, probably, the Quaternary and have conditioned the sedimentation and the relief of the area. The results obtained from the statistical study of faults show compressions oriented from WNW-SSE to NNW-SSE, depending the moment, with a tendency to be progressively dominant the last direction.

### INTRODUCCION

En el SE de la península Ibérica, dentro de las Cordilleras Béticas, existen importantes fallas de desgarre que han controlado la formación de cuencas neógenas, y de ellas las de dirección NE-SO a NNE-SSO han sido descritas en numerosas ocasiones: BOUSQUET y PHILIP (1976), OTT D'ESTEVOU y MONTENANT (1985), RUTTER et al. (1986), WEIJERMARS et al. (1985), WEIJERMARS (1987), etc. Sin embargo, las fallas de dirección N60E a E-O del borde N de Sierra Alhamilla no han sido descritas en detalle o se han citado como fallas inversas con componentes locales de desgarre. Para salvar este vacío el fin principal del presente artículo se centra en su descripción y se incluye también parte del borde sureste de la propia Sierra Alhamilla. Estas fallas desgarre de dirección N60-70E a E-O pertenecen al sistema más importante de las Cordilleras Béticas (SANZ DE GALDEANO, 1983).

(\*) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias e IAGM. Universidad de Granada. 18071. Granada, España.

Desde el punto de vista geológico este sector está situado en el borde sur de la cuenca neógena de Sorbas-Tabernas, dentro de las zonas internas de las Cordilleras Béticas (fig. 1), formadas por los conjuntos Nevado-Filábride, Alpujarride y Maláguide.

### PRINCIPALES RASGOS LITOLÓGICOS

En Sierra Alhamilla el Nevado-Filábride está constituido fundamentalmente por esquistos oscuros y micasquistos con granate, cuarcitas y localmente mármoles y otros materiales.

El conjunto Alpujarride, situado tectónicamente sobre el Nevado-Filábride, está aquí formado en la base por filitas azul-grisáceas y cuarcitas. Encima aparecen rocas carbonáticas sólo ligeramente metamórficas. Son de edad triásica.

El conjunto Maláguide aparece en pequeños afloramientos y aquí van a ser englobados dentro del Alpujarride.

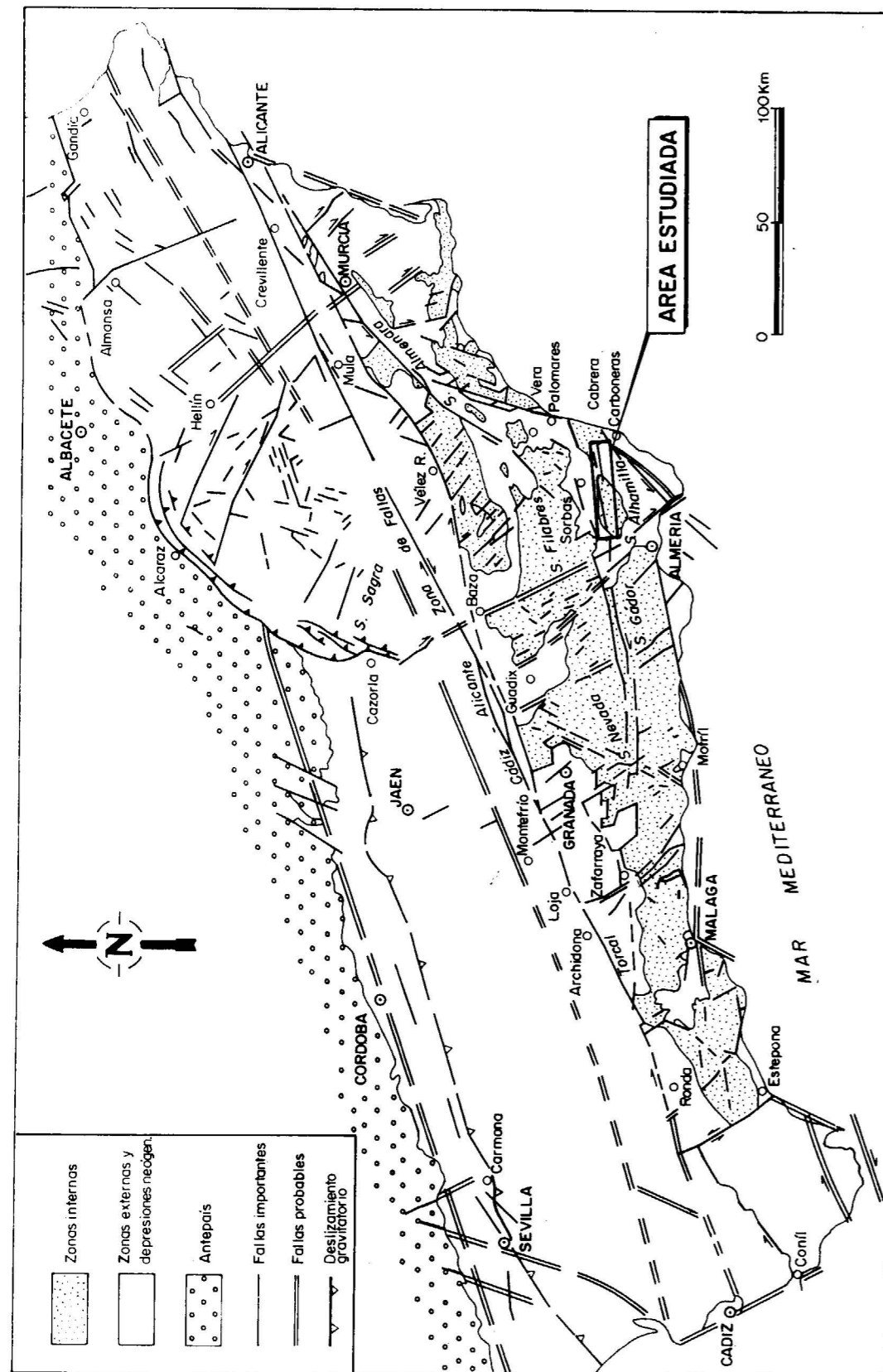


Figura 1.—Principales fracturas de las Cordilleras Béticas y situación del área estudiada.

#### Materiales neógenos y cuaternarios:

1. Los materiales neógenos más antiguos de este sector afloran en el borde NE de Sierra Alhamilla. Están formados por arenas, conglomerados, limos y biocalcarenitas amarillentas de unos 60 m. de espesor. La fauna marina encontrada corresponde al Serravaliense (OTT D'ESTEVOU, 1980).

2. Encima y discordantes aparecen en las proximidades de Tabernas y de Gafarillos (figs. 2 y 3) conglomerados, brechas, areniscas y limos rojos formados esencialmente por materiales heredados del Alpujarride y Maláguide. OTT D'ESTEVOU (1980) los atribuye al Tortoniense, si bien por datos regionales al menos parte de ellos pueden pertenecer al Serravaliense terminal y el resto al Tortoniense basal.

3. En el resto del borde S de la depresión de Sorbas-Tabernas existen sobre materiales del substrato bético, brechas y conglomerados de tonos pardos, a veces grises, formados en general por restos de calizo-dolomías alpujarrides y en menor proporción por filitas y cuarcitas con cemento calizo y restos de lamelibranquios y otros organismos que indican un carácter marino costero. Su espesor es muy variable, de 1 a 2 m. a más de 10 en algunos puntos. Son del Tortoniense ¿Superior?

Al SE de Sierra Alhamilla, en el sector de Polopos, las brechas y calcarenitas, discordantes sobre el substrato bético, son más modernas, del Tortoniense Superior-Messiniense, por lo que allí faltan los términos 4 y 5 (éste parcialmente), descritos a continuación.

4. Claramente discordante aparece una formación de conglomerados marinos, con bloques de gran tamaño, de muchos metros cúbicos en ocasiones, que contienen capas de areniscas y localmente de limos y arcillas. Los cantos están mayoritariamente formados por materiales procedentes del Nevado-Filábride (de la Sierra de los Filabres), tal como KLEVERLAAN (1987) muestra. Localmente, algunos niveles presentan tonos rojizos, posiblemente formados por removilización del tramo 2. Por su edad (Tortoniense Superior-Messiniense) y características recuerda mucho a los materiales de la «Block-Formation» de la cuenca de Granada (Viennot, 1930).

Aflora en las proximidades de Tabernas y en la Serrata de Lucainena con una potencia de unos

400 m. Sin embargo, no se ha observado en el mismo borde S de la cuenca de Torbas-Tabernas del que está separado menos de 3 km. Le ocurre, por tanto, igual que a los materiales rojos del tramo 2 que existen en el mismo sector.

5. En tránsito vertical y lateral con los materiales del tramo 4 aparecen limos y margas, con pasadas a veces muy abundantes de areniscas y conglomerados. Parte de sus materiales tienen carácter turbidítico. En conjunto este tramo tiene entre 500 y 700 m. de espesor y presenta abundantes cambios laterales y discordancias internas. Hay que señalar en especial los megaestratos citados por KLEVERLAAN (1987), posiblemente ligados a movimientos sísmicos. La edad de estos materiales es Tortoniense Superior-Messiniense. Hacia el techo es claramente Messiniense. En el sector oriental aparecen niveles de limos, margas y arcillas enriquecidos en diatomitas.

6. Yesos. Su edad es Messiniense y presenta espesores que varían entre 0 y 60 m. Para su descripción véase OTT D'ESTEVOU (1980) y DRONKERT (1976 y 1977).

7. Claramente discordantes aparecen en algunos puntos areniscas, localmente conglomerados y limos amarillentos y blancos. Tienen una potencia de 0 a 30 m. Encima y localmente en clara discordancia angular progresiva, así unos 2 km. al O de Polopos, se depositaron calizas marinas con arrecifes ya descritos por DABRIO et al., 1985. La edad de estos materiales es Messiniense terminal-Plioceno Inferior.

8. Materiales coluviales y aluviales. Están formados por conglomerados, arenas y arcillas, continentales, que pueden alcanzar hasta 35 m. en algunos puntos. Su edad puede oscilar entre el Plioceno y el Cuaternario. Algunos de ellos se están destruyendo y otros aún se forman, así algunos ligados a laderas o a valles de ríos (ramblas).

En las cuencas de Sorbas-Tabernas y en la de Almería existen otros materiales del Mioceno y Plioceno que no se describen, pues no aparecen en el sector estudiado aquí.

#### TECTONICA

Todo el borde N de Sierra Alhamilla se halla afectado por fallas de desgarre dextrorsas de di-

rección variable N60-70E a E-O. Estas también existen dentro del propio substrato bético y en los materiales neógenos. En conjunto determinan una zona de fallas que llamaré de Lucainena de las Torres o simplemente Lucainena. El pueblo de este nombre se sitúa prácticamente sobre dicha estructura y casi en la mitad de su recorrido en Sierra Alhamilla. OTT D'ESTEVOU (1980) le dio el mismo nombre, aunque su interpretación es muy diferente en cuanto que la considera como una falla esencialmente normal, aunque con rejuegos inversos, y la extiende tan sólo de Turrillas a Gafarillos. En el presente trabajo se considera que la zona de fallas es más larga y parece ser la continuación de las fracturas que afectan al corredor de las Alpujarras, en concreto las de su borde S, descritas por SANZ DE GALDEANO et al. (1985).

OTT D'ESTEVOU (op. cit.) indica la existencia de una falla, la de Tabernas, paralela a la de Lucainena, y que llegaría por el E cerca de Gafarillos, aunque parte de la misma es hipotética (los 2/3 orientales). En el presente trabajo se coincide en su traza y en gran parte de su significado, si bien se asimila a la zona de fallas de Lucainena.

*Descripción de la zona de fallas de Lucainena*

La parte más oriental de las mismas pasa por el S de Sierra Cabrera y es cortada por la (zona de falla) de Carboneras, ya descrita por BOUSQUET y PHILIP (1976). Es unos 3 km. al E de Gafarillos, donde la zona de fallas de Lucainena se individualiza netamente. Presenta allí dos bandas importantes de fracturas, cada una de ellas en los bordes S y N de la pequeña Sierra de los Lobos, que une a las de Alhamilla y Cabrera (figs. 2, 3 y 4).

Las fallas del borde S son relativamente limpias. En general son verticales pero pueden localmente tomar apariencia normal o inversa. Sin embargo, las estrías horizontales o casi, que indican movimientos dextrorsos, son muchísimo más abundantes que las estrías verticales o casi verticales. Se continúan al O, hacia Lucainena, y se pierden dentro del Nevado-Filábride o se unen con las del N de Sierra Alhamilla.

En algunos puntos, así al NNE de Polopos, se observan bandas de dirección casi E-O, donde existe una mezcla tectónica de materiales del Nevado-Filábride, Alpujárride y del Messiniense-Plioceno con fuerte brechificación, desarrollo de foliaciones y estriaciones horizontales muy netas.

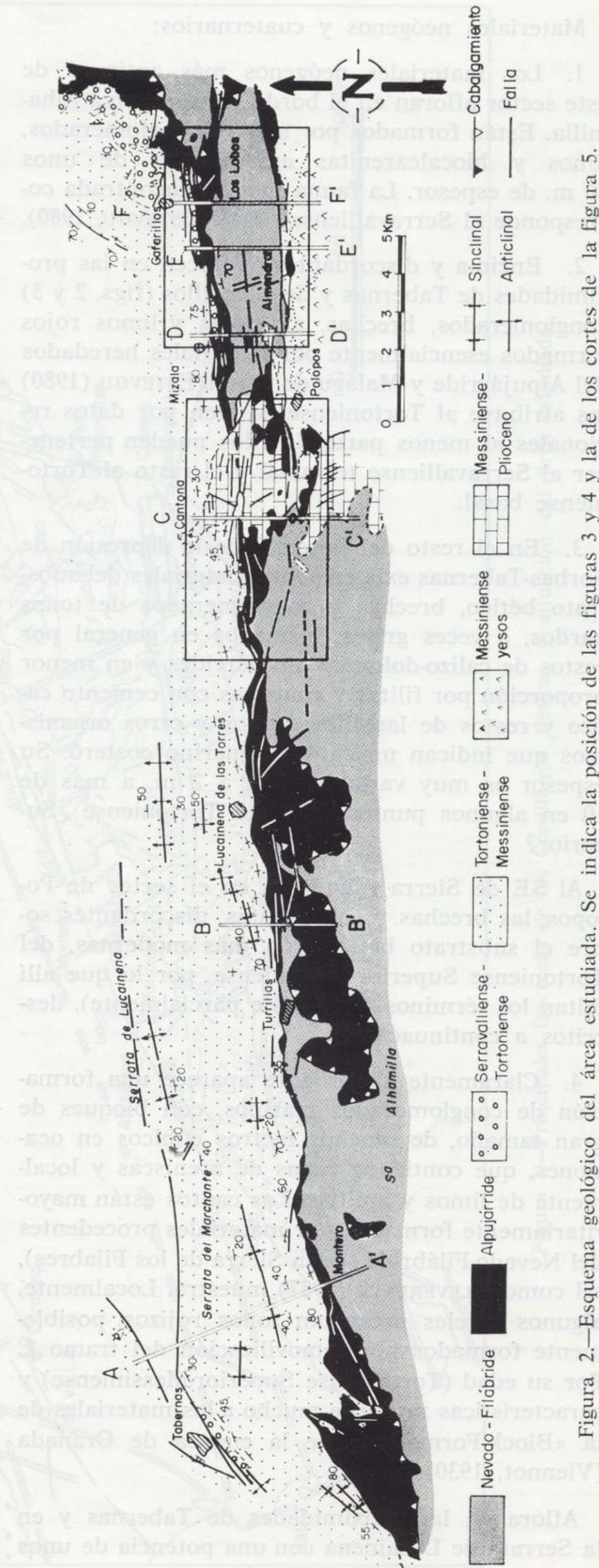


Figura 2.—Esquema geológico del área estudiada. Se indica la posición de las figuras 3 y 4 y la de los cortes de la figura 5.

Dentro de la Sierra de los Lobos existen también varias líneas de falla que trituran al Nevado-Filábride. Estas se observan bien, dado que los materiales cambian de color y tienen incrustados en numerosos puntos restos de calizo-dolomías y filitas alpujárrides con estrías horizontales, o casi, situados más de 100 m. por debajo de donde deberían aparecer.

El borde N de la Sierra de los Lobos (fig. 3 y cortes D, E y F de la fig. 5) presenta ejemplos de excepcional calidad. Desde la cortijada del Granadino a la Rondeña existen superficies de falla estriadas horizontalmente, cuñas de Nevado-Filábride dentro del Alpujárride y viceversa, y cerca de la Rondeña se observan unas muy pequeñas escamas vergentes al N, en las que se implica al Mioceno Superior. De la Rondeña al O aparecen varias bandas verticales con filitas y materiales miocenos profusamente imbricados y triturados, con

foliación y abundantes estriaciones, así como fragmentos de rocas y otros rasgos que muestran el movimiento dextrorso de las mismas. Algunas de estas bandas se pierden hacia el O dentro de los materiales miocenos, donde suelen dividirse en multitud de fracturas y en algún caso determinan bruscos cambios en el buzamiento de las capas. Otras siguen en la zona de contacto entre los materiales alpujárrides con el Nevado-Filábride y el Mioceno. De particular interés es una muy fina banda situada dentro del Mioceno, que desde unos 300 m. al S del km. 1,2 de la carretera a Gafarillos se dirige hacia el O a lo largo de un kilómetro, aproximadamente. Está formada por restos de filitas y sobre todo por fragmentos de dolomías alpujárrides estriadas horizontalmente. Estos fragmentos son de un tamaño que oscila entre menos de 1 m. de longitud a varios metros y en general son alargados según la dirección de la banda.

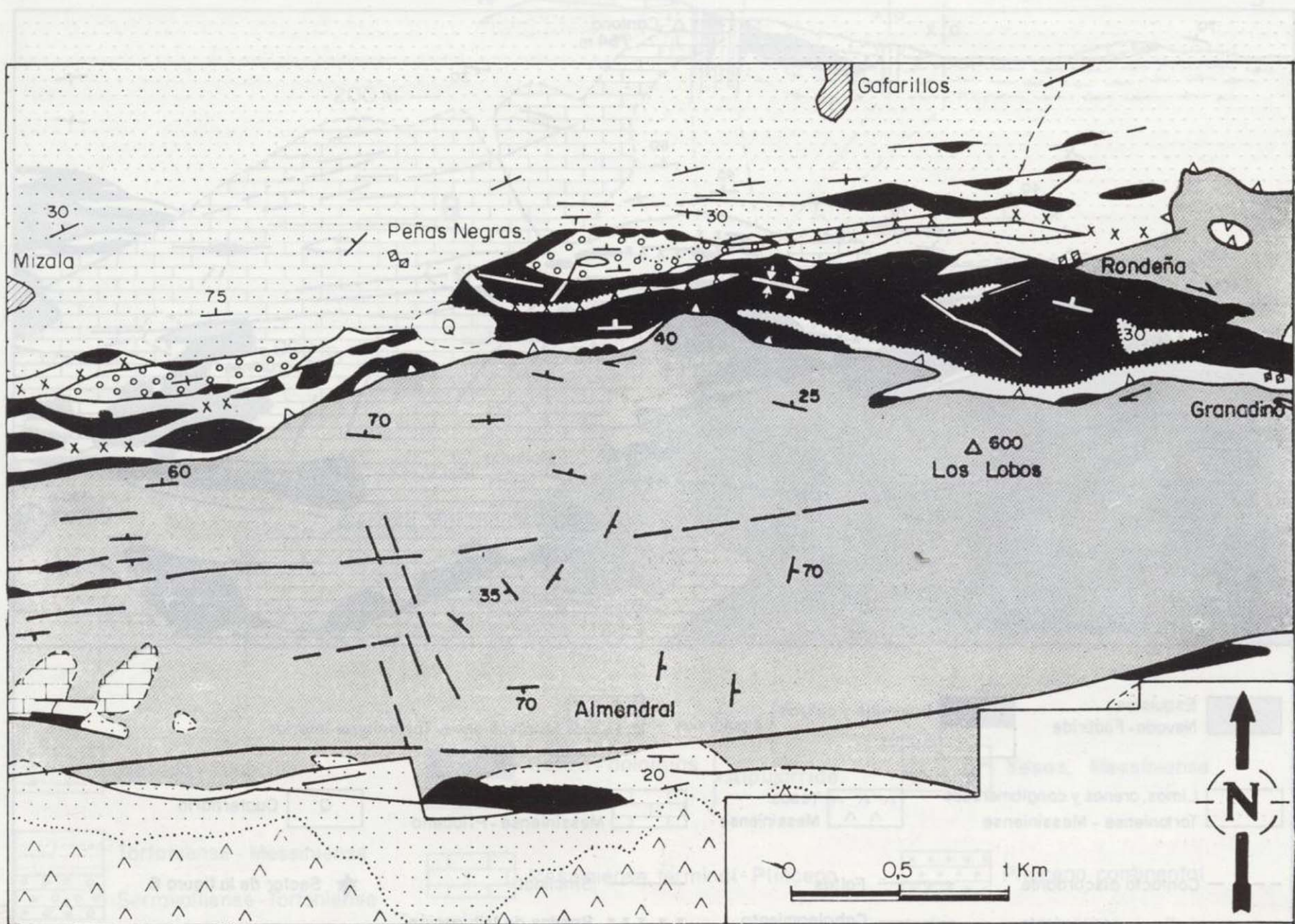


Figura 3.—Esquema geológico más detallado del sector oriental del área estudiada. La leyenda de la misma viene en la figura 4.

Entre las sierras Alhamilla y la de los Lobos aparece un sector ocupado por las calizas recifales del Messiniense-Plioceno, claramente discordantes incluso sobre otros materiales neógenos (figura 4). Estas calizas fosilizan muchas de las fallas que se están describiendo, pero existen al menos tres bandas de falla que las afectan con total claridad. La mejor desarrollada pasa aproximadamente 1,5 km. al N de Polopos, en un sector que se llama Los Guardianes. Allí estos materiales están cortados por fallas E-O, con abundantes estrías horizontales, con claro sentido dextrorso (también en algún punto hay estrías verticales). En el sector del Peñón Bermejo continúa la misma banda y corta también allí a las calizas. Presenta numerosos restos de calizo-dolomías alpujárrides dispuestos a modo de grandes «peces tectó-

nicos». Los limos y arenas tortonienses situados en las proximidades muestran también numerosas fallitas con evidentes desplazamientos dextrorsos.

Al sur de Peralejos, en un sector señalado con una estrella en la figura 4, existe una falla de desgarre vertical y dextrorsa situada entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride. En el contacto aparece una banda de calizo-dolomías alpujárrides situada en posición vertical, en la que se observan estriaciones horizontales o ligeramente buzantes al E. Al desplazarse esta banda hacia el E quedó clavada en el Nevado-Filábride y produjo un pliegue de eje vertical tal como se muestra en la figura 6. Además, cerca ya de su extremo occidental no resistió los esfuerzos y se rompió según una falla conjugada con la principal en este sector.

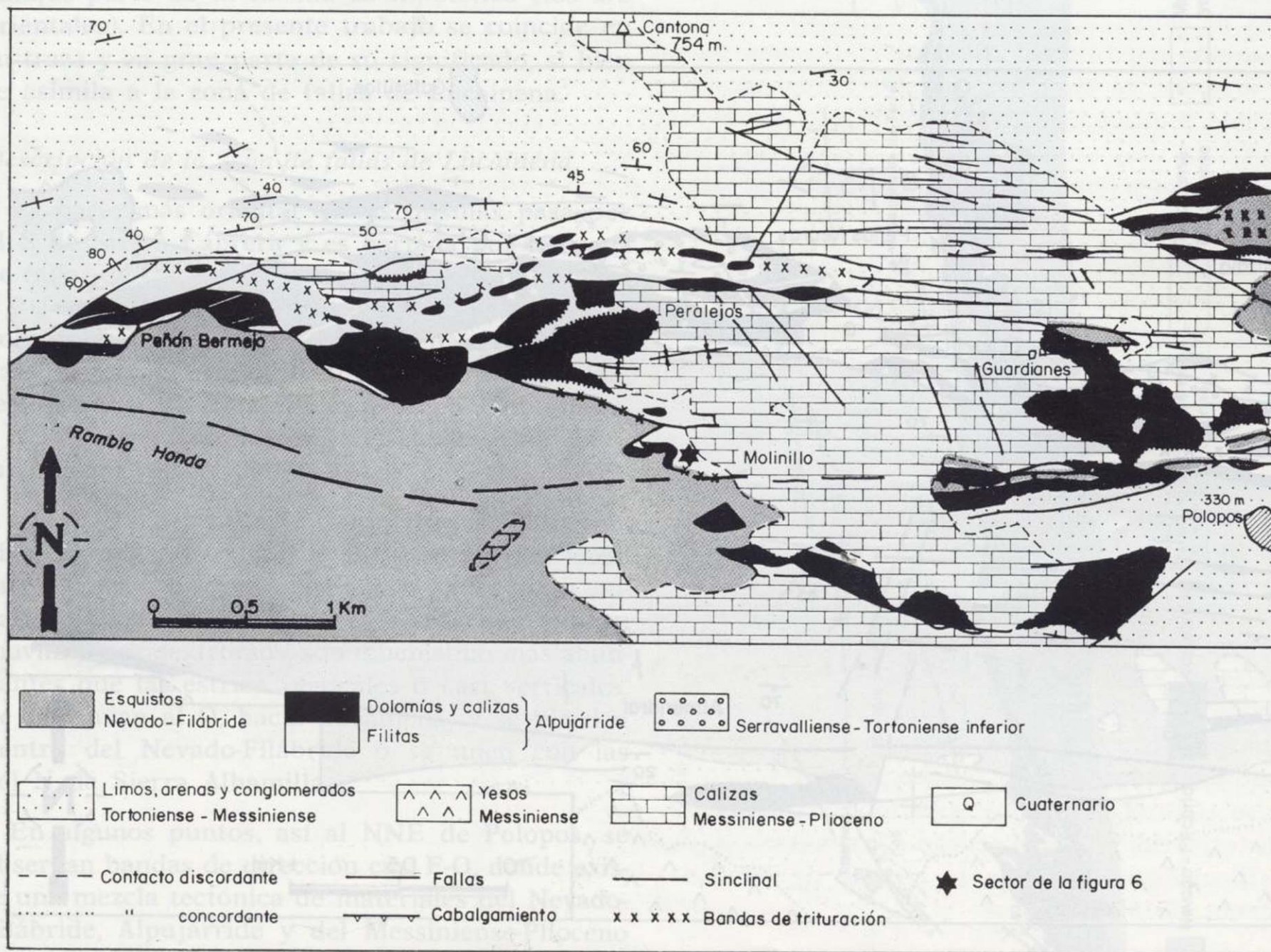


Figura 4.—Esquema geológico del sector de Cantona-Polopos.

Entre las sierras Alhamilla y la de los Lobos aparece un sector ocupado por las calizas recifales del Messiniense-Plioceno, claramente discordantes incluso sobre otros materiales neógenos (figura 4). Estas calizas fosilizan muchas de las fallas que se están describiendo, pero existen al menos tres bandas de falla que las afectan con total claridad. La mejor desarrollada pasa aproximadamente 1,5 km. al N de Polopos, en un sector que se llama Los Guardianes. Allí estos materiales están cortados por fallas E-O, con abundantes estrías horizontales, con claro sentido dextrorso (también en algún punto hay estrías verticales). En el sector del Peñón Bermejo continúa la misma banda y corta también allí a las calizas. Presenta numerosos restos de calizo-dolomías alpujárrides dispuestos a modo de grandes «peces tectó-

nicos». Los limos y arenas tortonienses situados en las proximidades muestran también numerosas fallitas con evidentes desplazamientos dextrorsos.

Al sur de Peralejos, en un sector señalado con una estrella en la figura 4, existe una falla de desgarre vertical y dextrorsa situada entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride. En el contacto aparece una banda de calizo-dolomías alpujárrides situada en posición vertical, en la que se observan estriaciones horizontales o ligeramente buzantes al E. Al desplazarse esta banda hacia el E quedó clavada en el Nevado-Filábride y produjo un pliegue de eje vertical tal como se muestra en la figura 6. Además, cerca ya de su extremo occidental no resistió los esfuerzos y se rompió según una falla conjugada con la principal en este sector.

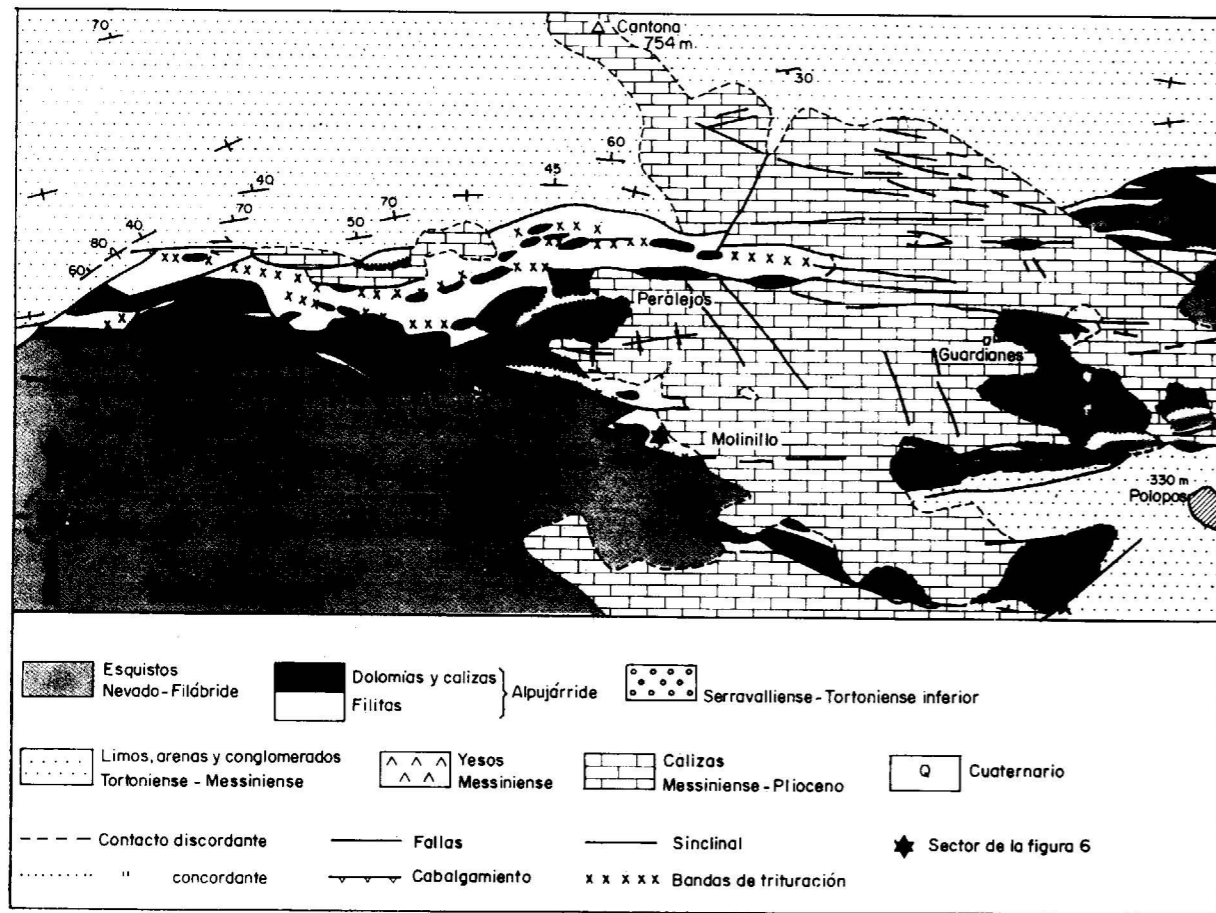


Figura 4.—Esquema geológico del sector de Cantona-Polopos.

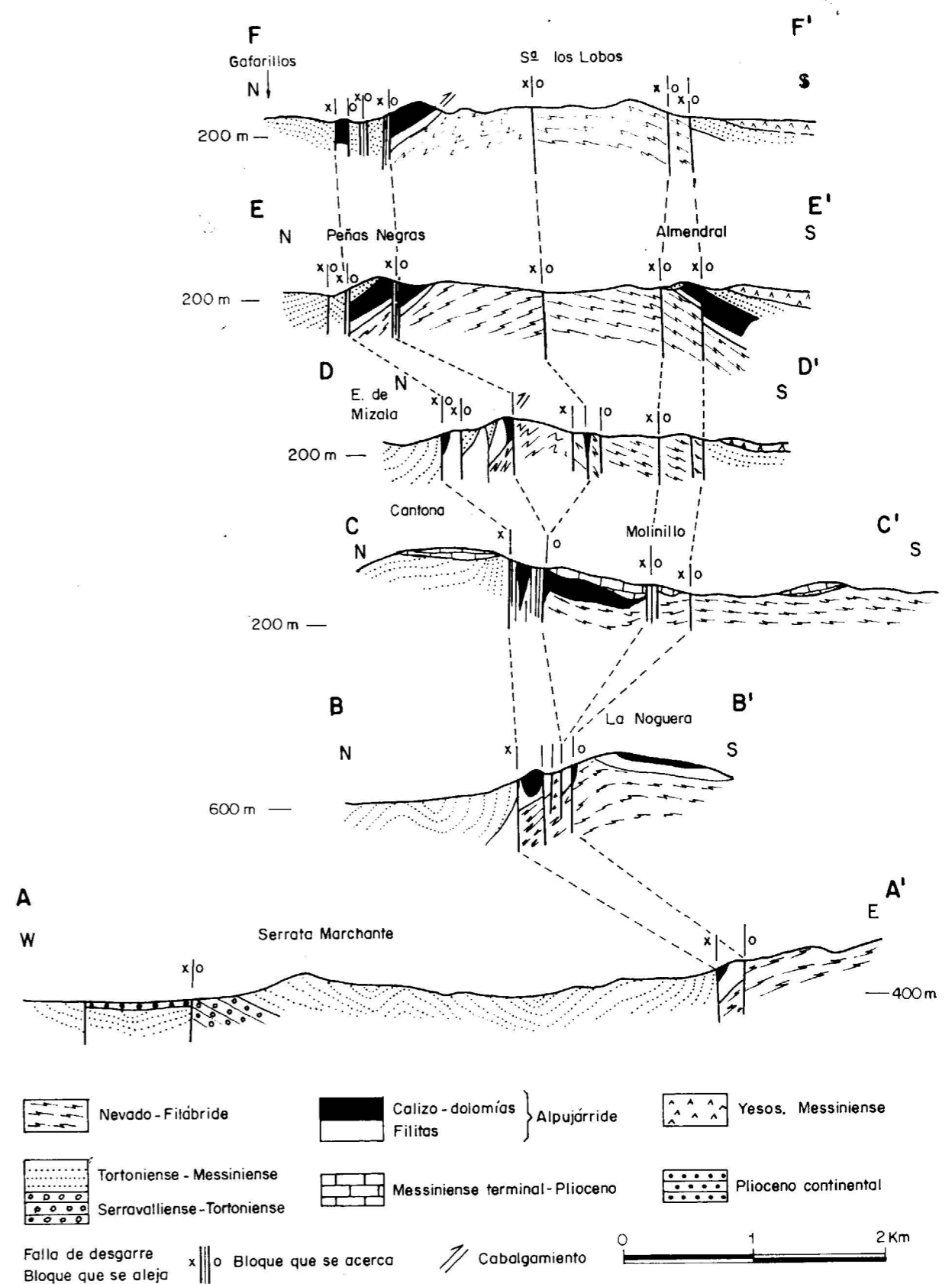


Figura 5.—Cortes geológicos. Su posición puede verse en la figura 2.



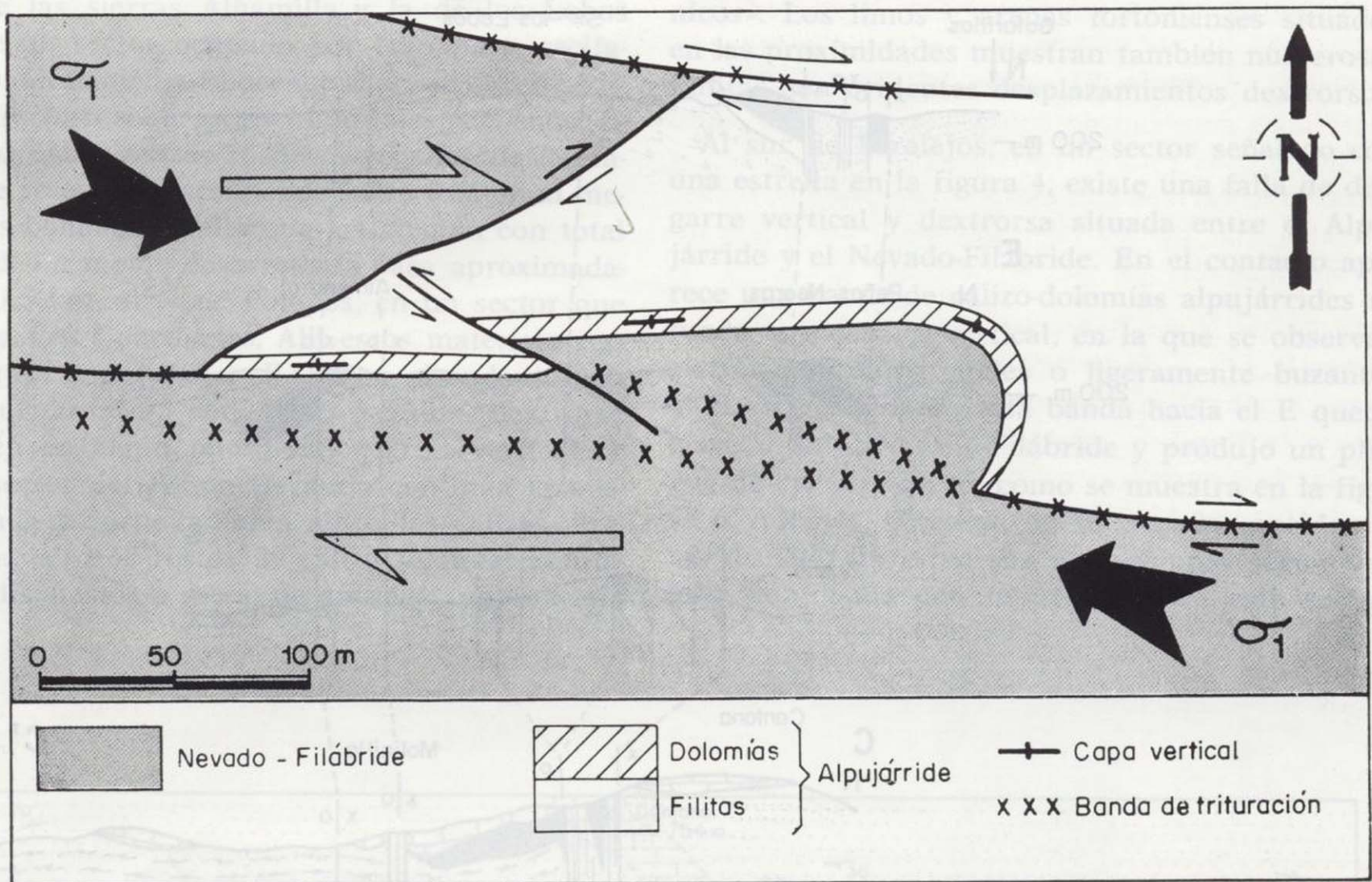


Figura 6.—Esquema del contacto entre el Nevado-Filábride y el Alpujarride al sur de Los Peralejos (véase el texto para explicación).

Más al Oeste, unos 2 km. al ESE de Lucainena, el contacto con el Mioceno en algunos puntos tiene geometría de falla inversa, en parte debido a fenómenos de «fauchage». Esto se observa directamente al S del km. 18,5 de la carretera de Níjar a Lucainena. Sin embargo, en general es vertical. Algo más al S existe otro sector (coordenadas UTM 725993), donde la foliación, los «peces» tectónicos con estrías horizontales y los desplazamientos dextrorsos son particularmente claros. Allí afecta a dolomías y filitas alpujarrides.

Entre Turrillas y Lucainena la zona de fallas se estrecha progresivamente hacia el O, a la vez que, en el contacto con el Mioceno, el Alpujarride se reduce a jirones e incluso llega a desaparecer en algunos puntos de manera que contactan el Nevado-Filábride y el Mioceno Superior.

En toda esta área las calizo-dolomías de aspecto alpujarride que se hallan en contacto con el Nevado-Filábride están muy enriquecidas en hierro a causa de mineralizaciones (óxidos de Fe y  $SO_4Ba$ )

que afectan también al Tortoniense-Messiniense. Se trata de un cortejo de minerales similar al existente en el sector de Carboneras-Cabo de Gata y ligado de alguna manera al volcanismo. Estas bandas de fractura E-O de Sierra Alhambra, si bien no permiten la salida al exterior de materiales volcánicos, sí sirvieron de salida a sus mineralizaciones asociadas, lo que parece indicar que alcanzan sectores profundos de la corteza.

Existen en este sector de Turrillas-Lucainena numerosas canteras de antiguas explotaciones de Fe que presentan algunos planos de fallas en calizo-dolomías alpujarrides con espectaculares estrías horizontales (así en el punto 687986). También se observan bandas de material triturado y foliado, en especial en las filitas, grandes «peces» de calizas alpujarrides en posición vertical y alargados según la dirección E-O, etc. En las proximidades del contacto entre el Alpujarride y Nevado-Filábride con el Neógeno, los limos y arenas del Tortoniense-Messiniense están verticales. Pre-

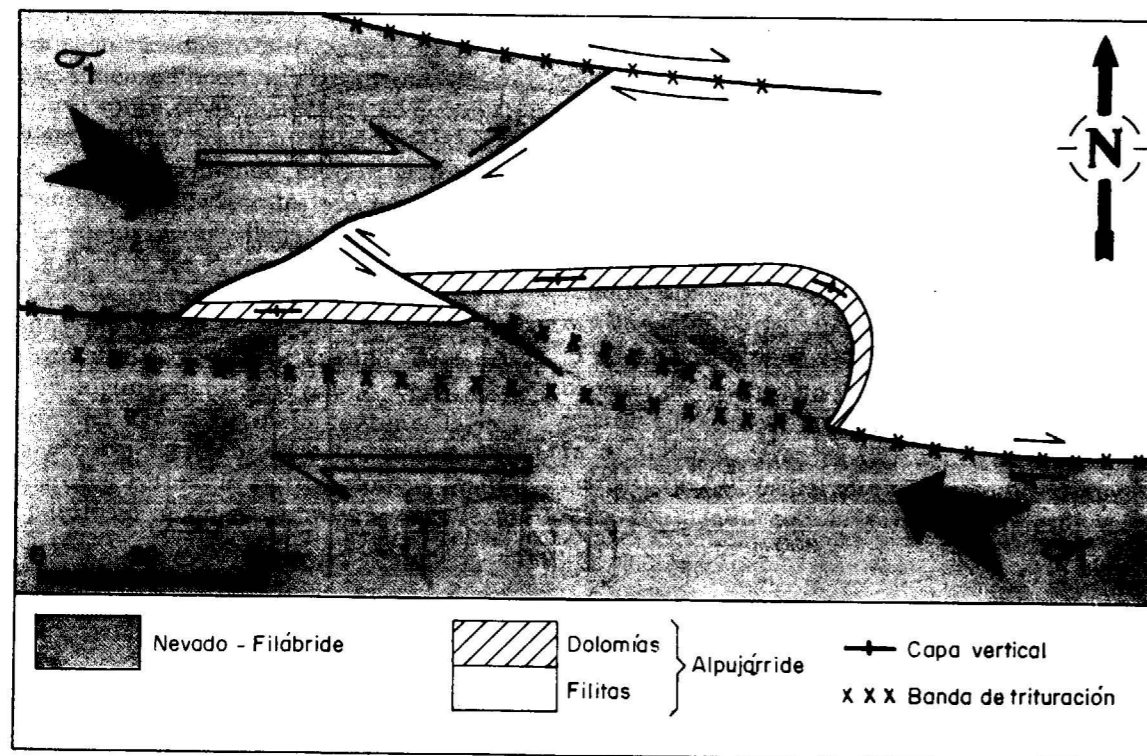


Figura 6.—Esquema del contacto entre el Nevado-Filábride y el Alpujárride al sur de Los Peralejos (véase el texto para explicación).

Más al Oeste, unos 2 km. al ESE de Lucainena, el contacto con el Mioceno en algunos puntos tiene geometría de falla inversa, en parte debido a fenómenos de «fauchage». Esto se observa directamente al S del km. 18,5 de la carretera de Níjar a Lucainena. Sin embargo, en general es vertical. Algo más al S existe otro sector (coordenadas UTM 725993), donde la foliación, los «peces» tectónicos con estrías horizontales y los desplazamientos dextrorsos son particularmente claros. Allí afecta a dolomías y filitas alpujárrides.

Entre Turrillas y Lucainena la zona de fallas se estrecha progresivamente hacia el O, a la vez que, en el contacto con el Mioceno, el Alpujárride se reduce a jirones e incluso llega a desaparecer en algunos puntos de manera que contactan el Nevado-Filábride y el Mioceno Superior.

En toda esta área las calizo-dolomías de aspecto alpujárride que se hallan en contacto con el Nevado-Filábride están muy enriquecidas en hierro a causa de mineralizaciones (óxidos de Fe y  $SO_4Ba$ )

que afectan también al Tortoniense-Messiniense. Se trata de un cortejo de minerales similar al existente en el sector de Carboneras-Cabo de Gata y ligado de alguna manera al volcanismo. Estas bandas de fractura E-O de Sierra Alhamilla, si bien no permiten la salida al exterior de materiales volcánicos, sí sirvieron de salida a sus mineralizaciones asociadas, lo que parece indicar que alcanzan sectores profundos de la corteza.

Existen en este sector de Turrillas-Lucainena numerosas canteras de antiguas explotaciones de Fe que presentan algunos planos de fallas en calizo-dolomías alpujárrides con espectaculares estrías horizontales (así en el punto 687986). También se observan bandas de material triturado y foliado, en especial en las filitas, grandes «peces» de calizas alpujárrides en posición vertical y alargados según la dirección E-O, etc. En las proximidades del contacto entre el Alpujárride y Nevado-Filábride con el Neógeno, los limos y arenas del Tortoniense-Messiniense están verticales. Pre-

sentan también fallas E-O dextrorsas (y otras NE-SO sinistrorsas y NO-SE dextrorsas). Estas fallas, las de los tres sistemas, se encuentran mineralizadas en muchos casos, en especial en las proximidades de las fallas E-O del borde de Sierra Alhamilla. En algunos casos aparecen las mineralizaciones a más de 1 km. del mismo. Estas fracturas mineralizadas suelen ser verticales y también los materiales neógenos en las que se encuentran, lo que indica que el buzamiento de dichos materiales es anterior a la formación de las fracturas. A su vez muestra que la mineralización es muy moderna, coetánea posiblemente con la del Cabo de Gata-Carboneras.

En este mismo sector del E de Lucainena y al SE y SSO de Tabernas existen pliegues en materiales neógenos. La dirección de estos pliegues varía entre E-O y N70E, salvo en Tabernas y al SSO de Tabernas, donde la dirección es N55E a N40E (fig. 2).

Entre Turrillas y la terminación occidental de Sierra Alhamilla los rasgos son muy parecidos a los ya descritos. El Alpujárride está en muchos puntos casi reducido a virutas, en las que se desarrollan foliaciones, cuerpos sigmoidales estriados, etcétera. Sin embargo, a partir del cerro Montero y hacia el Oeste el Alpujárride aflora extensamente. A la vez aparecen en el borde de Sierra Alhamilla fracturas de dirección NNE-SSO, de desgarre y normales, que provocan su desaparición por el Oeste. Por ello de alguna forma se pierde la continuidad de la zona de fallas de Lucainena, aunque se prolongue hacia el corredor de las Alpujarras.

La traza de la falla de Tabernas es clara en las proximidades de este pueblo, pero se hace hipotética a partir de la Serrata de Lucainena. En opinión de OTT D'ESTEVOU (1980), corresponde a un accidente buzante al S, que es el responsable del anticlinal de las serratas de Marchante y Lucainena, con juegos de falla normal producidos a lo largo del Mioceno Superior. De hecho, sin poder precisar realmente sus movimientos, importancia y longitud sí parece haber controlado de alguna manera (bien ella u otras paralelas) la continuidad hacia el Sur de los materiales del Serravallense-Tortoniense Inferior y los de Tortoniense Superior-Messiniense, formados por grandes bloques de Nevado-Filábride. Resulta sorprendente que estos materiales afloren extensamente en Tabernas y no existan en el borde de Sierra Alhamilla.

#### ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA FRACTURACION

Se han tomado medidas de fallas en una banda de unos 2 km. de anchura a partir de las líneas principales de fracturas, si bien en los extremos oriental y occidental dicha banda supera 5 km. Las fallas son de tamaños muy diferentes, desde las grandes líneas de fallas ya descritas a otras de pocos metros de longitud y con saltos milimétricos.

Con la sola toma de las medidas destacan de inmediato los tres siguientes rasgos: 1) Existe una total congruencia entre las direcciones de fracturas de muy diferentes tamaños. Los mismos juegos que aparecen a pequeña escala, en afloramientos de micro y mesofracturas son los que constituyen las fracturas principales. 2) Las direcciones de fracturas que existen en los materiales alpujárrides y nevado-filábrides son exactamente las mismas que aparecen en los materiales neógenos, incluido al menos parte del Plioceno. 3) Las direcciones de fracturas son muy constantes a lo largo de todo el sector. Este hecho ha permitido agrupar las medidas en cuatro subsectores.

Los subsectores son: 1) y 2) Del N y S de la Sierra de los Lobos. 3) De Lucainena, y 4) De Tabernas. En la figura 7 pueden verse los resultados obtenidos.

Los sentidos de movimiento de las fallas, deducidos gracias a estrías, desplazamientos y arrastres, pliegues asociados, cuerpos sigmoidales, escalones, etc., no son congruentes con un solo sistema de esfuerzos. Las fallas E-O y las NO-SE, en las que se logra deducir su sentido de movimiento, se muestran dextrorsas, sin que se haya observado excepción. Las de dirección aproximada NE-SO a N-S son sinistrorsas salvo una falla hectométrica situada cerca de la terminación occidental de Sierra Alhamilla que muestra claros rasgos dextrorsos. Probablemente se trata de una falla originalmente sinistrorsa que ha rejugado ante un esfuerzo de dirección de  $\sigma_1$  próximo a N110.

La mayoría de las fallas medidas son verticales o próximas a la vertical, y sus estrías son horizontales o casi. Por ello, la posición de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  obtenida resulta prácticamente horizontal y  $\sigma_2$  vertical. En el caso de algunas fallas inversas, escasas, esta situación no sería correcta, cambiando  $\sigma_2$  por  $\sigma_3$ .

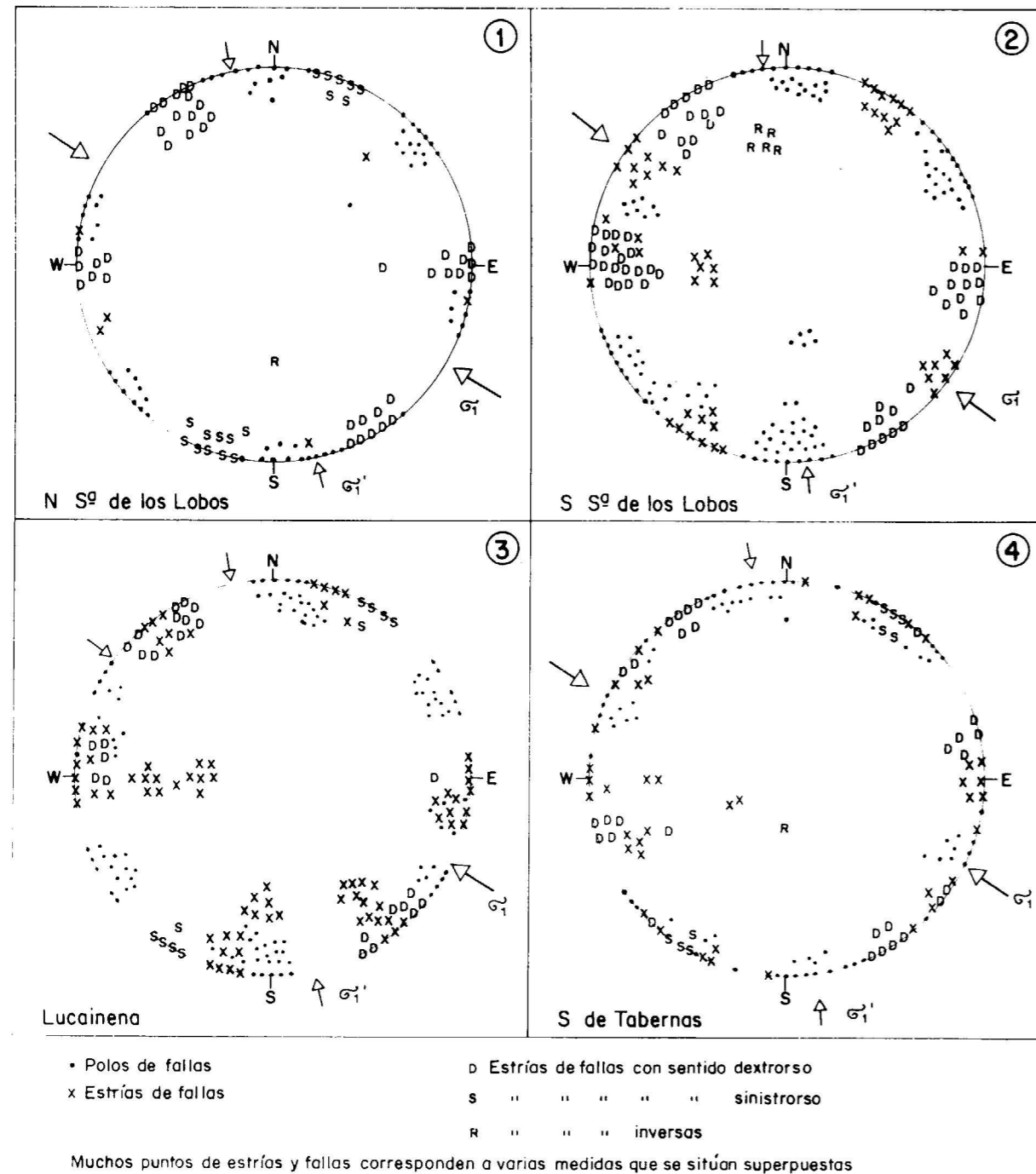


Figura 7.—Dirección de compresión  $\sigma_1$  y  $\sigma'_1$  obtenidas a partir del estudio de fallas, muchas de ellas con estrías y sentido de movimiento deducido.

Las fallas más importantes y también más abundantes son las de dirección aproximada E-O y la dirección de  $\sigma_1$  deducida es aproximadamente N120. De los otros dos juegos de fracturas NO-SE y NE-SO dextrorsos y sinistrosos, respectivamente, en algunos casos distribuidos en lotes claramente conjugados, se deduce un segundo valor de  $\sigma_1$ , es  $\sigma'_1$  de dirección aproximada N170. O sea, hay dos esfuerzos claramente separados.

CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

Los materiales neógenos más antiguos del sector corresponden al Serravaliense. En los mismos no aparecen cantos de origen nevado-filábride y si otros de origen alpujárride y maláguide. Este hecho es común a otros sectores de las zonas internas.

Los materiales del Serravaliense terminal-Tortonense basal no suelen tener cantos de origen nevado-filábride salvo una pequeña cantidad en Gafarillos. Así, los actuales relieves de las sierras Cabrera y Alhamilla e incluso de los Filabres no existían prácticamente. Esto es claro en Cabrera, donde los conglomerados rojos llegan a situarse casi en la parte culminante de la misma.

Posteriormente tuvo lugar una importante etapa de deformaciones que elevó la Sierra de los Filabres, la cual suministró durante el Tortonense y parte del Messiniense gran cantidad de materiales: grandes cantos de gneises con turmalina, metabasitas, mármoles, etc., no presentes o casi ausentes en las sierras Alhamilla y Cabrera. Son los depósitos de «megabrechas» (MONTENAT et al., 1987; KLEVERLAAN, 1987), en buena parte controlados en este sector por la fractura de Tabernas, especialmente en las proximidades de este pueblo. Sin embargo, las sierras Cabrera y Alhamilla permanecían en buena parte sumergidas y aun lo emergido no daría apenas relieve.

Las formaciones recifales del Messiniense terminal y de la base del Plioceno no cubrieron totalmente las sierras Cabrera y Alhamilla y hoy día alcanzan una altura máxima de 754 m. en el cerro de Cantona. Al Sur, en Polopos, están a 340 m. (Las alturas máximas de las sierras Cabrera y Alhamilla son actualmente de 960 y 1.387 m., respectivamente). Esto puede dar una idea del relieve existente. Estos depósitos del Messiniense termi-

nal-Plioceno son claramente discordantes sobre los anteriores materiales neógenos, algunos de ellos ya dispuestos verticales o con fuertes buzamientos prácticamente a todo lo largo de Sierra Alhamilla. Esto muestra que aunque en Alhamilla no se produjo apenas relieve, también tuvieron lugar entre el Tortonense Superior y el Messiniense terminal importantes deformaciones.

Durante el Messiniense terminal-Plioceno existió también una clara inestabilidad tectónica, como lo muestran sus propias discordancias internas.

El estudio estadístico de las fallas muestra dos direcciones de compresión, ONO-ESE y NNO-SSE a N-S que afectan a todos los materiales, al menos hasta los del Messiniense terminal-Plioceno incluidos. Sin embargo, al Norte de Sierra Cabrera (SANZ DE GALDEANO, 1987) se muestra una rotación producida durante el Messiniense-Plioceno del esfuerzo ONO-ESE al NNO-SSE, si bien con recurrencias periódicas del ONO-ESE.

En el sector de Sierra Alhamilla no es fácil concluir sobre la dirección del esfuerzo que ha existido en cada momento. Existen fallas mineralizadas cuyos movimientos responden a compresiones ONO-ESE y otras que lo hacen a compresiones NNO-SSE. En esta región las mineralizaciones son en general anteriores al Messiniense terminal (ALVADO, 1986), si bien no todas tienen por qué tener una misma edad, dado que el volcanismo al que se asocian también oscila en su edad. De todas formas, en Sierra Alhamilla no se han visto mineralizaciones que afecten al Messiniense terminal-Plioceno. Según esto, hay que admitir cambios en las direcciones del esfuerzo durante el Tortonense-Messiniense. Esto mismo ocurre en el Plioceno, pues los materiales del Messiniense terminal-Plioceno son afectados por fallas de los tres juegos citados, movidas por las compresiones ONO-ESE y NNO-SSE.

En conjunto en cada sector son las fallas NO-SE y NE-SO las que suelen afectar, cortar, a las E-O. Es como si hubieran varias sucesiones de deformaciones que comenzaran con compresiones ONO-ESE con desplazamientos de las fallas E-O y después el esfuerzo cambiase rápidamente a la dirección NO-SE. Aun así, pienso que existe una tendencia general de la compresión a rotar desde la posición ONO-ESE a la NNO-SSE.

Los depósitos más modernos del Plioceno y Cuaternario comprendidos en el sector no han mos-

trado rasgos de interés especial. En las proximidades de Sorbas, MONTENAT y OTT D'ESTEVOU (1977) citan materiales marinos pliocenos que se unieron al mar por el sector de Polopos. Según esto, el levantamiento del sector, más de 700 m., es fundamentalmente posterior, posiblemente cuaternario, y a la vez es mayor que el que se produce en Sorbas, pues allí los materiales citados alcanzan menores cotas, del orden de 400 m.

En el Cuaternario, casi Holoceno, parece que siguen actuando las compresiones, especialmente las de dirección NNO-SSE, a juzgar por pliegues y fallas observados en diversos puntos, así en las proximidades de Sorbas y Garrucha.

#### CONCLUSIONES

El borde N de Sierra Alhamilla está recorrido por la zona de fallas de Lucainena, cuyos rasgos muestran fundamentalmente movimientos de desgarre dextrorsos. Su longitud hasta la falla de Carboneras, que la corta por el E, es superior a 40 kilómetros.

La falla de Tabernas, perteneciente a la zona de fallas de Lucainena, controló parcialmente la sedimentación durante el Tortoniense-Messiniense en el sector occidental del área estudiada.

Las sierras Alhamilla y Cabrera no han dado relieves importantes hasta el Plioceno-Cuaternario, mientras que ya en el Tortoniense la Sierra de los Filabres se levantó para suministrar importantes cantidades de materiales. (Su actual relieve se formó también en el Plioceno-Cuaternario.)

Las direcciones de compresión obtenidas son ONO-ESE y NNO-SSE, que parecen haberse alternado al menos desde el Tortoniense. En conjunto se piensa en una rotación de  $\sigma$  1 hacia la posición NNO-SSE.

Estas compresiones son vigorosas y crearon las fallas, o en el caso de que alguna fuera anterior, les produjeron importantes movimientos. El valor de los desplazamientos horizontales en el caso de la zona de fallas de Lucainena no puede ser calculado, pues las unidades se cortan longitudinalmente, con lo que se carece de puntos de referencia. Sin duda son mucho más importantes que los verticales, los cuales a su vez superan los 1.000

metros, aunque parte de éstos se han alcanzado en un levantamiento de tipo regional.

Estudio realizado a través del proyecto 84-0079-C04-03 de la CAICYT y el CSIC.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALVADO, J. CH. (1986): *Sédimentation, déformation et manifestations magmatiques néogènes associés au couloir de décrochement de Palomares*. Tesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 240 pp.
- BOUSQUET, J. C., y PHILIP, H. (1976): *Observations micro-tectoniques sur la compression Nord-Sud quaternaire des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale - Arc de Gibraltar)*. Bull. Soc. Géol. France (7), XVIII, 3, 711-724.
- DABRTO, C. J.; MARTIN, J. M., y MEGÍAS, A. G. (1985): *The Tectosedimentary evolution of Miopliocene reefs in the province of Almeria (SE Spain)*. 6th European Regional Meeting. Excursion n. 8. Institut d'Estudis Ilerdenses. Lleida, 271-305.
- DRONKERT, H. (1976): *Late Miocene evaporites in the Sorbas basin and adjoining areas*. Mem. Soc. Geol. It., 16, 341-361 (1978).
- DRONKERT, H. (1977): *A preliminary note on a recent sabkha deposit in S Spain*. Inst. Invesg. Geol. Dip. Prov. Univ. Barcelona, XXXII, 153-166.
- KLEVERLAAN, K. (1987): *Gordo Megabed: A possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas basin, province of Almeria, Southeast Spain*. Sedimentary Geology, 51, 165-180.
- MONTENAT, CH., y OTT D'ESTEVOU, PH. (1977): *Présence du Pliocene marin dans le bassin de Sorbas (Espagne méridionale). Conséquences paleogéographiques et tectoniques*. C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 4, 209-211.
- MONTENAT, CH.; OTT D'ESTEVOU, PH., y MARSE, P. (1987): *Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)*. Soc. Nat. Elf Aquitaine, 11, 1, 1-22.
- OTT D'ESTEVOU, PH. (1980): *Evolution Dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne)*. Docum. et trav. IGAL, Paris, 1, 260 pp.
- OTT D'ESTEVOU, PH., y MONTENAT, CH. (1985): *Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien a l'Holocène*. C. R. Acad. Sc. Paris, 300, II, 8, 363-368.
- RUTTER, E. H.; MADDOCK, R. H.; HALL, S. H., y WHITE, S. H. (1986): *Comparative Microstructures of Natural and Experimentally Produced Clay-Bearing Fault Gouges*. Pure & Applied Geophysics, 125, 1/2, 2-30.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983): *Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas*. Estudios Geológicos, 39, 157-165.

SANZ DE GALDEANO, C. (1987): *Strike-slip faults in the Southern border of the Vera basin (Almeria, Betic Cordilleras)*. Estudios Geológicos, 43, 435-443.

SANZ DE GALDEANO, C.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J., y LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1985): *A Strike-slip Fault Corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain)*. Geol. Rundschau, 74, 641-655.

VIENNOT, P. (1930): *Observations géologiques dans la région*

*de Grenade (Andalousie)*. Livre Jubilaire Soc. Géol. France, 11, 633-660.

WEIJERMARS, R.; ROEP, TH. B.; VAN DEN EECKHOUT, B.; POSTMA, G., y KLEVERLAAN, K. (1985): *Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain)*. Geol. en Mijnbouw, 64, 397-411.

WEIJERMARS, R. (1987): *The Palomares brittle-ductile Shear Zone of Southern Spain*. Journal of Structural Geology, 9, 2, 139-157.

Recibido: Enero de 1988.

## Caracterización estructural y textural de una palygorskita de Sacramenia, Segovia

Por F. GONZALEZ (\*), C. PESQUERA (\*), I. BENITO (\*), S. MENDIOROZ (\*\*) y J. A. PAJARES (\*\*)

### RESUMEN

En este trabajo se ha llevado a cabo la caracterización estructural y textural de una palygorskita procedente de un depósito de arcillas fibrosas, ubicado en la provincia de Segovia, Sacramenia.

Esta palygorskita presenta en su capa octaédrica un elevado contenido en  $Mg^{2+}$ , por lo que puede considerarse una palygorskita magnésica, de elevada pureza, con mica y cuarzo como materiales secundarios. Su tamaño de fibra, entre 0,03 y 0,3  $\mu m$ , es pequeño en comparación con otras palygorskitas españolas, lo que le confiere una superficie externa relativamente alta, 138  $m^2/g$ .

Dadas las dimensiones de los canales estructurales del material y las condiciones de realización de las isotherms, la microporosidad no puede ser medida, por lo que el valor de la superficie específica calculada es atribuible casi exclusivamente a la mesoporosidad de la muestra.

Las características texturales del material son, pues, adecuadas para su utilización como adsorbente y posible soporte de catalizadores.

### ABSTRACT

Structural and textural characterization of palygorskite from a deposit of fibrous clays in Sacramenia (Segovia) has been carried out.

This palygorskite presents a high content in  $Mg^{2+}$  in its octahedral sheet, which gives palygorskite magnesian character, of a high purity with mica and quartz as secondary materials.

It has a fiber size between 0,03-0,3  $\mu m$ , small in comparison with another Spanish palygorskites, which gives it a high external surface (138  $m^2/g$ ).

Due to the small size of the structural channels of the material and to the conditions at which the isotherms have been carried out, no microporosity can be detected, therefore the calculated specific surface is mainly referable to mesoporosity.

In view of the textural characteristics of this material, it could be used as adsorbent and catalyst carrier.

### INTRODUCCION

Las arcillas fibrosas, palygorskita y sepiolita, son silicatos muy abundantes en España. Sus reservas se calcula que pueden suponer un 50 por 100 y 90 por 100, respectivamente, de las reservas mundiales, GALÁN (1979), siendo de gran pureza y facilidad de extracción. Los principales yacimientos de estos silicatos están en Vallecas (Madrid) para sepiolita y Serradilla (Cáceres) para palygorskita. Recientemente se ha localizado un yacimiento de estos minerales en Sacramenia (Sego-

via), cuenca del Duero, y del que MARTÍN POZAS (1983) ha hecho un estudio geológico exhaustivo.

La palygorskita de Serradilla ha sido ya estudiada en aspectos diferentes, ALVAREZ ESTRADA (1967), GALÁN (1975 y 1979), no así la de Sacramenia, cuya caracterización no ha sido emprendida, por el momento, de una manera sistemática.

El presente trabajo tiene por objeto completar la caracterización del mineral de palygorskita de Sacramenia y hacer un estudio textural de este silicato fibroso, de gran interés práctico, dadas sus potenciales aplicaciones, en base a sus propiedades como adsorbente.

El comportamiento de un silicato como adsor-

(\*) Departamento de Química, Universidad de Cantabria.

(\*\*) Instituto de Catálisis y Petroleoquímica, CSIC.

bente, o soporte de catalizadores, está regido principalmente por la magnitud de su superficie específica y el grado de su actividad superficial. Para muchas aplicaciones es, por tanto, necesario conocer detalladamente la textura de la palygorskita y las condiciones de estabilidad de la misma.

La estructura de la palygorskita fue establecida, por primera vez, por BRADLEY (1940). Está constituida por fibras, compuestas por dos cintas de tetraedros de sílice, unidas a otra central de magnesio, en coordinación octaédrica. Debido a la posición de los vértices no compartidos en los tetraedros, entre las cintas, quedan canales capilares, orientados en el sentido longitudinal de las fibras, en los que puede penetrar el agua y otros fluidos.

La composición química de la palygorskita, también llamada atapulgita, por el yacimiento de mayor producción mundial en Attapulugus, Georgia (USA), varía según el yacimiento de procedencia. La fórmula ideal deducida por BRADLEY es  $Si_8 O_{20} Mg_5 (OH)_2 (OH_2)_4 \cdot 4H_2O$ , en la que el Si y Mg de los huecos tetraédricos y octaédricos, respectivamente, pueden ser reemplazados por otros elementos, originando estas sustituciones isomórficas la carga laminar del silicato. Las sustituciones tetraédricas del  $Si^{4+}$  están restringidas casi exclusivamente a  $Al^{3+}$ , mientras que la capa octaédrica puede tener una composición más heterogénea, siendo el sustituyente más común  $Al^{3+}$ . Así, pues, se trata fundamentalmente de un silicato magnésico-alumínico.

### PARTE EXPERIMENTAL

La capacidad de cambio de cationes se determinó por el método del acetato amónico, CHHABRA (1975), analizando en las aguas de filtrado los cationes intercambiados por espectroscopía de absorción atómica, o de emisión, en el caso de los cationes  $Na^+$  y  $K^+$ , con un aparato Perkin-Elmer, modelo 560.

Los difractogramas de Rayos X se realizaron sobre una muestra en polvo, con un generador Rigaku de ánodo giratorio, acoplado a un difractor Rigaku. Se utilizó la radiación  $K\alpha$  del Cu y una velocidad de barrido de  $2^\circ/min$ .

Los espectros de IR se registraron en un aparato Perkin-Elmer, modelo 577, utilizando pastillas

de KBr con una proporción de palygorskita de 1 por 100.

Los análisis térmicos se realizaron en un equipo Perkin-Elmer, formado por una microbalanza TGS-2, un DTA-1700, un controlador de temperatura sistema 7/4 y una estación de datos DS 3600. El rango de temperatura de trabajo es de 25-1.000°C. Sensibilidad, 0,2  $\mu g$ .

La microscopía electrónica de barrido se llevó a cabo en un microscopio modelo DS-130 de la Instrumental Science Industrie, con un poder de resolución de 30 Å, trabajando bajo un potencial de aceleración de 1-4 Kv. Para la microscopía electrónica de transmisión se utilizó un microscopio Philips 300, con posibilidad de 500.000 aumentos y un poder resolutorio de 3,4 Å. Como portamuestras se utilizó una rejilla de cobre recubierta de una fina película de carbón, sobre la que se depositó una gota de suspensión acuosa de la muestra.

El análisis textural de la muestra se realizó a partir de las isotherms de adsorción-desorción de  $N_2(77 K)$  y de los datos de porosimetría de Hg. Las isotherms fueron obtenidas en un aparato volumétrico convencional de adsorción en vidrio, utilizando  $N_2$  N-39 como adsorbato y He-45 para el calibrado previo de los espacios muertos, suministrados ambos por la Sociedad Española del Oxígeno.

Las medidas de porosimetría de Hg se llevaron a cabo en un equipo micromeritics 9300, que alcanza presiones de 30.000 psi, cubriendo el intervalo de radios de 30 a 90.000 Å.

### RESULTADOS Y DISCUSION

Los análisis químicos llevados a cabo por MARTÍN POZAS (1983) (% $SiO_2$  53,61;  $Al_2O_3$  9,29;  $Fe_2O_3$  3,10;  $TiO_2$  0,39;  $MgO$  13,20;  $MnO$  0,02;  $CaO$  0,20;  $Na_2O$  0,04;  $K_2O$  0,75;  $H_2O$  19,20) revelan o bien la existencia de sustituciones isomórficas, o la presencia de minerales extraños, o ambas.

A través de los difractogramas de Rayos X (figura 1) se determinó la composición mineralógica cualitativa de la muestra, mediante la asignación de los diferentes picos y la medida de sus intensidades relativas, tomando como referencia los datos descritos en la bibliografía por BRADLEY (1940)

para la palygorskita. La presencia de mica, difícil de detectar en el difractograma, porque sus picos más intensos solapan con otros de la palygorskita y el cuarzo, se confirma por la presencia de un pico a 10,0 Å, al tratar la muestra a 500° C, temperatura a la cual ha desaparecido el pico de la reflexión (100) de la palygorskita, que lo enmascaraba.

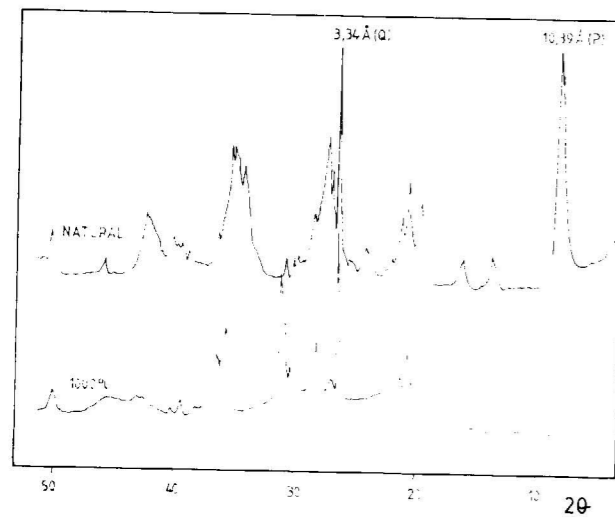


Figura 1

La composición semicuantitativa de la muestra se calculó aplicando el método de las intensidades de referencia, CHUNG (1975), MARTÍN POZAS (1977), contrastando, a su vez, con los valores obtenidos en los análisis químicos y en la determinación de la capacidad de cambio. Los resultados obtenidos para la composición mineralógica de la muestra son: 85 por 100 de palygorskita; 10 por 100 de cuarzo; 5 por 100 de mica.

Del difractograma de Rayos X se dedujeron también los parámetros de la celda unidad:  $a=12,80 \text{ \AA}$ ,  $b=17,80 \text{ \AA}$ ,  $c=5,23 \text{ \AA}$ ,  $\beta=95,8^\circ$ , y a partir de estos datos, teniendo en cuenta la estructura, se calcularon las dimensiones de los canales, que quedan entre las cintas de tetraedros de silice, constituyentes de las fibras:  $4 \times 6,4 \text{ \AA}$ .

El contenido en mica de la muestra justifica la diferencia entre los valores obtenidos para el con-

tenido en potasio, y la capacidad de cambio para este catión (Tabla 1).

**TABLA 1**  
**Contenido y capacidad de cambio catiónico**

Elementos	Contenido	C.C.C. (meq/100 g.)
Na	1,3	1,1
K	15,9	1,0
Mg	655,0	14,6
Ca	10,7	9,1

La existencia de la fracción de material no fibroso que acompaña a la palygorskita se pone también de manifiesto en la fotografía de microscopía electrónica de barrido (fig. 2 a). El examen directo del material por microscopía electrónica (TEM) (fig. 2 b), muestra la morfología fibrosa de la palygorskita. La longitud de las agujas está comprendida entre 0,03 y 0,3  $\mu\text{m}$ .

El aluminio presente en la muestra, si exceptuamos el que correspondería a la mica ( $\approx 1\%$  de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), se supone sustituyendo al Si o al Mg en huecos tetraédricos u octaédricos, respectivamente, en la red del mineral.

Las sustituciones del Mg por Al en las posiciones octaédricas se ven confirmadas en el espectro IR, BLANCO (1984) (fig. 3), por la aparición de una banda, relativamente ancha, a  $915 \text{ cm}^{-1}$ , correspondiente a la vibración Al-OH, y por la existencia de una banda a  $1.100 \text{ cm}^{-1}$ , que se identifica como una vibración de valencia en los octaedros de alúmina, ALVAREZ ESTRADA (1967).

El valor de la capacidad de cambio total 25,8 meq/100 g, se encuentra dentro de los límites que se suelen dar para estos silicatos, WEAVER (1973).

En función de los análisis químicos, análisis mineralógicos y capacidad de cambio catiónico, se deduce la siguiente fórmula estructural para la palygorskita:

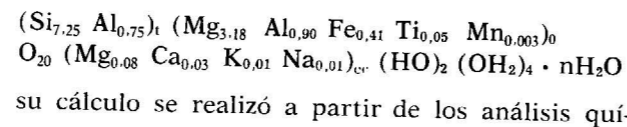


Figura 2

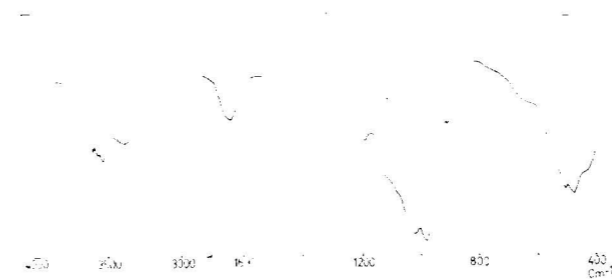


Figura 3

micos, una vez deducidas las impurezas determinadas en el análisis mineralógico y teniendo en cuenta los cationes de cambio en la compensación de cargas debidas a las sustituciones isomórficas en las capas tetraédrica y octaédrica.

Como se observa en la fórmula estructural, una de las características de la palygorskita es la presencia en ella de diversos tipos de agua. Teniendo en cuenta las relaciones estequiométricas de estos diversos tipos de agua en la fórmula, y la pérdida de peso en los distintos intervalos de temperatura, deducida del análisis de la derivada de la curva TG (fig. 4 y tabla 2) llegamos a las siguientes conclusiones: El primer intervalo, entre 25-180° C, dada la clara separación en dos picos en las diferenciales de las curvas de los análisis térmicos (figura 4) se puede dividir en dos zonas: a) la pér-

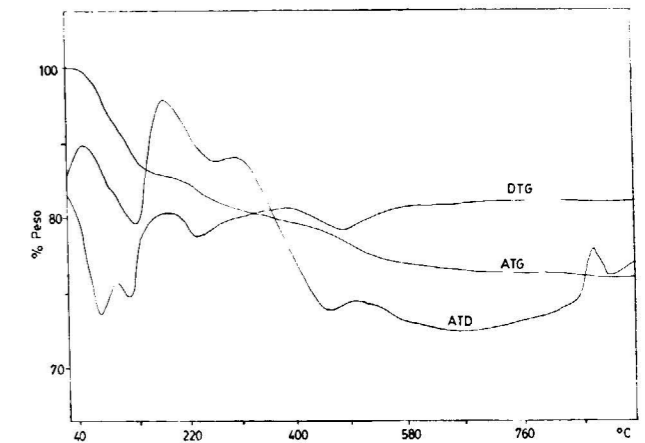


Figura 4

**TABLA 2**  
**Análisis térmicos**

	T (°C)	% $\Delta m$
1.º Salto:		
a)	25- 85	5,58
b)	85-180	5,47
2.º Salto	180-350	4,33
3.º Salto	350-650	4,96
4.º Salto	650-800	0,45

dida de peso entre 25-85° C, debido al agua adsorbida en la superficie externa del mineral y, por tanto, función de las condiciones ambientales de presión y humedad y de la superficie específica de la muestra; y b) entre 85-180° C, en que se des-

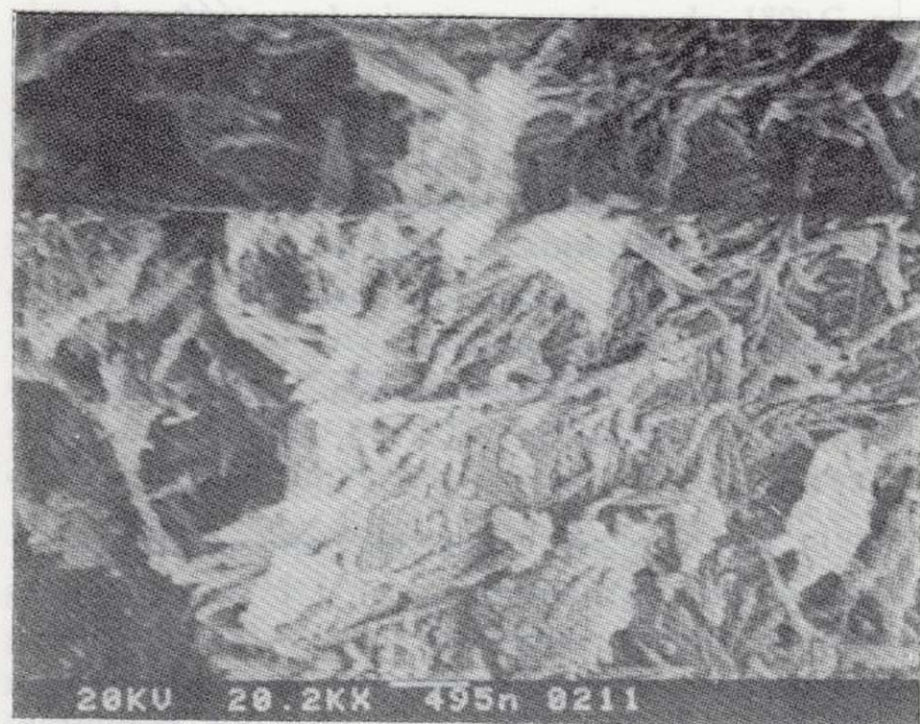
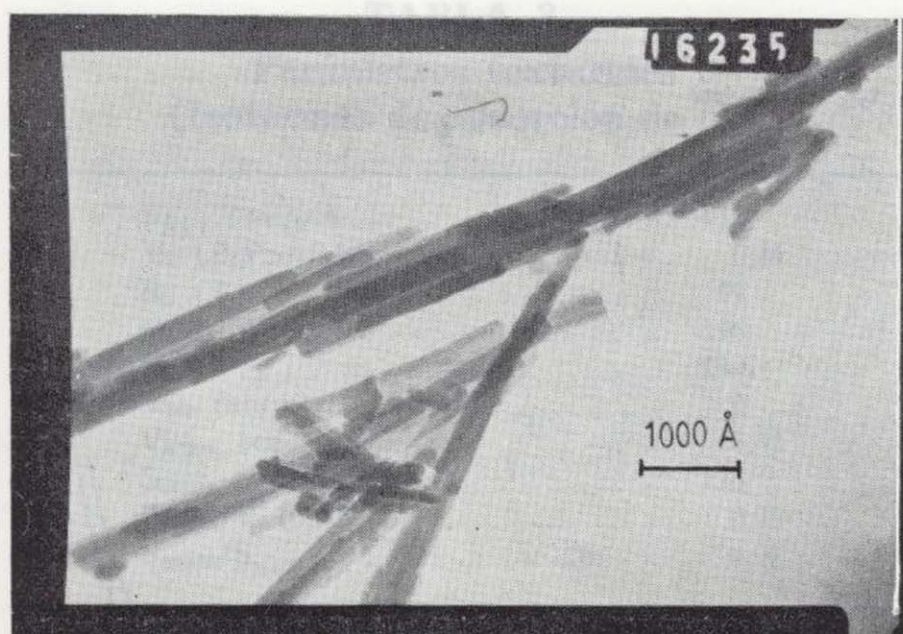


Figura 2

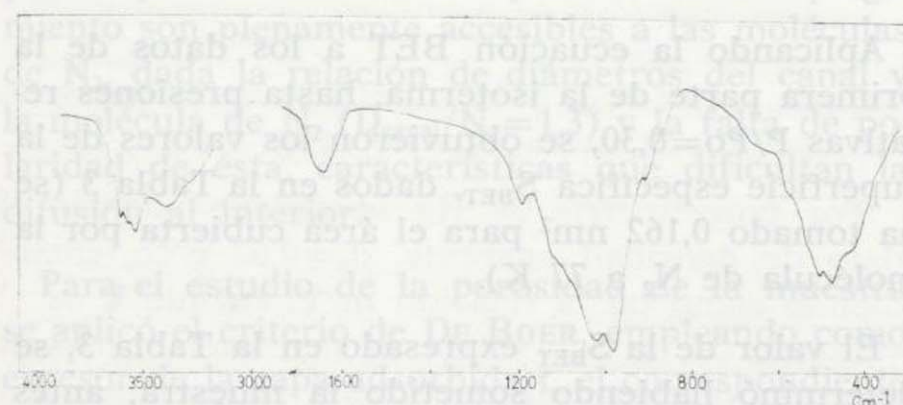


Figura 3

micos, una vez deducidas las impurezas determinadas en el análisis mineralógico y teniendo en cuenta los cationes de cambio en la compensación de cargas debidas a las sustituciones isomórficas en las capas tetraédrica y octaédrica.

Como se observa en la fórmula estructural, una de las características de la palygorskita es la presencia en ella de diversos tipos de agua. Teniendo en cuenta las relaciones estequiométricas de estos diversos tipos de agua en la fórmula, y la pérdida de peso en los distintos intervalos de temperatura, deducida del análisis de la derivada de la curva TG (fig. 4 y tabla 2) llegamos a las siguientes conclusiones: El primer intervalo, entre 25-180° C, dada la clara separación en dos picos en las diferenciales de las curvas de los análisis térmicos (figura 4) se puede dividir en dos zonas: a) la pér-

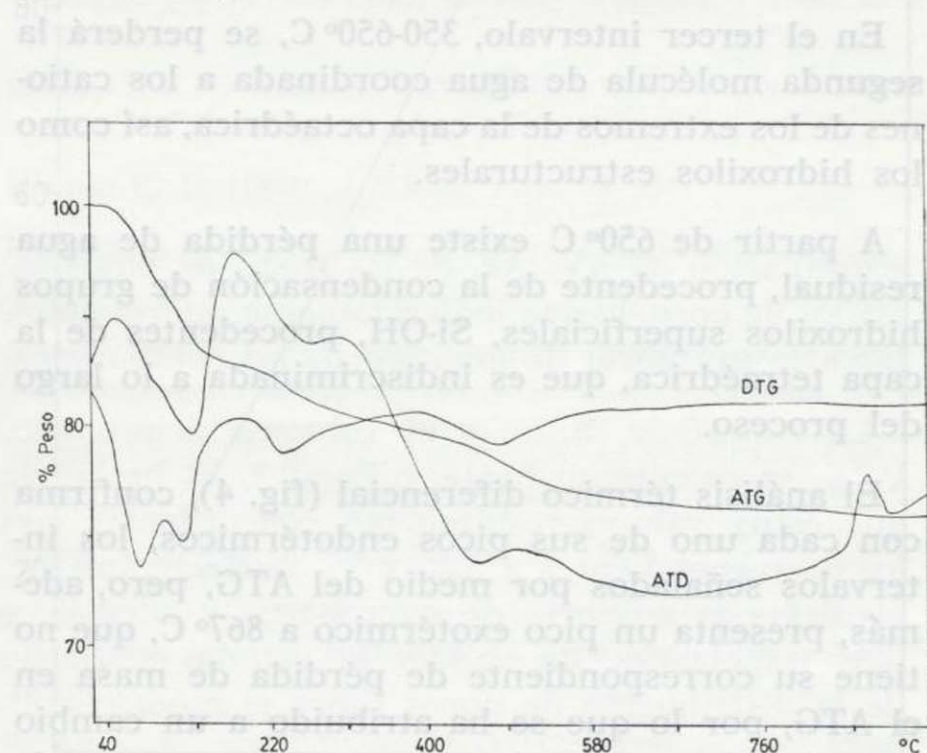


Figura 4

**TABLA 2**  
**Análisis térmicos**

	T (°C)	% Δm
1.º Salto:		
a) ... ..	25- 85	5,58
b) ... ..	85-180	5,47
2.º Salto ... ..	180-350	4,33
3.º Salto ... ..	350-650	4,96
4.º Salto ... ..	650-800	0,45

dida de peso entre 25-85° C, debido al agua adsorbida en la superficie externa del mineral y, por tanto, función de las condiciones ambientales de presión y humedad y de la superficie específica de la muestra; y b) entre 85-180° C, en que se des-

prende el agua zeolítica, situada en los canales, que dejan libres las cintas elementales de silicato colocadas con los tetraedros alternativamente invertidos. Entre ambas zonas no hay separación nítida, existiendo solapamiento entre ellas.

En el 2.º intervalo, entre 180-350° C, se apuntan dos picos, que corresponden a la pérdida de la primera molécula del agua coordinada a cada uno de los cationes terminales de la capa octaédrica, conduciendo a una forma intermedia semihidratada, fácilmente rehidratable.

En el tercer intervalo, 350-650° C, se perderá la segunda molécula de agua coordinada a los cationes de los extremos de la capa octaédrica, así como los hidroxilos estructurales.

A partir de 650° C existe una pérdida de agua residual, procedente de la condensación de grupos hidroxilos superficiales, Si-OH, procedentes de la capa tetraédrica, que es indiscriminada a lo largo del proceso.

El análisis térmico diferencial (fig. 4), confirma con cada uno de sus picos endotérmicos, los intervalos señalados por medio del ATG, pero, además, presenta un pico exotérmico a 867° C, que no tiene su correspondiente de pérdida de masa en el ATG, por lo que se ha atribuido a un cambio estructural, confirmado por el difractograma de rayos X de una muestra tratada a 1.000° C (fig. 1), que correspondería a la formación de cristobalita.

#### Caracterización textural

La caracterización textural de la muestra se ha realizado mediante análisis de la micro-mesoporosidad a partir de la isoterma de adsorción-desorción de N<sub>2</sub> (fig. 5) y de la meso-macroporosidad por porosimetría de penetración de Hg. Ambos métodos solapan en la zona de mesoporos de diámetros comprendidos entre 60-600 Å.

La forma de la isoterma de adsorción-desorción de N<sub>2</sub> se aproxima a la de tipo IV de la clasificación BDDT y presenta un bucle de histéresis, no muy desarrollado, mezcla de los tipos H1 y H3, GREGG (1982), SING (1982), o tipos A y B según la clasificación de DE BOER (1958). Esto indica que se trata de un material poroso, en que la porosidad aparente es producida por el agrupamiento de las fibras individuales de la palygorskita, dejando espacios capilares entre ellas. Dependiendo

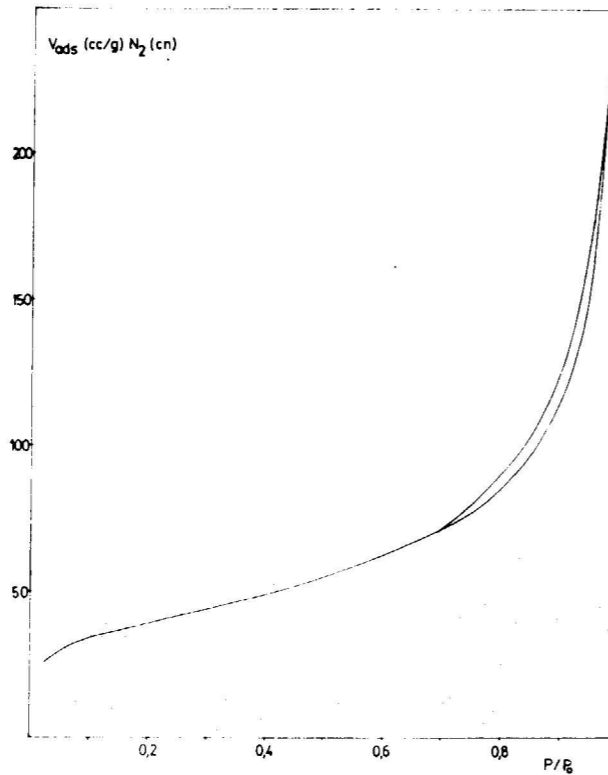


Figura 5

del orden de los agregados, los huecos interpartículas tendrán unos u otros tamaños y podrán asimilarse a poros cilíndricos abiertos por ambos lados, o a rendijas producidas entre placas paralelas.

Aplicando la ecuación BET a los datos de la primera parte de la isoterma, hasta presiones relativas  $P/P_0=0,30$ , se obtuvieron los valores de la superficie específica  $S_{BET}$ , dados en la Tabla 3 (se ha tomado 0,162 nm<sup>2</sup> para el área cubierta por la molécula de N<sub>2</sub> a 77 K).

El valor de la  $S_{BET}$  expresado en la Tabla 3, se determinó habiendo sometido la muestra, antes de la realización de la isoterma, al tratamiento estándar de desgasificación (140° C, 10<sup>-6</sup> Torr, durante 16 h.), diseñado para producir una limpieza total de la superficie, de forma que ésta quede completamente accesible a las moléculas del gas adsorbato. En ello se supone que no ha habido ningún cambio textural en la muestra. Sin embargo, en el caso de la palygorskita, se ha visto

**TABLA 3**  
**Parámetros texturales**  
**(Isotermas de adsorción de N<sub>2</sub>)**

$S_{BET}$ (m <sup>2</sup> /g.)	138
$V_p$ ( $P/P_0=0,98$ ) (cc/g.)	0,34
$R_p$ (Å)	49
$C_{BET}$	196
$S_t$ (m <sup>2</sup> /g.)	139
$V_{mp}$ (cc/g.)	0
$V_{acum}$ (cc/g.)	0,32
$S_{acum}$ (m <sup>2</sup> /g.)	135
$V_{acum}/V_p$ (0,98)	0,95
$S_{acum}/S_{BET}$	0,98

que al calentar al aire por encima de 180° C comienza a producirse la eliminación de la mitad de las moléculas de agua de coordinación, que cuando es completa (350° C) provoca el plegamiento (folding) de la estructura, cerrando la boca de los canales, con lo que la superficie interna de éstos no contribuye a la adsorción de N<sub>2</sub>. Estas temperaturas al aire, pueden equipararse con las del tratamiento de desgasificación en vacío, con lo que el valor dado para la  $S_{BET}$  corresponde esencialmente a la superficie externa de las fibras.

La máxima superficie específica se consigue desgasificando a 75° C ( $S_{BET}=280$  m<sup>2</sup>/g) antes del plegamiento. Podría pensarse que en estas condiciones la superficie correspondería a la externa, más la interna de los canales. El cálculo teórico de esta última, sin embargo, a partir de los parámetros de la celda elemental ( $S=626$  m<sup>2</sup>/g) hace suponer que los canales tampoco antes del plegamiento son plenamente accesibles a las moléculas de N<sub>2</sub>, dada la relación de diámetros del canal y la molécula de N<sub>2</sub> ( $D_{canal}/N_2=1,3$ ) y la falta de polaridad de ésta, características que dificultan la difusión al interior.

Para el estudio de la porosidad de la muestra se aplicó el criterio de DE BOER, empleando como espesor de la capa adsorbida  $t$ , el correspondiente a la isoterma estándar propuesta por LECLoux y PIRARD (1979), en función de la interacción adsorbato-adsorbente dada por la  $C_{BET}$ . De la curva correspondiente (fig. 6), que pasa por el origen de coordenadas, se deduce, por un lado, la ausencia de microporosidad, equivalencia entre  $S_{BET}$  y  $S_t$ , y por otro la aparición de condensación capilar por encima de  $P/P_0=0,4$  (desviación de la linealidad),

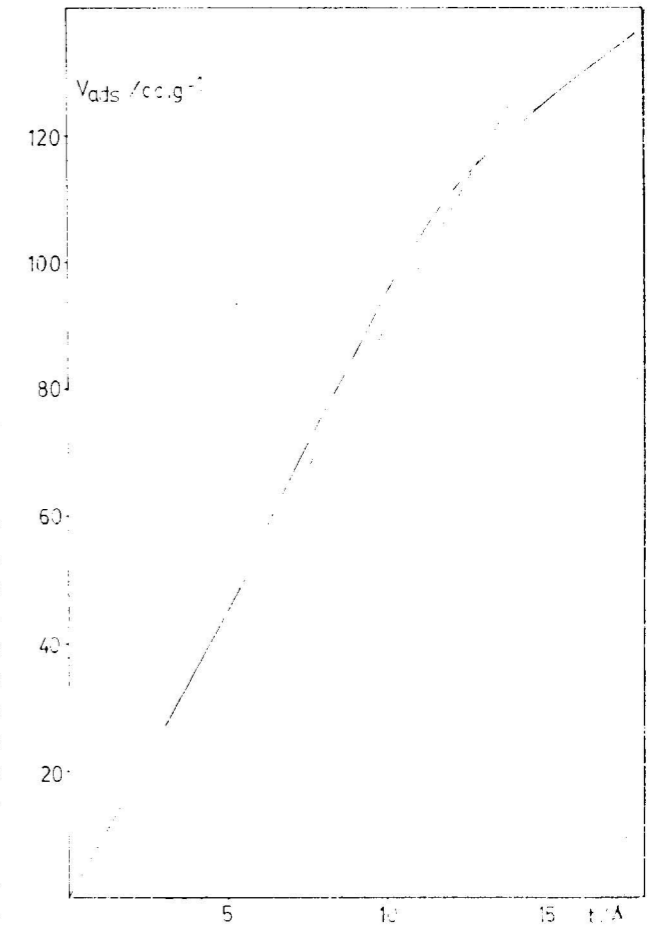


Figura 6

que indica un aumento en la adsorción superior al que corresponde a la formación de multicapa, BROEKHOFF (1970). A partir de una presión relativa superior, la curva se desvía hacia abajo, como suele ocurrir en muestras con poros en forma de rendija, BROEKHOFF (1979), lo que podría confirmar la existencia de huecos entre placas paralelas producidos por el agrupamiento de partículas, mencionados anteriormente.

También se consignan en la Tabla 3 el volumen de poros,  $V_p$ , obtenido a partir del volumen de N<sub>2</sub> adsorbido hasta presiones de  $P/P_0=0,98$ , y el radio medio de poro,  $R_p$ , calculado mediante la relación  $20.000 V_p/S_{BET}$ .

La distribución del volumen de poros en función del radio (fig. 7) se determinó aplicando el método de PIERCE (1948). Puede apreciarse una



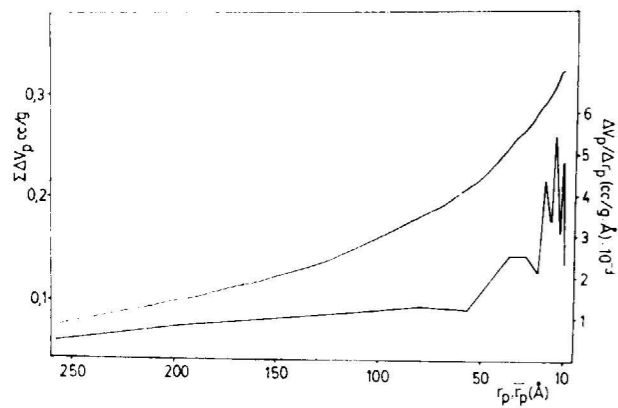


Figura 7

acumulación de  $\Delta V_p/\Delta r_p$  en las zonas de bajos tamaños de poro, lo que indirectamente podría apuntar a la presencia de microporos no computados.

La superficie,  $S_{acum}$ , y el volumen acumulado,  $V_{acum}$ , se calcularon hasta  $P/P_0=0,3$ . El hecho de que estos valores resulten tan concordantes con los correspondientes a  $S_{BET}$  y  $V_p$ , respectivamente, confirma la ausencia de microporos y además, y más importante, da validez al estudio realizado de la distribución de poros sobre el modelo aplicado.

Para poros de tamaño superior a 600 Å se ha aplicado la porosimetría de penetración de mercurio y se han representado en la figura 8 los volúmenes de Hg introducido, frente a la presión aplicada, así como la distribución del volumen de poro en función del radio.

El volumen de poros accesibles al Hg en las condiciones de trabajo (poros de radios entre 30 y 90.000 Å) es 0,84 cc/g.

La superficie,  $S_{Hg}$ , y el radio medio de poros,  $R_{Hg}$ , deducidos de la porosimetría de Hg se consignan también en la Tabla 4.

En la gráfica de distribución de tamaños de poros (fig. 8) se observa una gran incidencia de poros de radios inferiores a 100 Å. Probablemente ocurriría aquí, como en muestras de similar naturaleza, BENITO (1985), separación de agregados a elevadas presiones de trabajo que son computados como microporosidad. Debería restringirse, por eso, el uso de la técnica a presiones de alrededor de 10.000 psi, con lo que el  $V_p$  computado

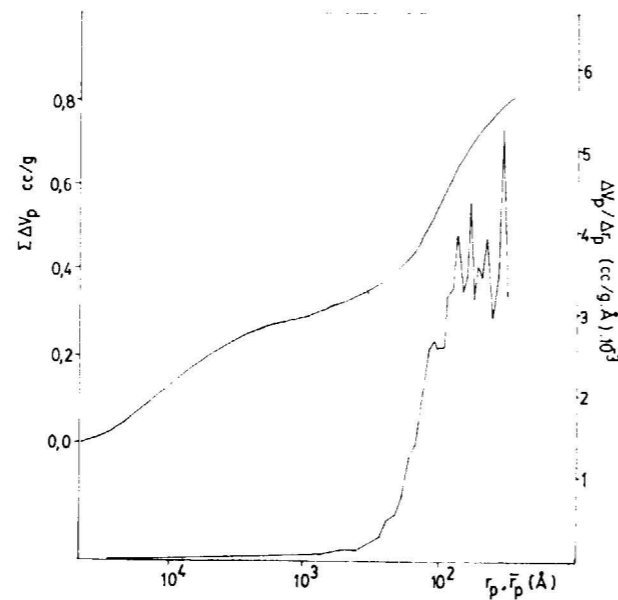


Figura 8

**TABLA 4**  
**Parámetros texturales**  
**(Porosimetría de Hg)**

$S_{Hg}$ ( $m^2/g.$ )	121
$V_{Hg}$ ( $cc/g.$ )	0,84
$R_{Hg}$ (Å)	140
$d_a$ ( $g/cc.$ )	0,62
$d_r$ ( $g/cc.$ )	2,83
$V_p=(1/d_a)-(1/d_r)$ ( $cc/g.$ )	1,26

bajaría a 0,62 cc/g y la superficie de la muestra, así computada, sería  $S_{Hg}=40 m^2/g$ .

Por porosimetría de Hg se obtuvo además el dato de densidad aparente,  $d_a=0,62 g/cc$ , entendiéndose como tal la relación  $m/V$ , en que  $V$  es el volumen de la fase sólida de la muestra, más el de poros de radio inferior a  $10^5 Å$  límite alcanzado por la penetración de Hg a la presión atmosférica.

Con este dato y el de la densidad real,  $d_r=2,83 cc/g$ , medida con He, se obtiene el volumen total de poros inferiores a  $10^5 Å$  (1,26 cc/g), en buena correlación con  $V_{acum}$  y  $V_{Hg}$ , teniendo en cuenta los distintos intervalos de poros que abarcan en cada caso.

Los resultados obtenidos por porosimetría de Hg, aunque no pueden utilizarse a efectos de comparación para confirmar los de adsorción de  $N_2$ , ya que ambas técnicas son complementarias, pero no superponibles, están en buena lógica con los deducidos por adsorción:

La palygorskita estudiada puede ser aplicada a adsorción y catálisis, aunque antes deberían conocerse las condiciones en que va a ser aplicada y estabilizar la textura por tratamientos térmicos.

**BIBLIOGRAFIA**

ALVAREZ ESTRADA, D. M., y SÁNCHEZ CONDE, C. (1967): *Bol. Soc. Esp. Cerám.*, 6, 717.  
 BENITO, I.; PESQUERA, C.; BLANCO, C.; GONZÁLEZ, F.; MENDIOROZ, S.; G. AYUSO, T., y PAJARES, J. A. (1985): *Proc. XIV Conference on Silicate Industrie and Silicate Science*, 4, 131, Budapest.  
 BLANCO, C.; BENITO, I.; PESQUERA, C.; GONZÁLEZ, F.; PAJARES, J. A., y MENDIOROZ, S. (1984): *XX R. Bienal de la R. S. E. Q.*, 23, Castellón.  
 BOER, J. H. (1985): *The Structure and Properties of Porous Materials*, Ed. D. H. Everest y F. S. Stone, Butterworths, Londres.  
 BRADLEY, W. F. (1940): *Am. Miner.*, 25, 405.  
 BROEKHOFF, J. C. P., y LISEN, B. G. (1970): *Physical and*

*Chemical Aspects of Adsorbents and Catalysts*, Ed. B. G. Linsen, Academic Press, Londres.  
 BROEKHOFF, J. C. P. (1979): *Proceedings of the 2. Int. Symp. Lovaina* (1978). Ed. Elsevier, Amsterdam.  
 CH HABRA, R.; PLEYSIER, J., y CREMERS, A. (1975): *Proc. Int. Clay Conf. Illinois*.  
 CHUNG, F. H. (1975): *J. Appl. Cryst.*, 8, 17.  
 FERNÁNDEZ ALVAREZ, T. (1978): *Clay Minerals*, 13, 325.  
 GALÁN, E.; BRELL, J. M.; LAIGLESIA, A., y ROBERTSON, R. S. H. (1975): *Proc. of the Int. Clay Conf. Illinois*, p. 81.  
 GALÁN, E. (1979): *8th Conf. on Clay Min. and Petrol.*, 239, Teplice.  
 GREGG, S. J., y SING, K. S. W. (1982): *Adsorption Surface Area and Porosity*. Academic Press. Londres.  
 HALSEY, C. D. (1948): *J. Chem. Phys.*, 16, 931.  
 LECLoux, A., y PIRARD, J. P. (1979): *J. Colloid interface Sci.*, 70, 265.  
 MARTÍN POZAS, J. M. (1977): *Análisis cuantitativo de fases cristalinas por D. R. X*. Ed. ICE. Univ. Valladolid.  
 MARTÍN POZAS, J. M.; MARTÍN-VIVALDI, J., y SÁNCHEZ CAMAZANO, M. (1983): *Bol. Geol. y Min.*, XCIV-II, 113.  
 PIERCE, C. (1984): *J. Phys. Chem.*, 57, 149.  
 SING, K. S. W. (1982): *Reporting Physisorption data for gas/solyd systems*. I. U. P. A. C., Pure Appl. Chem. 54, 11, 2201.  
 WEVER, C. E., and POLLARD, D. (1973): *Chem. of Clay Minerals*. Elsevier Sci. Public, 119.

Recibido: Enero de 1988.

## Problemas mineralúrgicos presentados en la recuperación de la Casiterita del yacimiento de Oropesa (Zona de óxidos)

Por F. J. GARCIA FRUTOS (\*) e I. RANZ BUQUERIN (\*\*)

### RESUMEN

En este trabajo se exponen los problemas de recuperación de la casiterita presente en la zona de óxidos, cobertura superficial, del yacimiento de Oropesa (Córdoba), que actualmente investiga el Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Los ensayos mineralúrgicos realizados demuestran la imposibilidad de una preconcentración gravimétrica, la poca eficacia de una separación magnética para eliminar los óxidos de hierro sin pérdida de estaño, así como las pocas posibilidades de una concentración por flotación convencional de la casiterita.

Los resultados poco satisfactorios quedan patentados mediante un detallado estudio microscópico por microsonda electrónica de los productos iniciales y de los obtenidos en las distintas etapas al aplicar los diferentes métodos convencionales de concentración.

Las razones fundamentales del pobre rendimiento de estas operaciones se encuentran en el bajo tamaño de liberación ( $\sim 10 \mu$ ) y en la abundante presencia de óxidos de hierro que en parte recubren a la casiterita.

### ABSTRACT

In this paper are exposed the problems related to the recovery of cassiterite from the surface coating of oxide in the Oropesa deposit (Córdoba), which is now matter of research by the Instituto Tecnológico GeoMinero de España. The mineralurgical tests show the impossibility of a gravity preconcentration, the low efficiency of a magnetic separation in order to remove iron oxides without losses in Sn, and the little possibilities of a conventional flotation concentration of cassiterite.

The poor results are exposed through a detailed electron microprobe study of the starting products and of those obtained in the different steps during the application of the various conventional concentration methods.

The main reasons for the poor yield of these applications are exposed to the low liberation size ( $\sim 10$  micrometer) and the great presence of iron oxides which are in part embedding the cassiterite.

### INTRODUCCION

El yacimiento de estaño de Oropesa, que actualmente investiga el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, se encuentra situado en la reserva de Osa Morena, Fuenteovejuna (Córdoba), distinguiéndose, de forma simplificada, dos tipos de menas de estaño:

- Una mena oxidada, constituida por óxidos e hidróxidos de hierro, y ocasionalmente de manganeso, que contiene una mineralización diseminada de casiterita, dispuesta en bandas gossanizadas irregulares en la parte más superficial del yacimiento (hasta 100 m.).

- Una mena de sulfuros (predominantemente pirita-marcasita y arsenopirita) con cuarzo y carbonatos, con casiterita de características similares al tipo anterior, en un stockwork infrayacente.

El estudio microscópico pone de manifiesto la íntima asociación de una parte considerable de la casiterita con los óxidos de hierro y en menor medida con los sulfuros. El tamaño de grano y sus hábitos (cristales prismáticos alargados de 10 a 300  $\mu$ ) son muy parecidos en ambos casos, pero mientras en la zona oxidada aparecen, esporádicamente, compuestos de estaño como varlamorfita, en la de sulfuros es la estannina la que acompaña a la casiterita.

No obstante, la casiterita se distribuye en am-

bas tanto en la fase metálica como en la silícea o carbonatada.

En este trabajo se exponen los problemas de recuperación que se han producido con el primer tipo, explicando el porqué de estos problemas mediante el estudio por microsonda electrónica de los productos obtenidos en los diferentes ensayos mineralúrgicos realizados, corroborando así las previsiones obtenidas mediante el estudio microscópico del todo-uno y de su análisis de liberación.

### CARACTERIZACION MINERALOGICA DEL T.U. A TRATAR

El estudio mineralógico del producto a tratar se llevó a cabo, sobre muestras representativas del T.U., mediante diferentes técnicas: Difracción de R-X, microscopía óptica y microsonda electrónica.

#### Difracción de R-X

De este estudio y según revela el difractograma de R-X (fig. 1) se deduce la existencia de cuarzo

y óxidos de hierro (goethita y hematitas) como especies mineralógicas mayoritarias, así como micas en baja proporción.

En el difractograma no se observa la presencia de casiterita debido lógicamente a su baja proporción  $< 0.2$  por 100, no detectable por el aparato.

Posteriormente, sobre una muestra representativa del T.U. concentrada químicamente se consigue observar la presencia de casiterita mediante la difracción de R-X (fig. 2). En este difractograma observamos también la presencia de zircón, anatasa y cuarzo.

#### Microscopía óptica

Se han estudiado mediante microscopía óptica de luz reflejada y transmitida, los minerales presentes, sus relaciones texturales, tamaño de grano, morfología (hábitos), paragénesis mineral, etcétera. Observándose para estas zonas superficiales del yacimiento (cuyos afloramientos están constituidos por bandas gossanizadas) que los cristales de casiterita se encuentran cementados en una matriz ferruginosa y silícea, de tal manera que

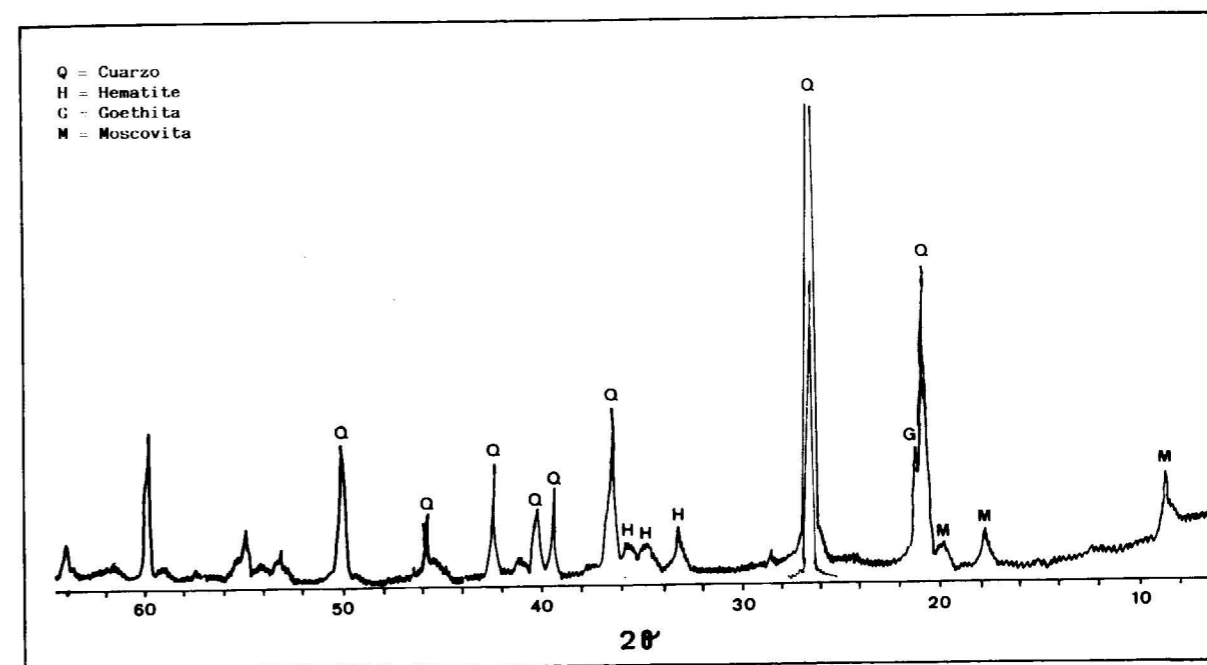


Figura 1.—Difractograma de R-X del T.U.

(\*) Laboratorio Mineralurgia (ITGE).

(\*\*) Laboratorio Microsonda (ITGE).

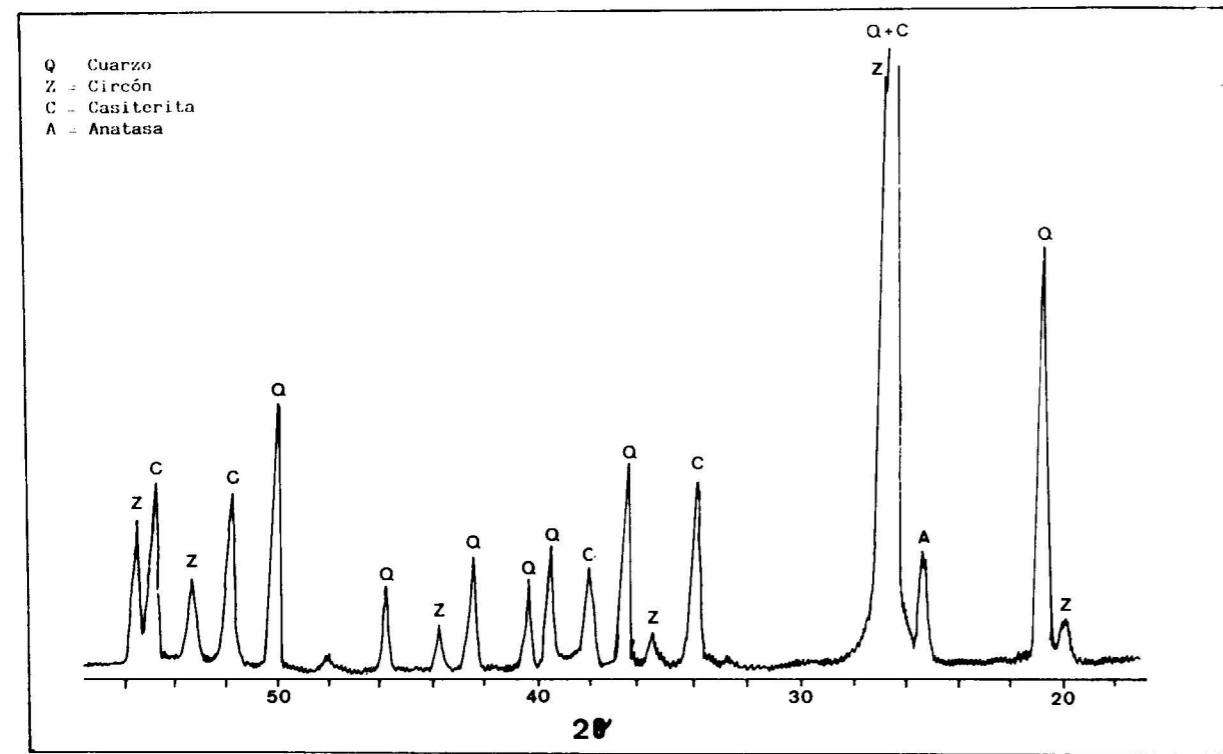


Figura 2.—Difractograma de R-X del T.U. «concentrado».

cuando ésta tiene un carácter masivo, envuelve completamente a los granos de casiterita y cuando la proporción de cuarzo, sericita o clorita aumenta, entonces sólo lo hace localmente.

#### Microsonda electrónica

El estudio mediante microsonda electrónica pone de manifiesto los siguientes aspectos de interés:

- Existencia de frecuentes asociaciones mixtas tipo óxidos de hierro-cuarzo-casiterita, en las que la casiterita se encuentra en tamaños del orden de 20-30  $\mu$  (fotografías 1 a 6). Es raro por tanto encontrar mixtos en los que la casiterita tenga mayor tamaño. Es mayoritaria la casiterita como mixto con cuarzo y con tamaños del orden de 20  $\mu$  (fotografías 5 y 6).
- Los granos de casiterita liberados representan una pequeña proporción, observándose algunos de un tamaño entre 70-50  $\mu$ , aunque lo normal es que sean del orden de 20  $\mu$  (fotografía 12). Es muy raro, pues, encontrar

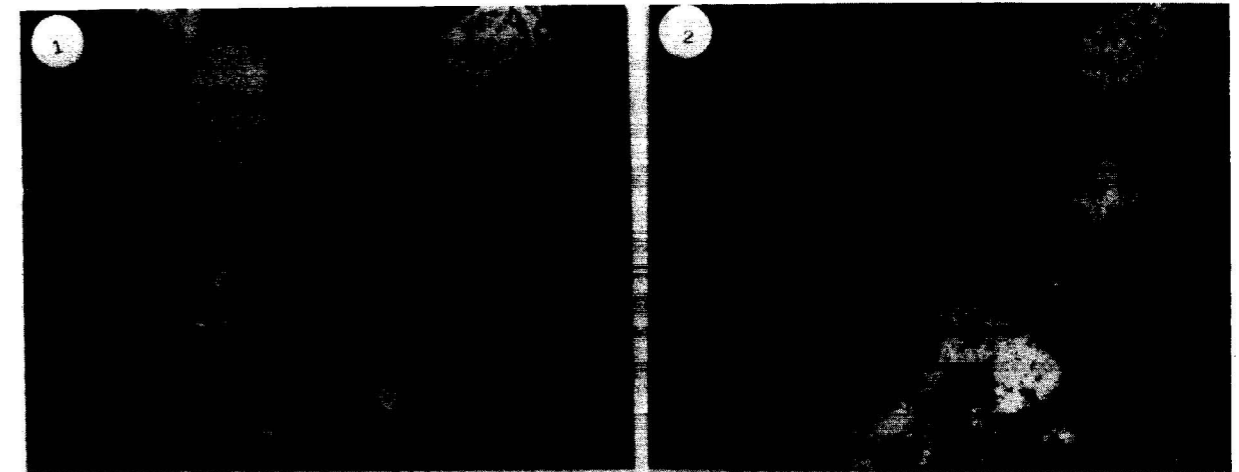
granos de casiterita liberados y con gran tamaño.

- Se observan diversos tipos de silicatos: Silicatos con Fe, Ca, Al y Mg (micas), silicatos de Fe, zircón, etc., según se observa en las fotografías 5 a 11. También se han observado la presencia de óxidos de manganeso.

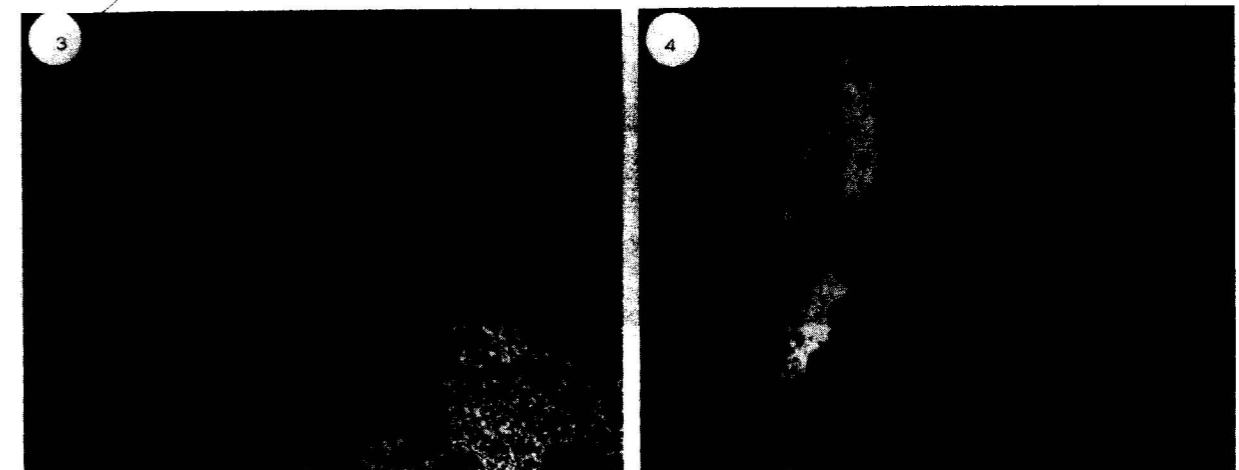
Como resumen de la caracterización mineralógica del producto podemos decir que éste está constituido fundamentalmente por cuarzo y óxidos e hidróxidos de hierro como especies mayoritarias, existiendo también silicatos, fundamentalmente sericita-moscovita, y en el que la especie a beneficiar, casiterita, se encuentra asociada en su mayor parte a cuarzo y óxidos de hierro, con tamaños del orden de 20  $\mu$ .

#### CARACTERIZACION QUIMICA Y GRANULOMETRICA DEL PRODUCTO

La composición química del T.U. aparece en la Tabla 1, en la que se observa su alto contenido

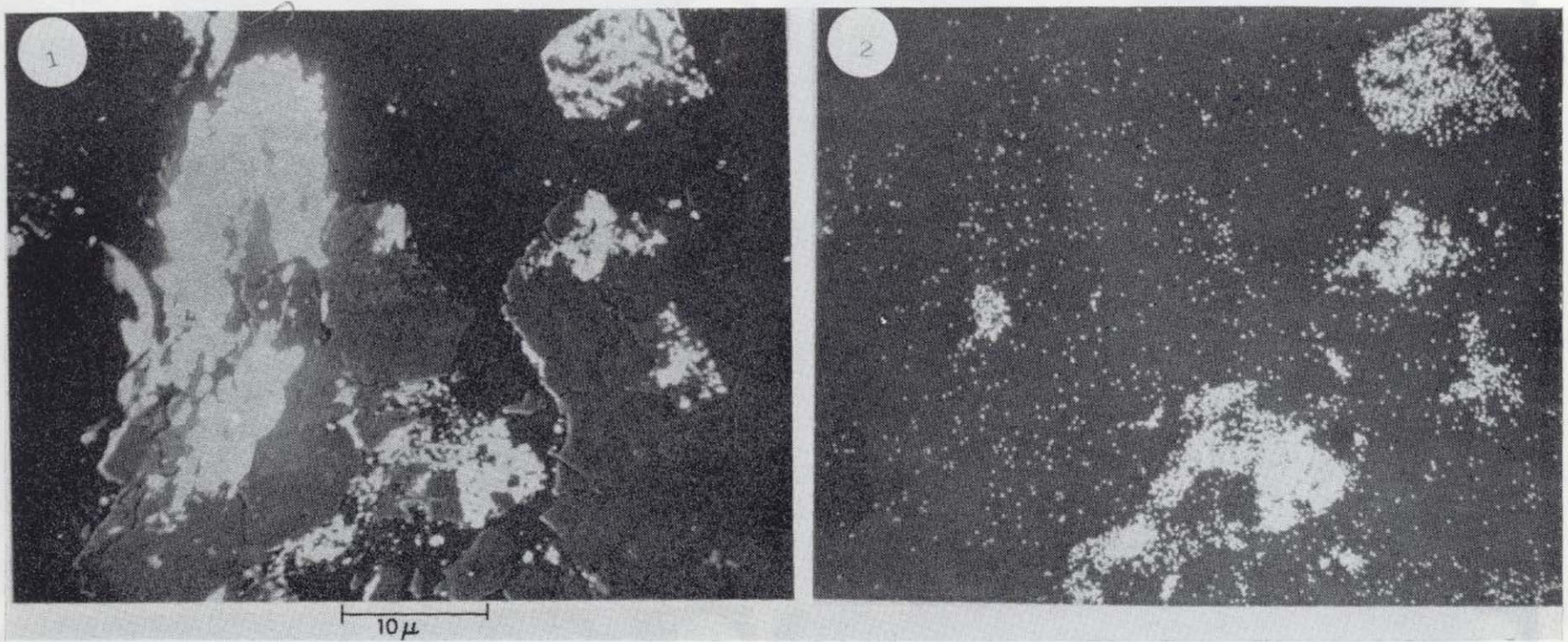


Fotografía núm. 1.—Imagen electrónica de una zona del T.U.

Fotografía núm. 2.—Imagen de R-X correspondiente a FeK $\alpha$  en la zona de la fotografía núm. 1.Fotografía núm. 3.—Análogamente para SiK $\alpha$ .Fotografía núm. 4.—Análogamente para SnL $\alpha$ .

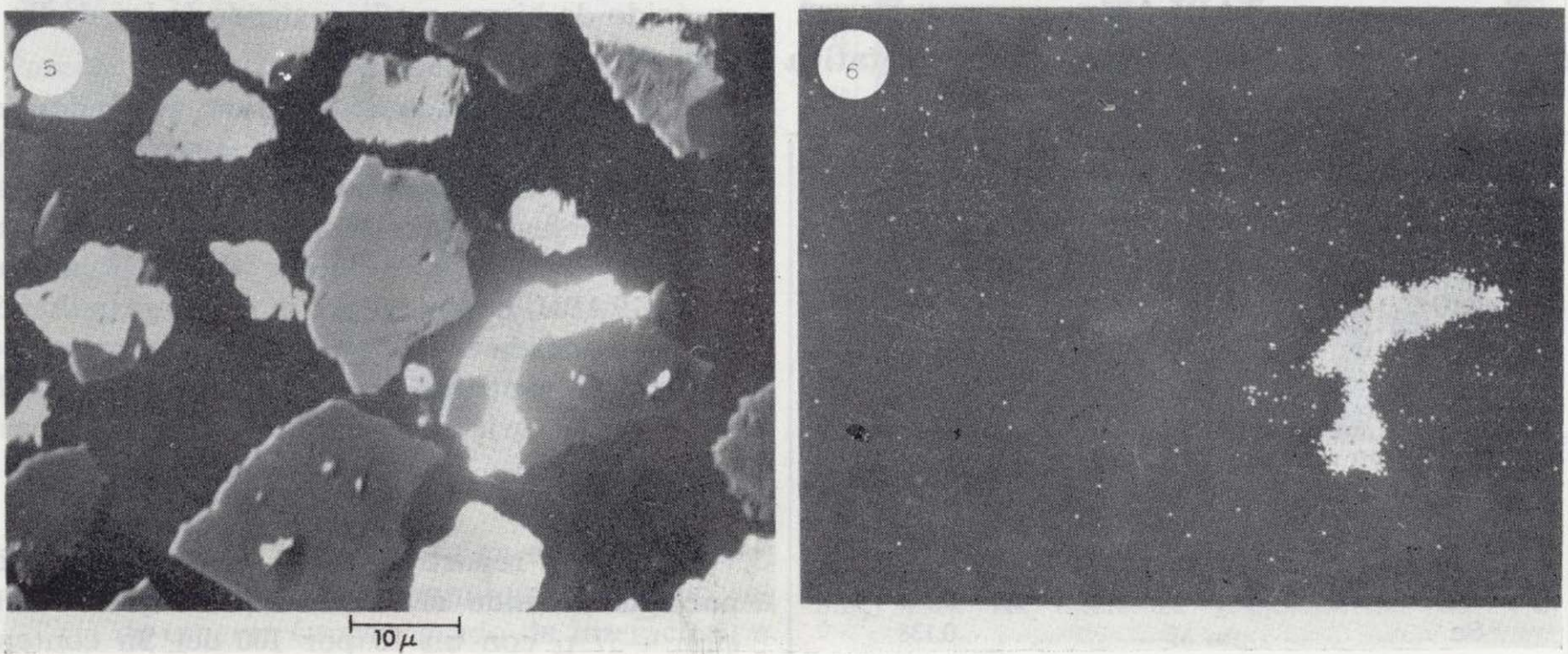
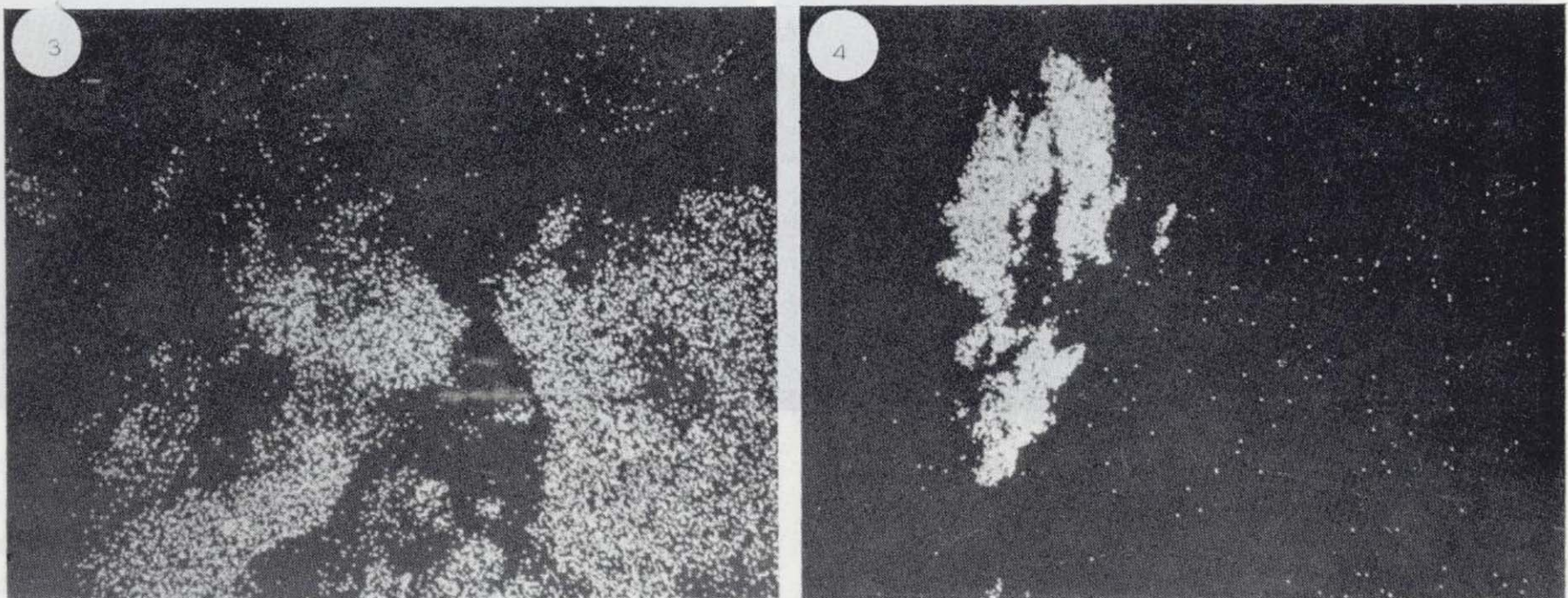
Fotografía núm. 5.—Imagen electrónica de una zona del T.U.

Fotografía núm. 6.—Imagen de R-X correspondiente a SnL $\alpha$  en la zona de la fotografía núm. 5.



Fotografía núm. 1.—Imagen electrónica de una zona del T.U.

Fotografía núm. 2.—Imagen de R-X correspondiente a  $FeK\alpha$  en la zona de la fotografía núm. 1.

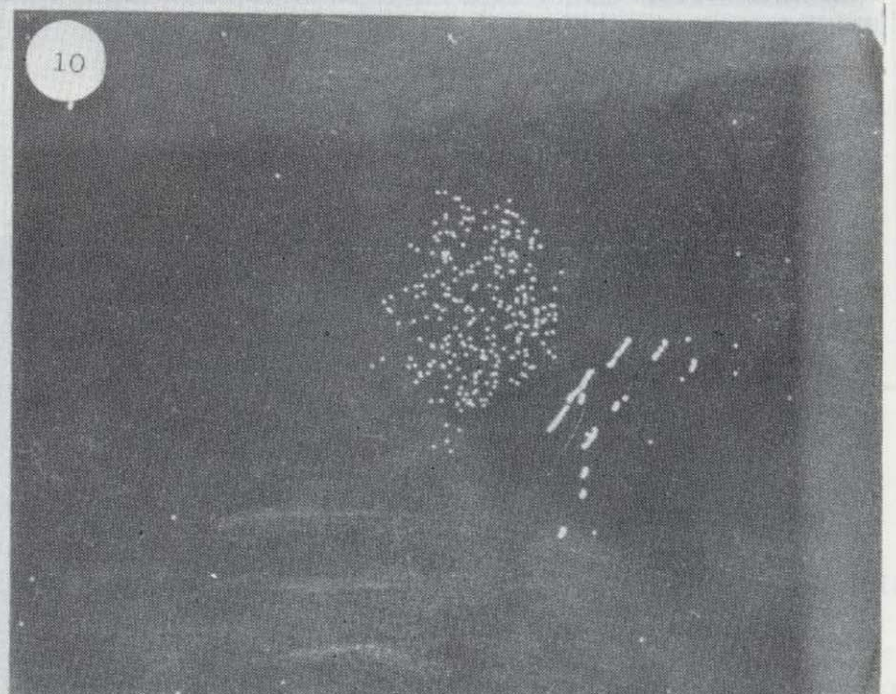
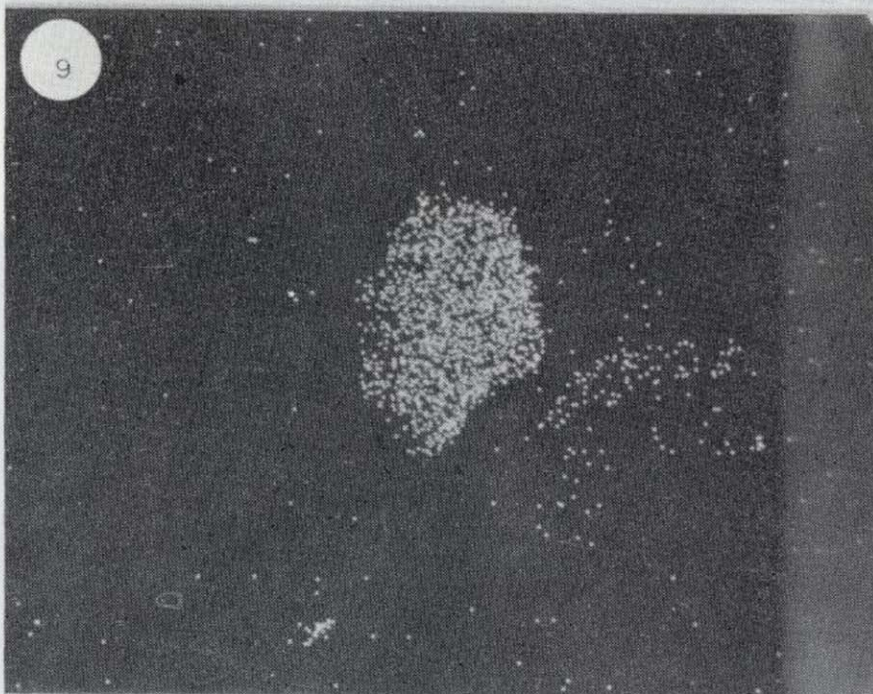
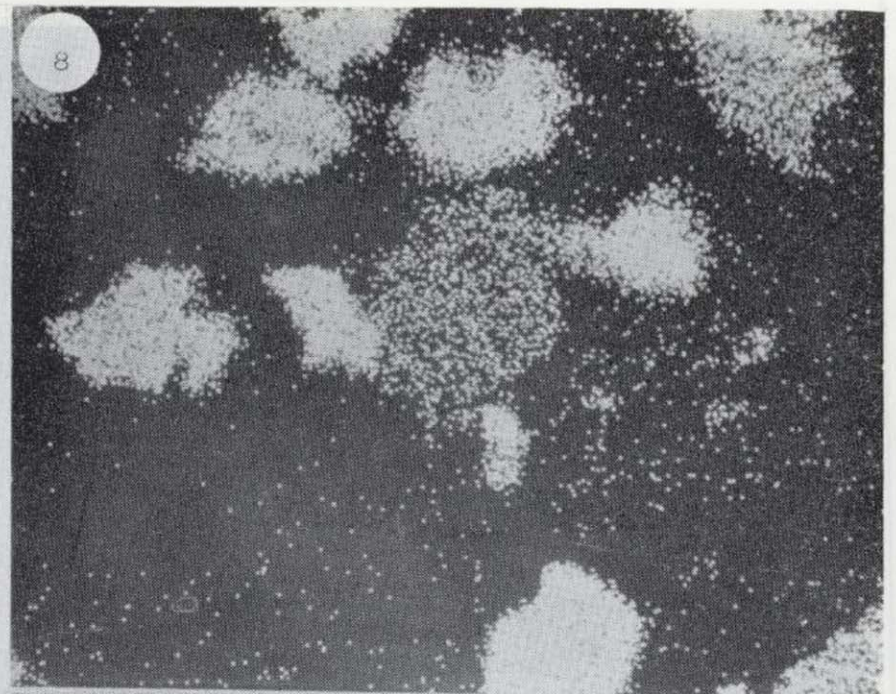
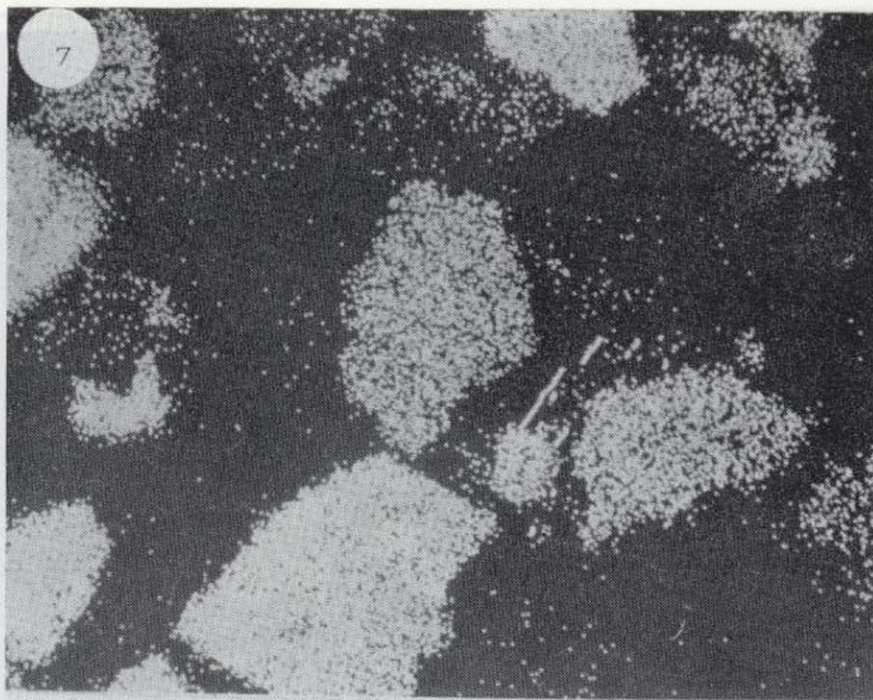


Fotografía núm. 3.—Análogamente para  $SiK\alpha$ .

Fotografía núm. 4.—Análogamente para  $SnL\alpha$ .

Fotografía núm. 5.—Imagen electrónica de una zona del T.U.

Fotografía núm. 6.—Imagen de R-X correspondiente a  $SnL\alpha$  en la zona de la fotografía núm. 5.



Fotografía núm. 7.—Análogamente para SiK $\alpha$ .  
Fotografía núm. 8.—Análogamente para FeK $\alpha$ .

Fotografía núm. 9.—Análogamente para CaK $\alpha$ .  
Fotografía núm. 10.—Análogamente para MgK $\alpha$ .

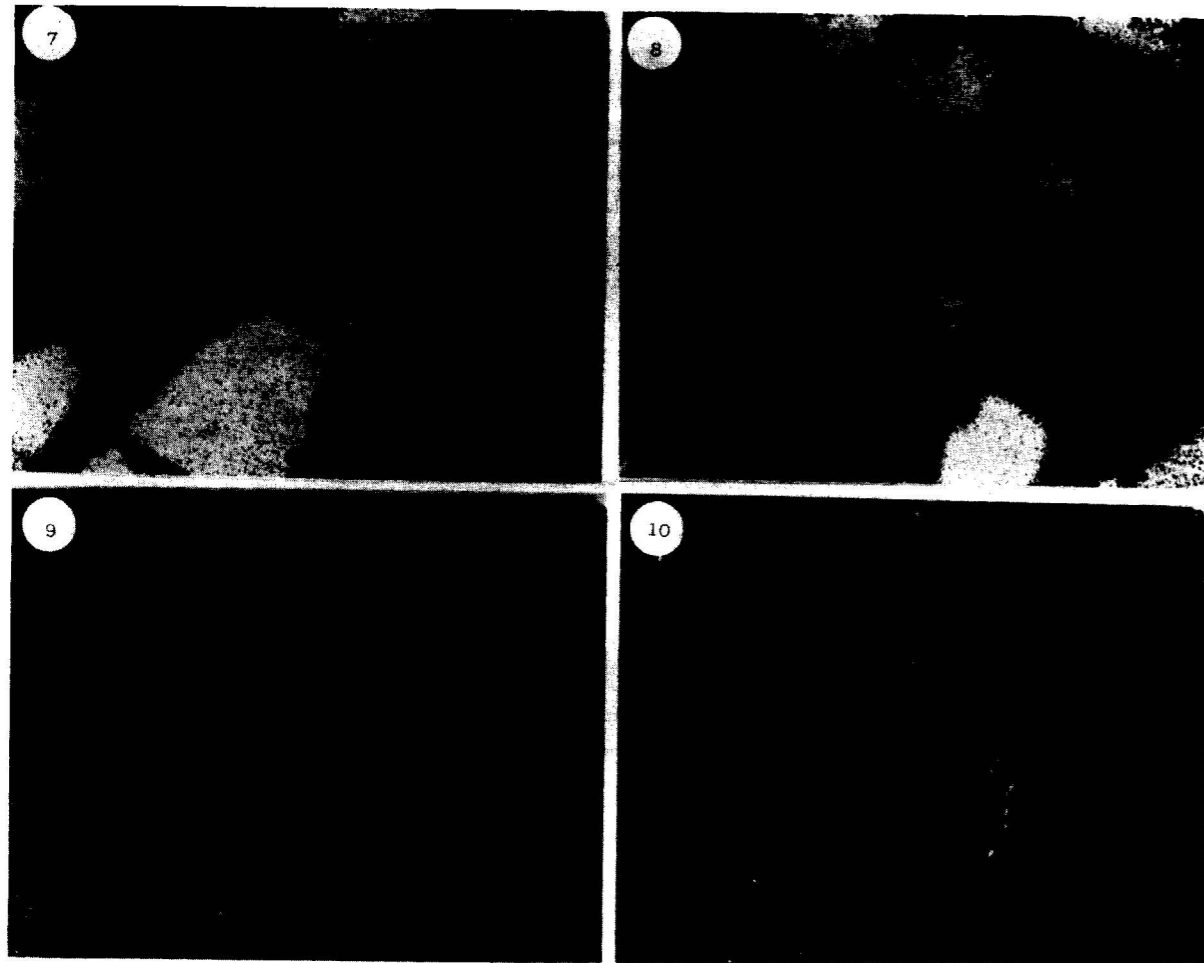
**TABLA 1**  
**Análisis químico de la muestra representativa del T. U.**

	%
SiO <sub>2</sub> .....	67.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16.64
CaO .....	0.01
TiO <sub>2</sub> .....	0.62
K <sub>2</sub> O .....	0.89
Na <sub>2</sub> O .....	0.43
MgO .....	0.22
MnO .....	1.10
P.P.C. ....	4.59
Pb .....	0.131
Cu .....	0.005
Zn .....	0.141
Sn .....	0.138

en óxido de hierro y sílice, siendo la ley de Sn del 0.138 por 100.

El T.U. es triturado a  $-16 \mu$ , tomándose una muestra representativa con la que se realiza el análisis granulométrico correspondiente. Este se lleva a cabo mediante tamizado en húmedo hasta la fracción de  $37 \mu$  y la menor de  $37 \mu$  mediante SIDEGRAPH, obteniéndose la curva granulométrica representada en la fig. 3. Las fracciones obtenidas fueron analizadas por SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Sn, obteniéndose la variación de leyes y distribuciones de los mismos para las diferentes granulometrías (figuras 4 y 5).

El Sn está repartido en las granulometrías casi por igual, siendo el mayor reparto para la fracción  $-37 \mu$  con un 18 por 100 del Sn contenido



Fotografía núm. 7.—Análogamente para SiK $\alpha$ .  
Fotografía núm. 8.—Análogamente para FeK $\alpha$ .

Fotografía núm. 9.—Análogamente para CaK $\alpha$ .  
Fotografía núm. 10.—Análogamente para MgK $\alpha$ .

**TABLA 1**  
**Análisis químico de la muestra representativa del T. U.**

	%
SiO <sub>2</sub> .....	67.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16.64
CaO .....	0.01
TiO <sub>2</sub> .....	0.62
K <sub>2</sub> O .....	0.89
Na <sub>2</sub> O .....	0.43
MgO .....	0.22
MnO .....	1.10
P.P.C. ....	4.59
Pb .....	0.131
Cu .....	0.005
Zn .....	0.141
Sn .....	0.138

en óxido de hierro y sílice, siendo la ley de Sn del 0.138 por 100.

El T.U. es triturado a -16 mm., tomándose una muestra representativa con la que se realiza el análisis granulométrico correspondiente. Este se lleva a cabo mediante tamizado en húmedo hasta la fracción de 37  $\mu$  y la menor de 37  $\mu$  mediante SIDEGRAPH, obteniéndose la curva granulométrica representada en la fig. 3. Las fracciones obtenidas fueron analizadas por SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Sn, obteniéndose la variación de leyes y distribuciones de los mismos para las diferentes granulometrías (figuras 4 y 5).

El Sn está repartido en las granulometrías casi por igual, siendo el mayor reparto para la fracción -37  $\mu$  con un 18 por 100 del Sn contenido

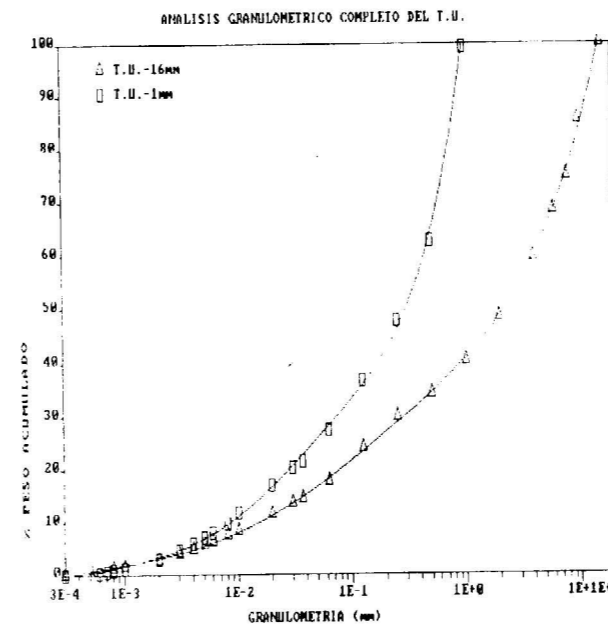


Figura 3.—Curvas granulométricas del T.U. a -16 mm. y -1 mm.

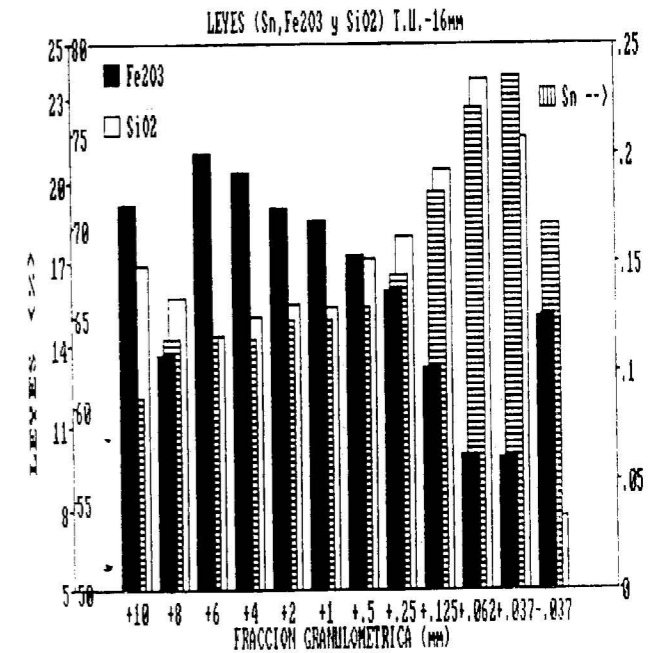


Figura 4.—Variación de leyes (Sn, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub>) en función de la granulometría del T.U. a -16 mm.

en el T.U. La variación de la ley del Sn y del SiO<sub>2</sub> es contraria a la del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, es decir, a medida que la granulometría es menor la ley de SiO<sub>2</sub> y sobre todo de Sn aumenta, en cambio la de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> disminuye.

En cuanto a la variación de los repartos para las tres especies se observa una clara asociación SiO<sub>2</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Sn hasta 0.5 mm., viéndose a partir de 0.25 mm. una pequeña liberación del Sn respecto del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y una pequeñísima con respecto al SiO<sub>2</sub>.

Parece, por tanto, que es necesario moler el producto a una granulometría inferior para conseguir una mayor liberación, si bien se realiza un estudio de separación en medio denso (Bromofor-mo) sobre las fracciones -4+2, -2+1, -1+0,5, -0.5+0.25, -0.25+0.125, -0.125+0.062 mm. del T.U. a -16 mm. para ver la posibilidad de una pre-concentración gravimétrica. Los resultados de las separaciones efectuadas están expresadas en la tabla 2.

De estos datos se deduce lo siguiente:

- La ley de Sn no aumenta en el producto pesado al disminuir la granulometría como sería de esperar (mayor grado de liberación) e

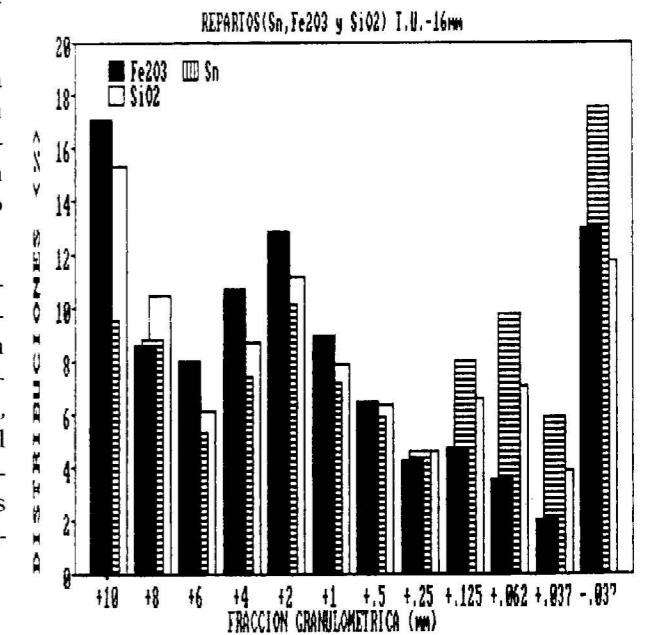


Figura 5.—Variación del reparto en leyes (Sn, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub>) para las diferentes granulometrías del T.U. a -16 mm.

**TABLA 2**

**Resultados de la separación en medio denso (bromoforno) de las fracciones comprendidas entre 4 y 0.062 mm. del T.U. a -16 mm.**

Fracción granulométrica (mm.)	% peso		Leyes iniciales			Leyes pesados			Leyes ligeros			% recup. en pesados		
	Pc-sado	Li-gero	% Sn	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% SiO <sub>2</sub>	% Sn	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% SiO <sub>2</sub>	% Sn	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% SiO <sub>2</sub>	% Sn	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% SiO <sub>2</sub>
-4 +2 ...	35.02	64.98	0.123	18.92	65.70	0.090	38.65	39.63	0.141	8.30	79.75	25.62	71.50	21.12
-2 +1 ...	33.31	66.69	0.123	18.35	65.51	0.086	39.11	36.62	0.141	7.98	79.89	23.29	70.99	18.67
-1 +0.5 ...	30.87	69.13	0.129	16.92	68.21	0.095	39.44	36.12	0.144	6.87	85.54	22.73	71.96	16.35
-0.5 +0.25 ...	28.27	71.73	0.144	16.07	69.34	0.116	42.26	38.21	0.155	5.75	81.61	22.77	74.34	15.58
-0.25 +0.125 ...	22.10	77.90	0.183	13.21	73.04	0.200	42.32	34.62	0.178	4.95	83.94	24.15	70.80	10.47
-0.125 +0.062 ...	11.77	88.23	0.221	9.71	78.04	0.397	46.63	33.36	0.198	4.79	84.00	21.14	56.52	5.03
T.U. (-4+0.062) .	28.18	71.82	0.149	16.09	69.24	0.123	40.16	37.31	0.159	6.63	81.76	23.37	70.34	15.19

incluso dentro de cada fracción granulométrica estudiada, no hay una segregación de la casiterita en el producto pesado, ello se traduce en recuperaciones muy bajas (pérdidas por tanto altas en el producto ligero).

— Se observa claramente en el balance global de la separación, que el producto pesado que constituye el 28.18 por 100 en peso tiene una ley en Sn del 0.123 por 100 frente a una mayor ley del ligero 0.159 por 100 Sn, lo que supone una recuperación del 23.37 por 100, es decir una pérdida del 76.63 por 100 del Sn contenido en las fracciones estudiadas.

Se deduce por tanto la imposibilidad de una preconcentración del T.U. a -16 mm. por métodos gravimétricos (jigs o mesas de sacudidas), debido posiblemente a que la casiterita se libera a tamaños muy finos del orden de 20-30 μ, según hemos observado en el estudio mineralógico del T.U.

Ante estos hechos, se determina la molienda del mineral a una granulometría inferior (-1 mm.) para tratar de conseguir una mayor liberación y ver la posibilidad de una preconcentración gravimétrica mediante el consiguiente estudio en medio denso.

**MOLIENDA A -1 MM. Y ESTUDIO DE LIBERACION**

El material, previa clasificación a -1 mm., se muele en molino de bolas Krupp con rejilla periférica, obteniéndose un producto con las características granulométricas expresadas en la figura 3.

Las fracciones granulométricas se analizan por Sn, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub>, representándose en las figuras 6 y 7 la variación de las leyes y repartos para las diferentes granulometrías, respectivamente.

Según estos datos, observamos que el d<sub>80</sub> está en 30 μ, la variación de leyes es similar a lo que ocurría para el producto triturado a -16 mm., es decir, la ley de Sn y SiO<sub>2</sub> aumenta a medida que es menor el tamaño, a la vez que la ley en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

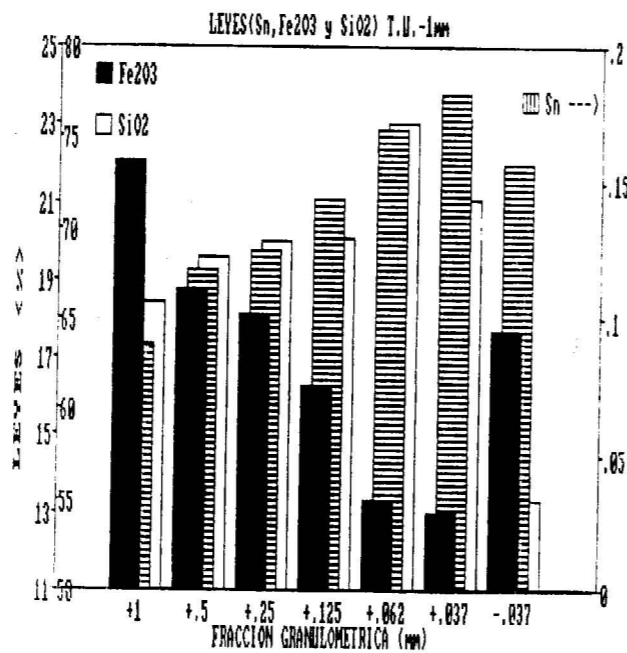


Figura 6.—Variación de leyes (Sn, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub>) en función de la granulometría del T.U. a -1 mm.

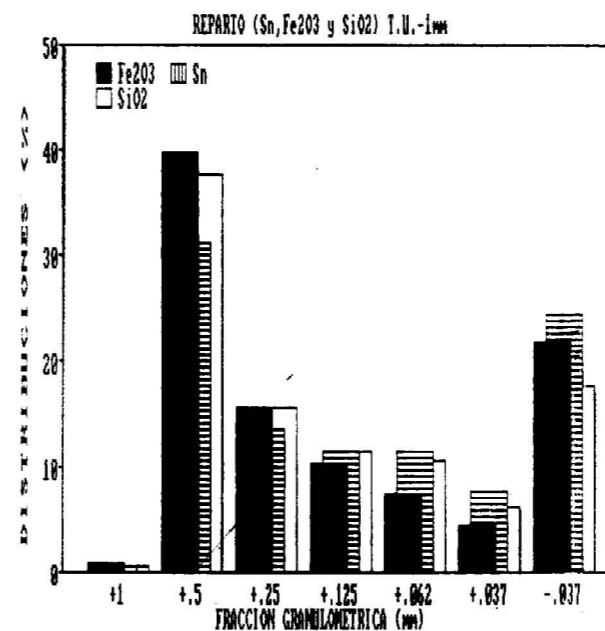


Figura 7.—Variación del reparto en leyes (Sn, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub>) para las diferentes granulometrías del T.U. a -1 mm.

disminuye. En cuanto a la variación de los repartos, los óxidos de hierro están fundamentalmente en las fracciones gruesas; la asociación SiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Sn se da hasta fracciones por encima de 0.125 milímetros; a partir de +0.062 mm., el Sn parece liberarse principalmente del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y ligeramente del SiO<sub>2</sub>, al que está muy asociado.

Resumiendo, al moler se crean lógicamente más finos (-37 μ), pasando de un 14 por 100 en peso para el T.U. (-16 mm.) a un 21 por 100 en peso para el T.U. (-1 mm.), lo que supone un 24 por 100 del Sn contenido en el T.U. Parece ser que se ha conseguido una pequeña liberación, que hemos de comprobar con el estudio de separación en bromoforno sobre dichas fracciones.

*Separación en medio denso (bromoforno)*

La variación de leyes y recuperaciones obtenidas para el producto pesado, así como el balance global de la separación están expresadas en las figuras 8, 9, 10 y 11.

Observamos que ocurre algo muy parecido a lo que se daba en el T.U. a -16 mm.; una ley del pesado en Sn del 0.1195 por 100 frente al ligero del 0.1202 por 100, lo que supone una recuperación

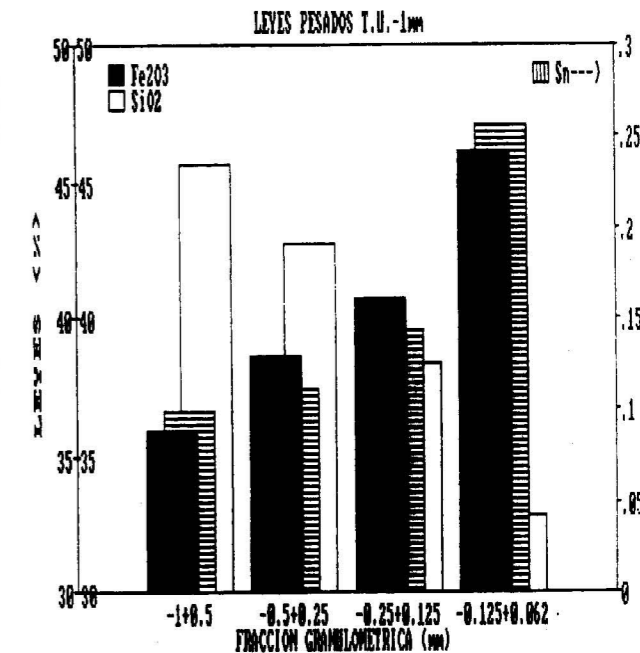


Figura 8.—Variación de las leyes (Sn, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub>) de los productos pesados para las fracciones granulométricas comprendidas entre -1 mm. y 0.062 mm. del T.U. a -1 mm.

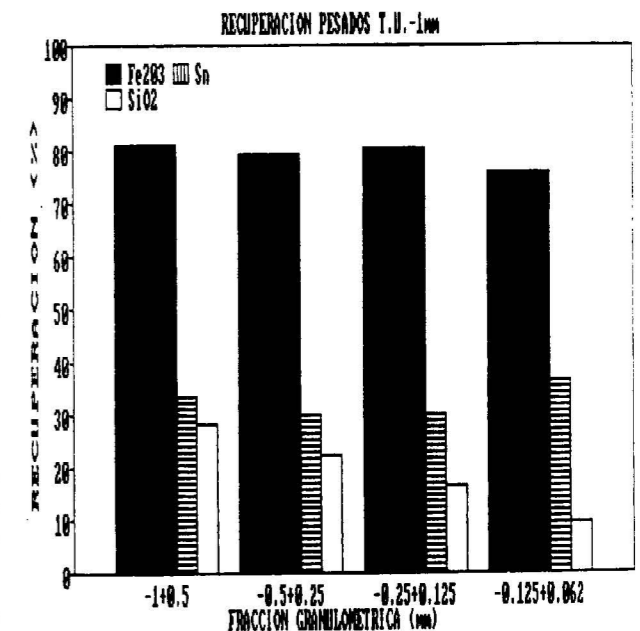


Figura 9.—Distribuciones del Sn, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub> en los productos pesados de las fracciones granulométricas comprendidas entre 1 y 0.062 mm. del T.U. a -1 m.

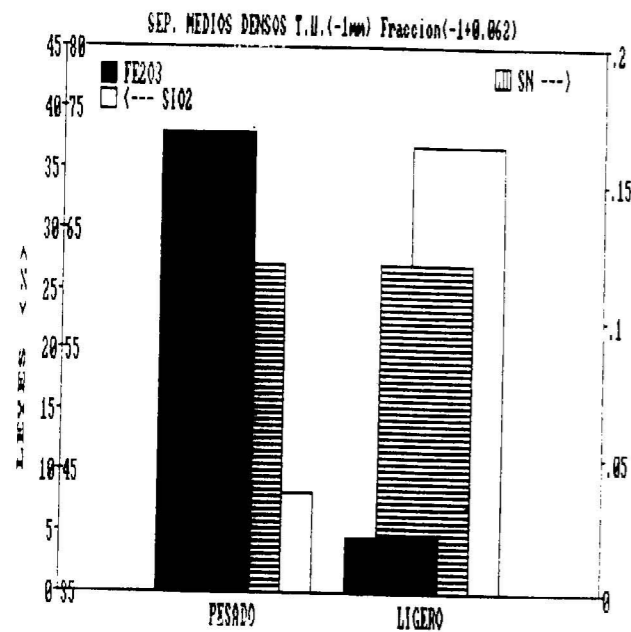


Figura 10.—Leyes de pesado y ligero según el balance global de las separaciones densimétricas de las fracciones del T.U. a -1 mm.

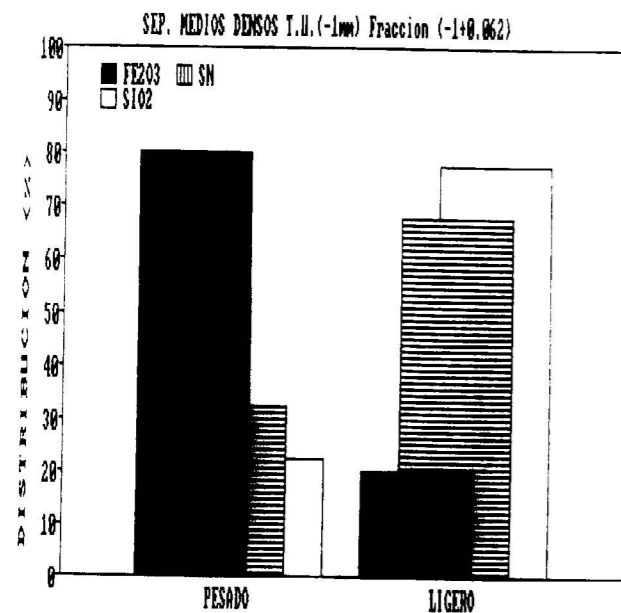


Figura 11.—Distribución del Sn, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub> según el balance global de las separaciones densimétricas de las fracciones del T.U. a -1 mm.

del 32.50 por 100 y, por tanto, una pérdida del 67.50 por 100 del Sn en el producto ligero.

A la vista de estos resultados se deduce que una

preconcentración del Sn por métodos gravimétricos es igualmente inviable a este tamaño, con lo que intentaremos otros tratamientos distintos para esta mineralogía.

Para concluir y explicar el porqué de estos resultados poco satisfactorios se realiza un estudio de los productos pesado y ligero de la fracción más fina estudiada (-0.125+0.062 mm.) mediante microsonda electrónica y obtener a la vez mayor información de cómo se encuentra la casiterita y de sus posibilidades de concentración mediante otros métodos.

#### Estudio por microsonda electrónica de pesados y ligeros

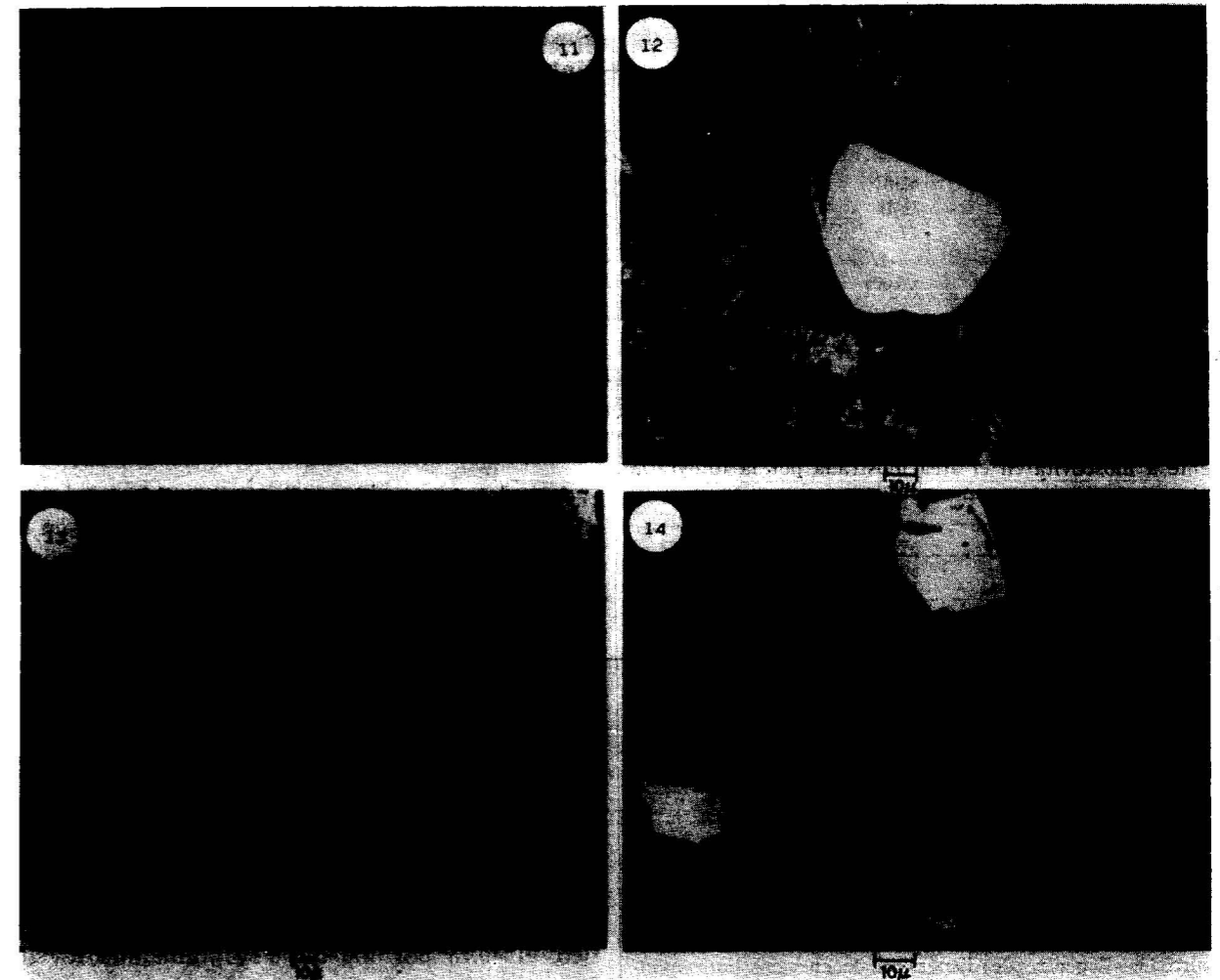
El estudio por microsonda electrónica pone de manifiesto lo siguiente:

#### Producto ligero

- Mayoritariamente este producto está constituido por cuarzo y silicatos aluminicos potásicos con algo de Fe (micas tipo moscovita-sericita).
- En la fotografía 13 se observan los dos tipos de especies mayoritarias portadoras de Si (cuarzo y mica), esta última se ha detectado también mediante dispersión de energías como se observa en los espectros correspondientes (figuras 12, 13 y 14).
- En cuanto a la especie a beneficiar (casiterita), observamos que se encuentra siempre como mixto dentro de los granos de cuarzo fundamentalmente y a tamaños muy pequeños, del orden de 20 μ (fotografía 13) y lógicamente se encuentra en este producto al ser su densidad aparente menor de 2.8 g/cm<sup>3</sup> (densidad del bromoformo).

#### Producto pesado

- Presencia mayoritaria de óxidos e hidróxidos de hierro, la mayor parte liberados (fotografía 14) o bien asociados a cuarzo.
- La casiterita en este producto se encuentra principalmente en granos muy pequeños del orden de 18-20 μ, como mixto con óxidos de hierro y cuarzo (fotografía 15). Por tanto, la presencia de granos de casiterita liberada dentro del producto pesado es muy rara (fotografía 14).



Fotografía núm. 11.—Análogamente para ZrLa.

Fotografía núm. 12.—Imagen electrónica de una zona del T.U. en la que se observa un grano de casiterita libre de 72 μ (blanco reluciente).

Fotografía núm. 13.—Imagen electrónica de un campo correspondiente al producto ligero de la fracción -0.125+0.062 mm. del T.U. a -1 mm. Los granos de casiterita de 18 μ (blancos) están incluidos en dos granos, uno cuarzo y otro de cuarzo y moscovita.

Fotografía núm. 14.—Imagen electrónica de una zona correspondiente al producto pesado de la fracción -0.125+0.062 mm. del T.U. a -1 mm. Los granos claros son de casiterita y los oscuros son de óxido de hierro.

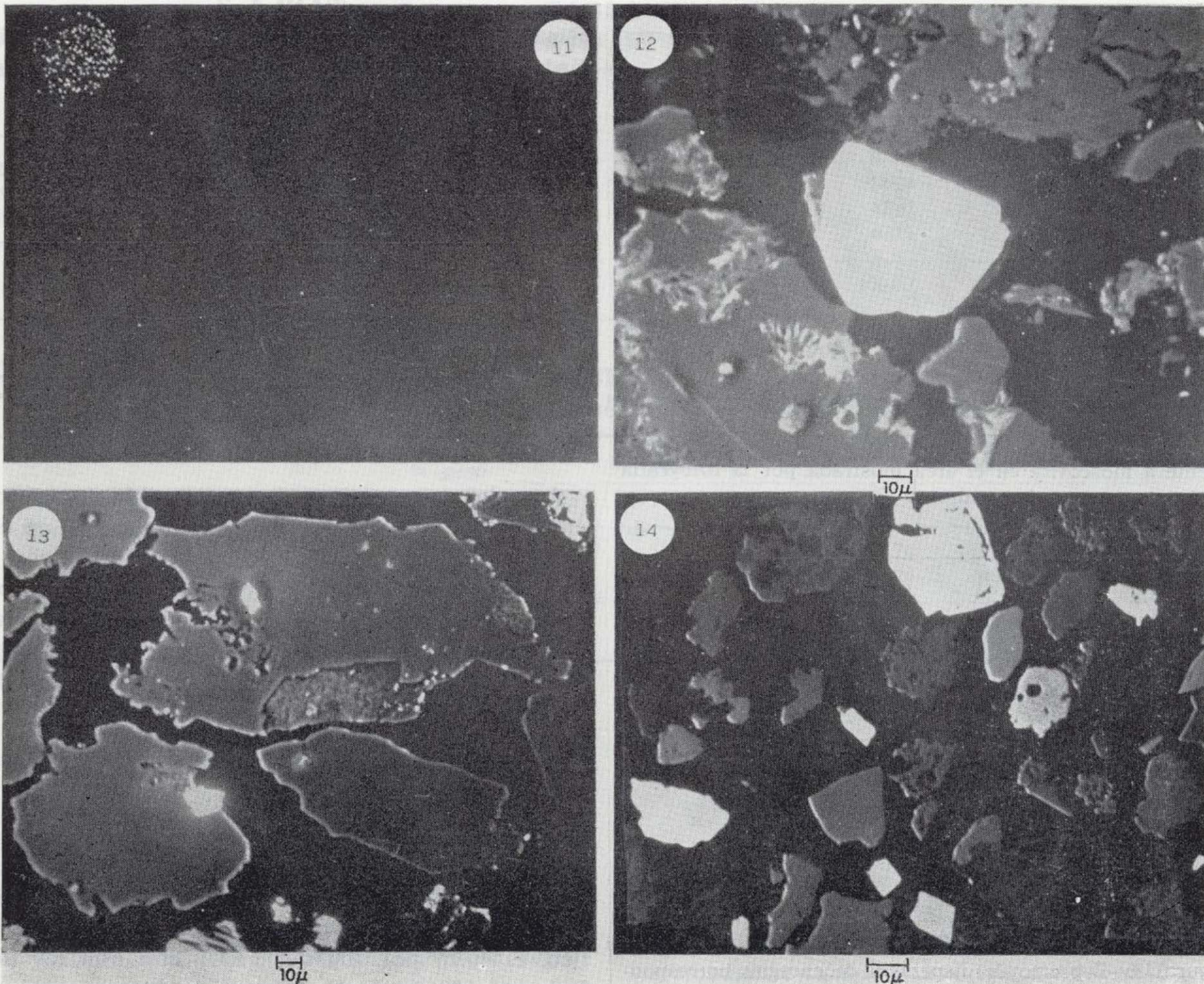
Podemos concluir de acuerdo con estas observaciones, que:

- La existencia de frecuentes asociaciones mixtas de la casiterita, bien en la fracción ligera (casiterita-cuarzo-moscovita), fracción que lleva el 70 por 100 de la casiterita, o bien en la fracción pesada (casiterita-óxido de hierro-cuarzo) en las cuales el tamaño de la casiterita es del orden de 20-30 μ, explica los resul-

tados obtenidos en las separaciones densimétricas.

- Este estudio invalida los métodos gravimétricos (en la tabla 3 se muestran los ensayos realizados en mesa Wilfley, que corroboran todo lo expuesto anteriormente), al tiempo que, por la mineralogía de este producto, frecuentes asociaciones y con tamaños muy pequeños, tamaño de liberación (~10 μ) prevé una difícil concentración mediante flotación convencional.





Fotografía núm. 11.—Análogamente para  $ZrL\alpha$ .

Fotografía núm. 12.—Imagen electrónica de una zona del T.U. en la que se observa un grano de casiterita libre de  $72 \mu$  (blanco reluciente).

Fotografía núm. 13.—Imagen electrónica de un campo correspondiente al producto ligero de la fracción  $-0.125 + 0.062$  mm. del T.U. a  $-1$  mm. Los granos de casiterita de  $18 \mu$  (blancos) están incluidos en dos granos, uno cuarzo y otro de cuarzo y moscovita.

Fotografía núm. 14.—Imagen electrónica de una zona correspondiente al producto pesado de la fracción  $-0.125 + 0.062$  mm. del T.U. a  $-1$  mm. Los granos claros son de casiterita y los oscuros son de óxido de hierro.

Podemos concluir de acuerdo con estas observaciones, que:

- La existencia de frecuentes asociaciones mixtas de la casiterita, bien en la fracción ligera (casiterita-cuarzo-moscovita), fracción que lleva el 70 por 100 de la casiterita, o bien en la fracción pesada (casiterita-óxido de hierro-cuarzo) en las cuales el tamaño de la casiterita es del orden de  $20-30 \mu$ , explica los resul-

tados obtenidos en las separaciones densimétricas.

- Este estudio invalida los métodos gravimétricos (en la tabla 3 se muestran los ensayos realizados en mesa Wilfley, que corroboran todo lo expuesto anteriormente), al tiempo que, por la mineralogía de este producto, frecuentes asociaciones y con tamaños muy pequeños, tamaño de liberación ( $\sim 10 \mu$ ) prevé una difícil concentración mediante flotación convencional.

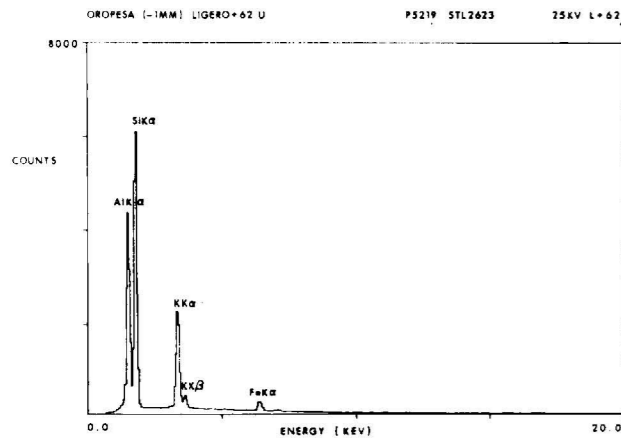


Figura 12.—Espectro de dispersión de energías correspondiente a moscovita en el área mostrada por la fotografía número 13.

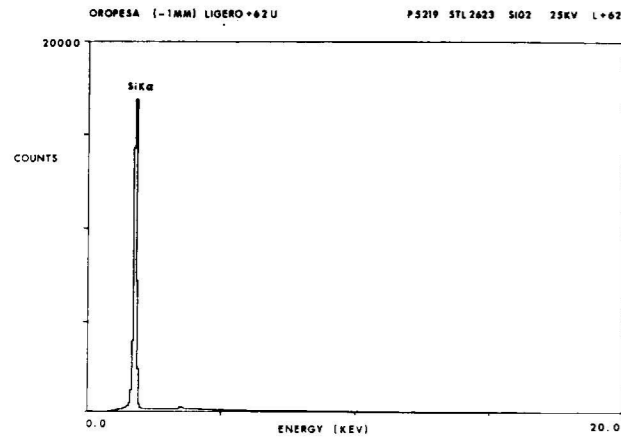


Figura 13.—Espectro de dispersión de energías correspondiente a cuarzo en el área mostrada en la fotografía número 13.

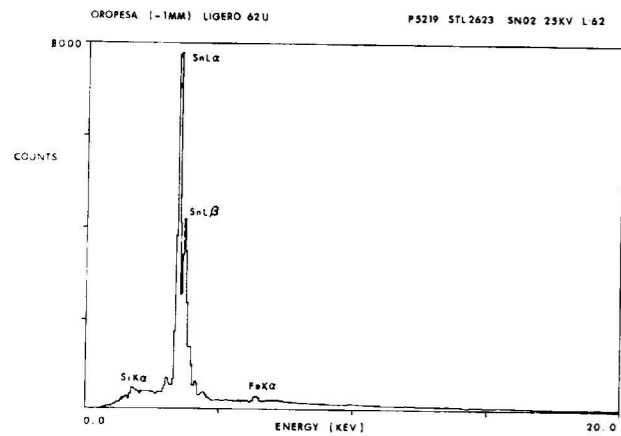


Figura 14.—Espectro de dispersión de energías correspondiente a casiterita en el área mostrada por la fotografía número 13.

**TABLA 3**  
**Resultados de los ensayos realizados sobre distintas fracciones del T.U. a -1 mm. en mesa Wilfley.**

Fracción granulométrica (mm.)	% peso en concentrado	Ley Sn inicial (%)	Ley Sn concentrado (%)	% recuperación
-1 +0.5	3.26	0.112	0.094	2.74
-0.5 +0.25	5.68	0.123	0.112	5.17
-0.25+0.125	4.22	0.146	0.248	7.17
-0.125	3.07	0.177	0.619	10.72

**ENSAYOS DE SEPARACION MAGNETICA**

Ante las perspectivas de una posible concentración de la casiterita por flotación, se pensó en eliminar la mayor parte del óxido de hierro con la menor pérdida posible de estaño, mediante separación magnética a baja intensidad. El material, por tanto, se muele a un tamaño -0.25 mm. (tabla 4), en el cual los óxidos de hierro parecen tener buena liberación.

Los resultados obtenidos se observan de una manera global en la tabla 5.

En el proceso de separación magnética conseguimos eliminar el 59.27 por 100 del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, perdiendo el 6.76 por 100 del Sn para estas fracciones, quedándonos aún, en el producto no magnético, el 40.73 por 100 del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, con una ley del 8.64 por 100 en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que no podemos eliminar en estas condiciones.

En un proceso de separación magnética a alta intensidad en húmedo se ha conseguido eliminar el 88 por 100 del óxido de hierro con una ley en el producto no magnético del 6.12 por 100 en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pero a costa de perder el 30 por 100 del Sn en el producto magnético.

En el estudio mediante microsonda electrónica de ambos productos, magnético y no magnético, se observa que:

**Producto magnético**

— En este producto la casiterita se encuentra cementada en los óxidos de hierro (fotografía 16), en la cual observamos dos granos de casiterita en un grano mixto de óxido de hierro y cuarzo.

**TABLA 4**  
**Análisis granulométrico del T.U. a -0.25 mm.**

Fracción granulométrica (mm.)	% peso	Leyes			% reparto		
		% Sn	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% SiO <sub>2</sub>	Sn	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
-0.25 +0.125	27.79	0.121	21.62	68.75	18.26	24.04	22.90
-0.125+0.037	38.54	0.156	14.35	73.03	41.63	28.22	43.03
-0.037	39.67	0.146	23.59	56.19	40.11	47.74	34.07
T.U. (-0.25)	100.00	0.144	19.60	65.42	100.00	100.00	100.00

**TABLA 5**  
**Balance global de la separación magnética en seco sobre el T.U. a -0.25 mm.**

Producto	% peso	Leyes			% recuperación		
		% Sn	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% SiO <sub>2</sub>	Sn	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
Magnético	18.94	0.053	53.78	28.37	6.76	59.27	7.51
No magnético	81.06	0.172	8.64	81.60	93.24	40.73	92.49
T.U. (-0.25+0.037 mm.)	100.00	0.149	17.79	71.52	100.00	100.00	100.00

— Se observa, raramente, la presencia de casiterita, que posee una especie de cenefa a su alrededor de óxidos de hierro. Así, en las fotografías 17, 18 y 19 se aprecia cómo los óxidos de hierro rodean a la casiterita libre. Se podría pensar también en la existencia de Fe dentro de su estructura cristalina como inclusión, aunque no parece relevante según se observa en la tabla 6, donde se muestra el análisis de dos casiteritas mediante microsonda electrónica.

ra conseguir la liberación de la casiterita con los inconvenientes que ello representaría en la flotación convencional de estas partículas.

— Al estar la casiterita rodeada de óxido de hierro se impide la acción colectora de los reactivos empleados para su flotación. La eliminación del óxido de hierro sería posible mediante una lixiviación ácida sobre el producto no magnético, y en este caso sólo conseguiríamos flotar la casiterita ya libre y la liberalizada.

**Producto no magnético**

— Dentro de este producto la casiterita está asociada principalmente a cuarzo, como se observa en las fotografías 20 y 21.

— El óxido de hierro presente en este producto aparece como mixto con cuarzo, o rodeando a la casiterita, como se observa en la fotografía 22.

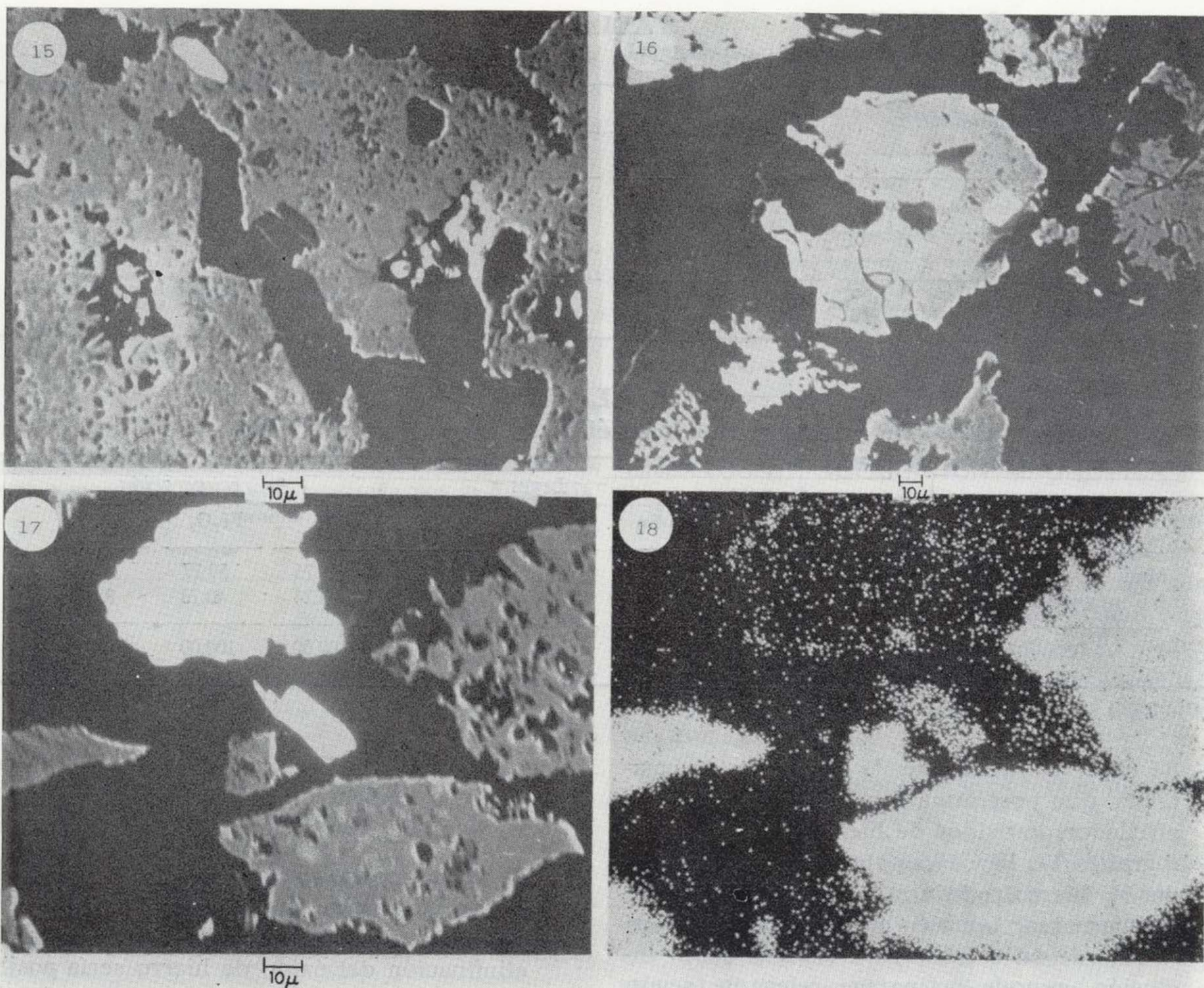
Estas observaciones nos hacen pensar en la imposibilidad de concentración de la casiterita por flotación convencional debido a los factores siguientes:

— Necesidad de una molienda a tamaños muy pequeños del orden de 10-20 micrómetros pa-

**POSIBILIDADES DE CONCENTRACION POR FLOTACION**

La posibilidad de una concentración por flotación se ha estudiado mediante dos esquemas, 1 y 2 (fig. 15), sobre los productos no magnéticos de las fracciones (-0.25+0.125 mm.) y (-0.125 +0.037 mm.) del T.U. -0.25 mm.

Con estos dos esquemas se pretenden comprobar las observaciones obtenidas mediante la microsonda electrónica, tanto sobre el T.U. como sobre los otros productos obtenidos, y deducir realmente las posibilidades que tendría la flotación sobre el rechazo no magnético.



Fotografía núm. 15.—Grano mixto de óxido de hierro (gris) y cuarzo (negro) con un grano de casiterita incluida en ellos (blanco) correspondiente al producto pesado.

Fotografía núm. 16.—Imagen electrónica de una zona correspondiente al producto magnético del T.U. a  $-0.25$  mm. Los granos claros son de casiterita y el gris de óxido de hierro.

Fotografías núms. 17, 18 y 19.—Imagen electrónica y de R-X correspondientes a Fe y Sn respectivamente de una zona del producto magnético del T.U. a  $-0.25$  mm.

Los resultados obtenidos se encuentran en las tablas 7, 8, 9 y 10, en las que se observan:

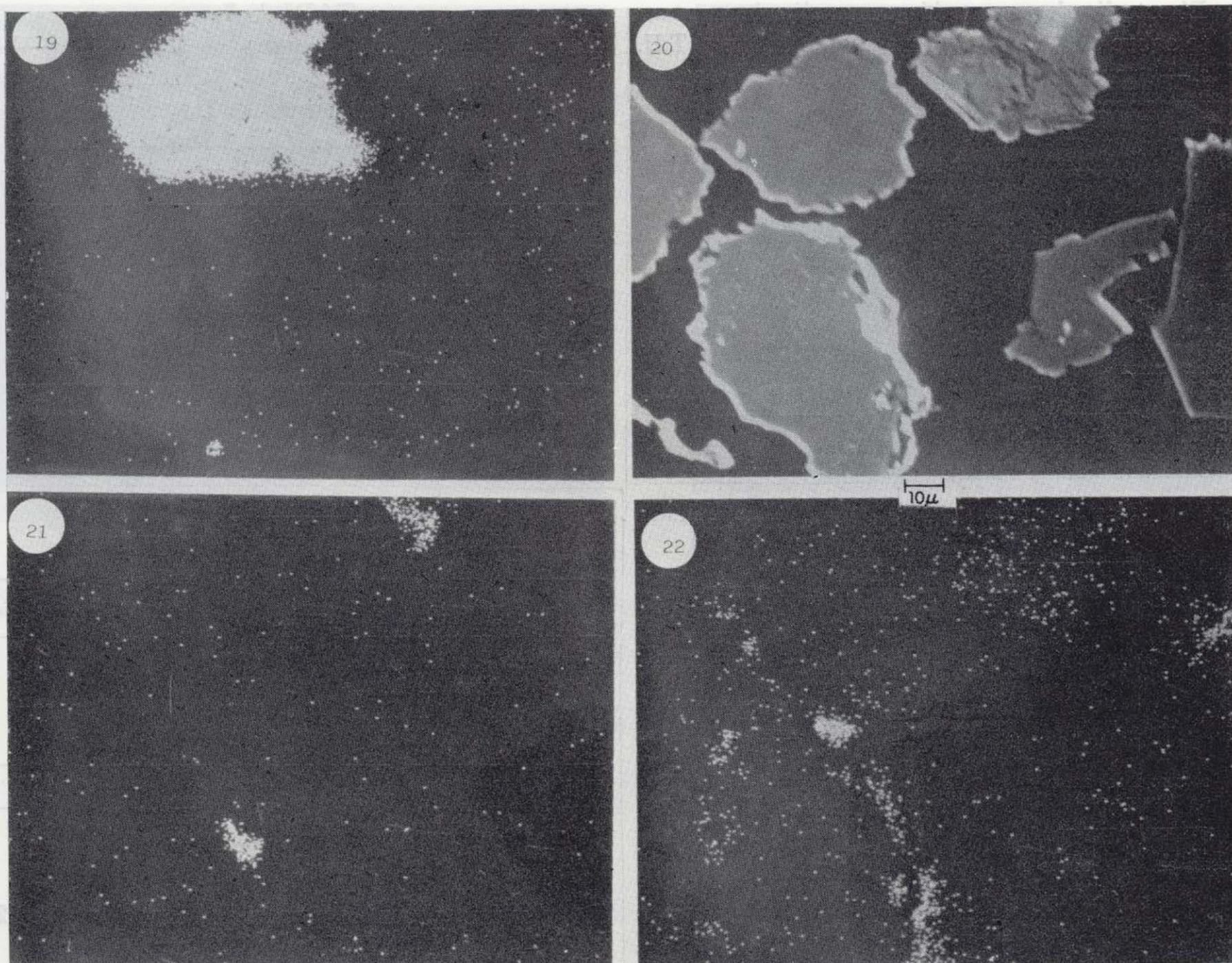
— Fracción ( $-250+125 \mu$ )

Mediante los dos esquemas se observa que el 72 por 100 del Sn (casiterita) se encuentra asociado a cuarzo y silicatos, como refleja el esquema 2. Y mediante el esquema 1 vemos que de esa casiterita asociada a cuarzo y silicatos, el 23 por 100

está asociada a óxidos de hierro (producto ligero 2).

— Fracción ( $-125+37 \mu$ )

En esta fracción, en la que lógicamente la casiterita debería estar más liberada, observamos, mediante ambos esquemas, que entre el 75 y 80 por 100 de la casiterita se encuentra con cuarzo y silicatos, y de estos porcentajes el 14-15 por 100 está también asociado a óxidos de hierro, según el esquema 1 (producto ligero 2).



Fotografías núms. 20, 21 y 22.—Imagen de una zona del producto no magnético del T.U. a  $-0.25$  mm. y de R-X correspondientes a  $\text{SnL}\alpha$  y  $\text{FeK}\alpha$ , respectivamente.

En ambas fracciones la casiterita libre y liberalizada constituye alrededor del 17 por 100 para ( $-250+125 \mu$ ) y del 18 por 100 para ( $-125+62 \mu$ ) de la presente en estas fracciones. Las leyes obtenidas del 23 por 100 y 28 por 100 de Sn son similares en ambos productos.

En los productos denominados Pesado 2 y Pesado, según los esquemas 1 y 2, respectivamente, existen otros minerales pesados junto a las casiteritas libres y liberalizadas (fotografía 23), habiéndose observado fundamentalmente zircón y anatasa, como se ve en las fotografías 24 y 25,

en la que tenemos un mixto de casiterita y anatasa.

Estos resultados corroboran los estudios mediante microsonda electrónica del T.U. y de los diferentes productos obtenidos en los procesos estudiados, así como los estudios de liberación.

### CONCLUSIONES

- 1.<sup>a</sup> El estudio mineralógico del T.U. mediante las diferentes técnicas y preferentemente mediante microsonda electrónica nos revela ya los problemas de concentración que podían presentarse.

2.<sup>a</sup> El estudio de separación en medio denso, tanto sobre el T.U. a -16 mm., como sobre el T.U. a -1 mm., nos indica la imposibilidad de una preconcentración gravimétrica.

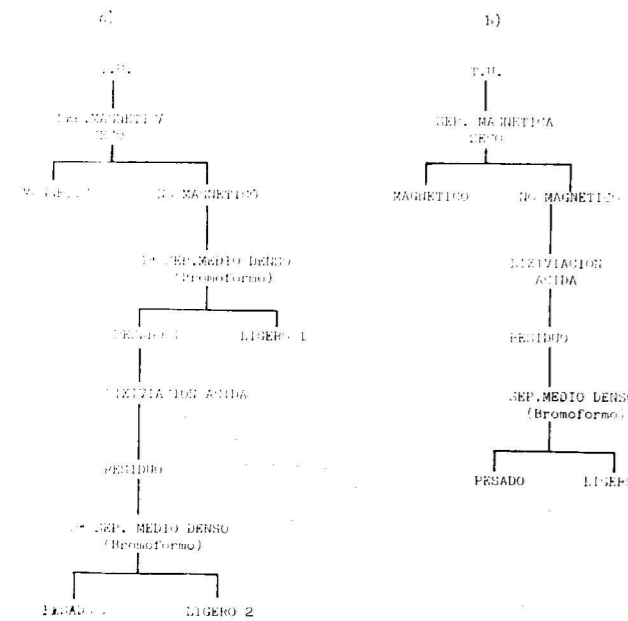


Figura 15.—a) Esquema 1. b) Esquema 2.

**TABLA 6**

**Análisis de dos casiteritas del T.U. mediante microsonda electrónica**

Casiterita 1	Punto 1	Punto 2	Punto 3
% SnO <sub>2</sub> ... ..	97.08	96.46	98.35
% TiO <sub>2</sub> ... ..	2.48	2.97	1.18
% MnO ... ..	0.01	0.02	0.04
% FeO ... ..	0.43	0.55	0.43
	100.00	100.00	100.00
Casiterita 2	Punto 1	Punto 2	Punto 3
% SnO <sub>2</sub> ... ..	98.42	98.19	98.30
% TiO <sub>2</sub> ... ..	1.22	1.41	1.32
% MnO ... ..	0.03	0.01	0.02
% FeO ... ..	0.33	0.39	0.36
	100.00	100.00	100.00

**TABLA 7**  
**Resultados obtenidos para la fracción (-250 +125 μ) del T.U. a -0.25 mm. según el esquema 1**

Producto	Ley en Sn (%)	% recuperación
Magnético ... ..	0.058	10.58
No magnético ... ..	0.161	89.42
Ligero 1 ... ..	0.107	50.62
Pesado 1 ... ..	0.469	38.80
Ligero 2 ... ..	0.558	22.91
Pesado 2 ... ..	22.827	15.89
T.U. (-250+125 μ) ... ..	0.136	100.00

**TABLA 8**  
**Análogamente según el esquema 2**

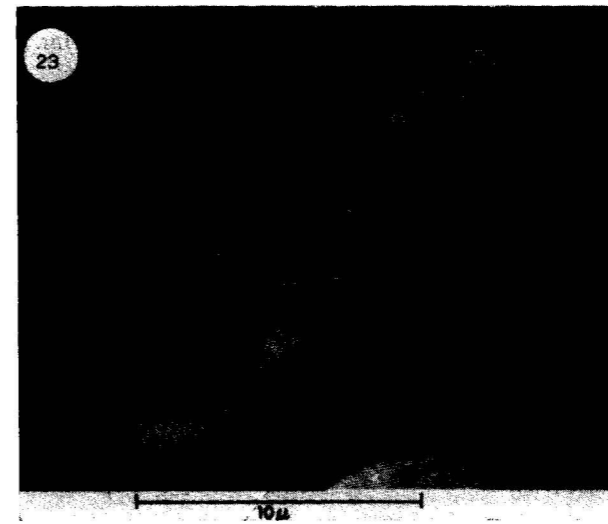
Producto	Ley en Sn (%)	% recuperación
Magnético ... ..	0.058	10.58
No magnético ... ..	0.161	89.42
Ligero ... ..	0.154	71.82
Pesado ... ..	23.310	17.60
T.U. (-250+125 μ) ... ..	0.136	100.00

**TABLA 9**  
**Resultados obtenidos para la fracción (-125 +37 μ) del T.U. a -0.25 mm. según el esquema 1**

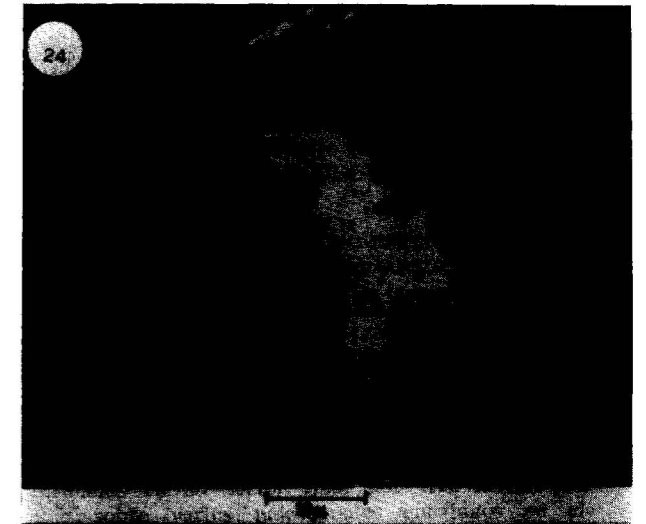
Producto	Ley en Sn (%)	% recuperación
Magnético ... ..	0.049	4.89
No magnético ... ..	0.177	95.11
Ligero 1 ... ..	0.123	61.68
Pesado 1 ... ..	0.932	33.43
Ligero 2 ... ..	1.020	14.91
Pesado 2 ... ..	23.910	18.52
T.U. (-125+37 μ) ... ..	0.157	100.00

**TABLA 10**  
**Análogamente según el esquema 2**

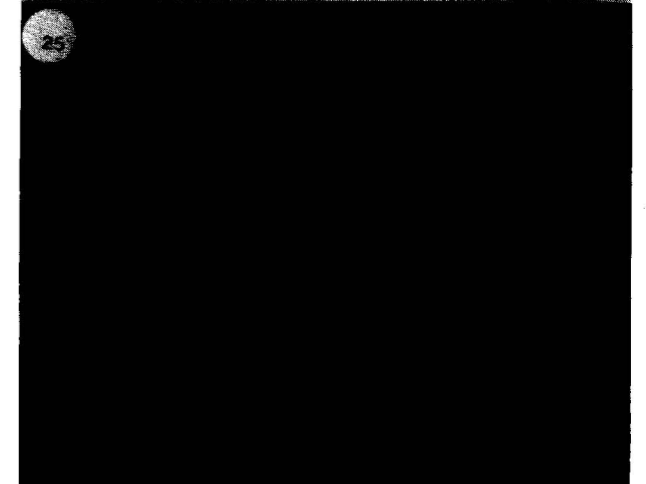
Producto	Ley en Sn (%)	% recuperación
Magnético ... ..	0.049	4.89
No magnético ... ..	0.177	95.11
Ligero ... ..	0.172	80.75
Pesado ... ..	28.620	14.36
T.U. (-125+37 μ) ... ..	0.157	100.00



Fotografía núm. 23.—Imagen de una casiterita «concentrada» típica del yacimiento de Oropesa.



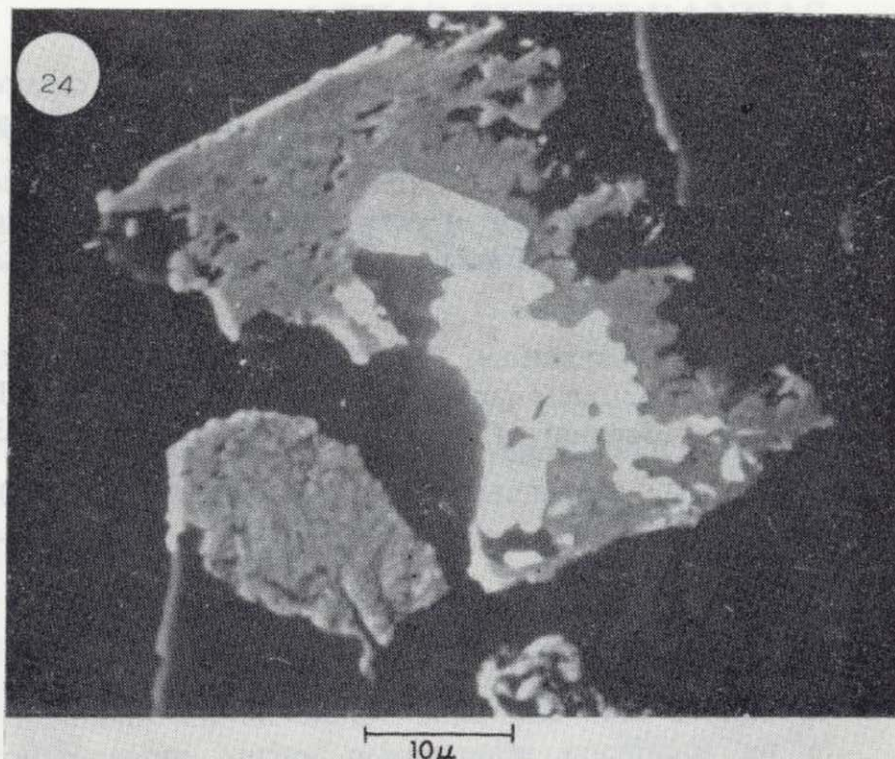
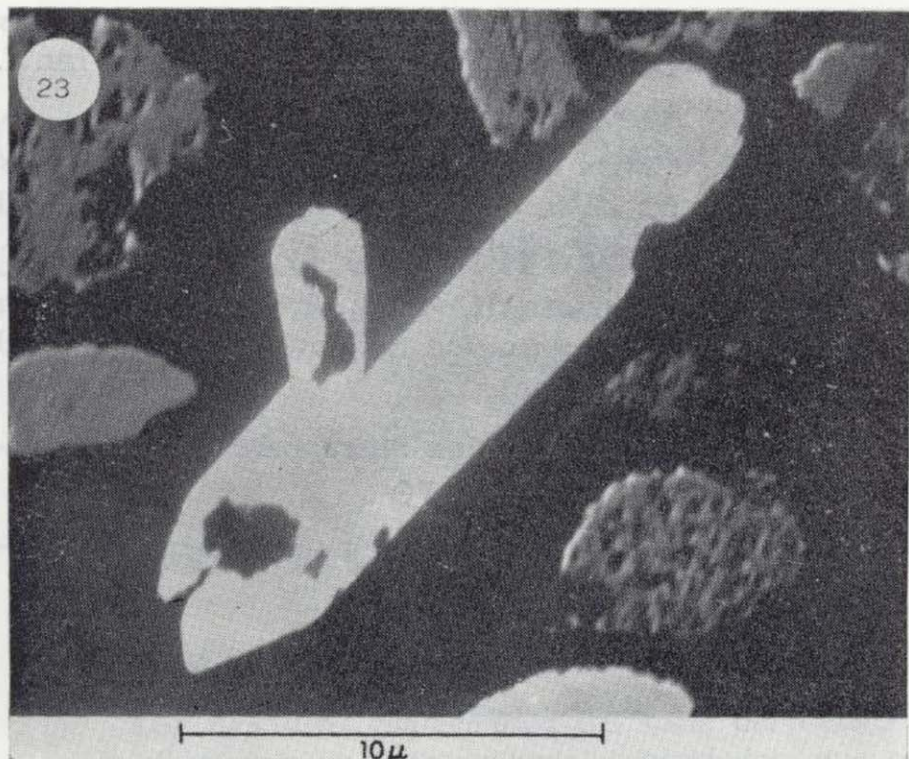
Fotografía núm. 24.—Imagen de un mixto de casiterita (blanco) y anatasa (gris).



Fotografía núm. 25.—Imagen de R-X correspondiente a TiKα en el mismo área de la fotografía núm. 24.

- El porqué de estos hechos se demuestra mediante el estudio por microsonda electrónica sobre los productos pesado y ligero, a la vez que nos determina que el tamaño de liberación está alrededor de 10 μ y nos da una valiosa información acerca de otros métodos de concentración y de sus posibles problemas.
- La separación magnética como etapa previa sobre el T.U. a -0.25 mm., llevada a cabo con el fin de eliminar los óxidos de hierro, problemáticos ante una posible concentración por flotación de la casiterita, consigue eliminar el 59.27 por 100 del mismo.
- La casiterita, que se encuentra en su mayor parte en el producto no magnético, está parcialmente rodeada por óxidos de hierro aún no eliminados, lo que impediría la acción colectora de reactivos específicos para la misma.
- Los dos esquemas presentados nos revelan el bajo porcentaje de casiterita liberada y liberada mediante lixiviación, sobre los tamaños estudiados.
- El tamaño que habría de alcanzarse para conseguir una liberación de la casiterita, así como la presencia de óxido de hierro, hacen invia-

ble una concentración rentable de la casiterita mediante los medios convencionales, por lo que sería necesario estudiar la aplicación de otros métodos adecuados para ultrafinos como: separación magnética de alto gradiente, flotación en columna, aglomeración selectiva, mesas Mazley, etc.



Fotografía núm. 23.—Imagen de una casiterita «concentrada» típica del yacimiento de Oropesa.

Fotografía núm. 24.—Imagen de un mixto de casiterita (blanco) y anatasa (gris).

Fotografía núm. 25.—Imagen de R-X correspondiente a  $TiK\alpha$  en el mismo área de la fotografía núm. 24.

- 3.<sup>a</sup> El porqué de estos hechos se demuestra mediante el estudio por microsonda electrónica sobre los productos pesado y ligero, a la vez que nos determina que el tamaño de liberación está alrededor de  $10 \mu$  y nos da una valiosa información acerca de otros métodos de concentración y de sus posibles problemas.
- 4.<sup>a</sup> La separación magnética como etapa previa sobre el T.U. a  $-0.25 \text{ mm.}$ , llevada a cabo con el fin de eliminar los óxidos de hierro, problemáticos ante una posible concentración por flotación de la casiterita, consigue eliminar el 59.27 por 100 del mismo.
- 5.<sup>a</sup> La casiterita, que se encuentra en su mayor parte en el producto no magnético, está parcialmente rodeada por óxidos de hierro aún no eliminados, lo que impediría la acción colectora de reactivos específicos para la misma.
- 6.<sup>a</sup> Los dos esquemas presentados nos revelan el bajo porcentaje de casiterita liberada y liberalizada mediante lixiviación, sobre los tamaños estudiados.
- 7.<sup>a</sup> El tamaño que habría de alcanzarse para conseguir una liberación de la casiterita, así como la presencia de óxido de hierro, hacen invia-

ble una concentración rentable de la casiterita mediante los medios convencionales, por lo que sería necesario estudiar la aplicación de otros métodos adecuados para ultrafinos como: separación magnética de alto gradiente, flotación en columna, aglomeración selectiva, mesas Mazley, etc.

## BIBLIOGRAFIA

- DE CUYPER, J., y SALAS, A. (1978): *Flotation of cassiterite*. Simposio Internacional del Estaño. La Paz (Bolivia).
- GERMÁN ZAMBRANA, Z., y CRISTIAN, S. (1978): *High gradient magnetic separation of cassiterite and iron bearing minerals*. Simposio Internacional del Estaño. La Paz (Bolivia).
- LAAPAS, H.; LUKKARINEN, T., y SALO, A. (1985): *The separation of cassiterite from a low grade tin-pegmatite*. International Journal of Mineral Processing, 15:135-143.
- BALDAUF, H.; SCHOENHERR, J., y SCHUBERT, H. (1985): *Alkane dicarboxylic acids and aminonaphthol-sulfuric acids — a new reagent regime for cassiterite flotation*. Int. J. Miner. Process, 15:117-133.
- OMAR MANZANO, M., y GERMÁN ZAMBRANA, Z. (1978): *Aglomeración selectiva de la casiterita*. Simposio Internacional del Estaño. La Paz (Bolivia).
- BURT, R. O., y STOELZLE, H. (1978): *Recovery of fine Tin ores by gravity concentration*. Simposio Internacional del Estaño. La Paz (Bolivia).
- REED, S. J. B. (1975): *Electron microprobe analysis*. Cambridge University Press, 400 pp.

Recibido: Diciembre 1988

## AGUAS SUBTERRANEAS

## Contaminación y evolución geoquímica del agua subterránea del acuífero aluvial del Valle del Congost (Barcelona)

Por A. NAVARRO FLORES (1)

## RESUMEN

Los depósitos cuaternarios del valle del Congost están formados en su sector final por tres niveles de terrazas aluviales y limos coluviales asociados, que se desarrollan sobre varios paleocanales encajados en el sustrato miocénico.

El acuífero aluvial presenta cierta contaminación originada por la infiltración de vertidos industriales, actividades agrícolas y residuos diversos que rellenan antiguas extracciones de áridos.

La acción de los vertidos contaminantes y la existencia de paleocanales provocan una diferenciación geoquímica en el agua subterránea caracterizando un sistema de flujo fuertemente condicionado por la geometría del acuífero. Los métodos usuales de estudio de la química del agua subterránea (diagrama de Piper, Schoeller-Berkaloff, etc.) no son suficientes para explicar el origen de los contaminantes y la evolución geoquímica del agua, por lo que la utilización del análisis multivariante se revela como un instrumento útil en el estudio de las aguas subterráneas.

Este trabajo es una síntesis parcial de la tesis de licenciatura leída en la Universidad de Barcelona por el autor en enero de 1986 y dirigida por los Drs. Emilio Custodio Gimena y Javier Font Cisteró.

## RESUME

Les dépôts quaternaires du bassin du Congost sont constitués dans le secteur final du bassin par trois niveaux alluviaux avec niveaux colluviaux associés, ils sont développés sur quelques paleolits encaissés sur le Miocène.

L'aquifère alluvial est contaminé par l'infiltration des déversements industriels, activités agricoles et des déchets déposés dans anciennes gravières.

La action des déversements polluants et l'existence des paleolits produisent une différenciation géochimique dans l'eau souterraine, ceux-ci ont permis caractériser un système de flux conditionné par la géométrie de l'aquifère. Les méthodes habituels d'étude de la chimie de l'eau souterraine (diagrammes de Piper, Schoeller, etc.) sont insuffisants pour expliquer l'origine des polluants et l'évolution géochimique de l'eau, donc l'utilisation de l'analyse multivariante se manifeste très utile dans l'étude des eaux souterraines.

Cet étude est une synthèse de la thèse de licenciature exposée par l'auteur à l'Université de Barcelona à 1986 et dirigée par les Drs. E. Custodio Gimena et J. Font Cisteró.

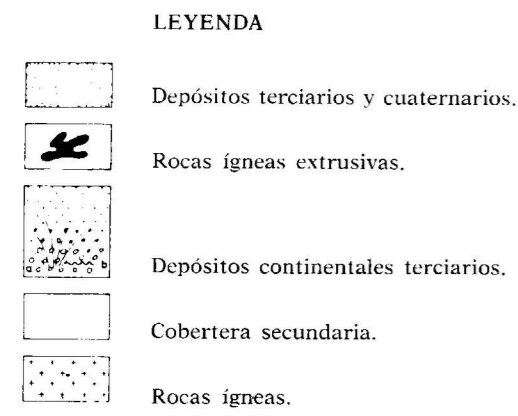
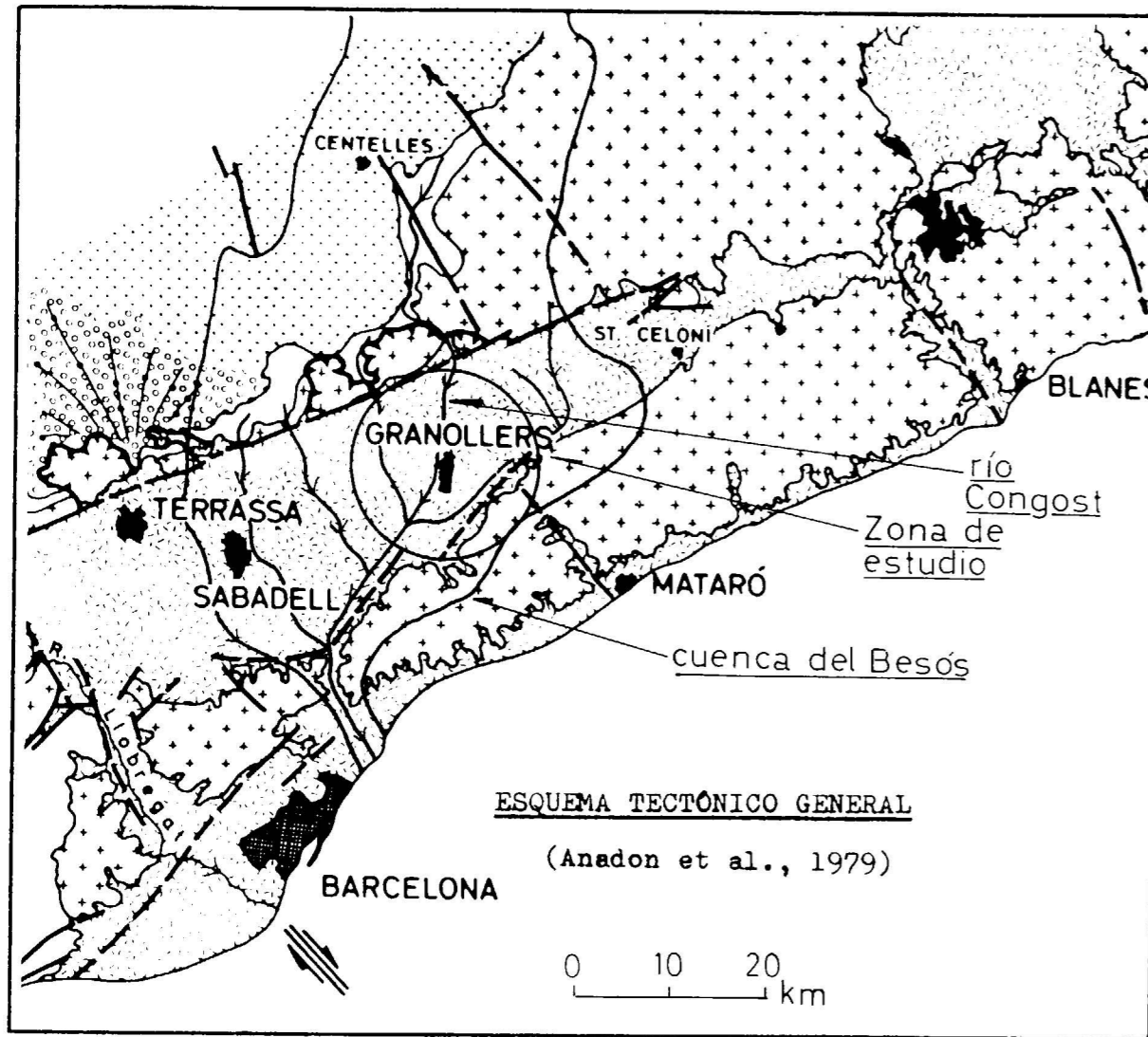
## 1. MARCO GEOGRAFICO Y ECONOMICO

El Valle del Congost (fig. 1), en su tramo final, constituye una unidad con caracteres propios dentro del ámbito del Vallés Oriental. Esta área vertebrada en torno a la ciudad de Granollers, cuenta en la actualidad (censo 1981) con 66.196 habitantes distribuidos en los municipios de Canovelles, Granollers, Les Franqueses del Vallés y Montme-

ló, abarcando una superficie aproximada de 49 kilómetros cuadrados.

El río Congost nace en la Cordillera Prelitoral Catalana, y corre en dirección Sur, hasta que se une con el río Mogent, para formar el Besós, a la altura de Montmeló. Entre este último punto y el estrecho existente a la salida de La Garriga, los materiales aluviales del valle forman una cubeta aislada, sobre la que el hombre ha desarrollado una intensa actividad desde hace 2.500 años (ARRIZABALAGA et al., 1984).

(1) Centro de Estudios e Investigación del Agua. S. G. A. B., S. A. Ps. San Juan, 39. 08009 Barcelona.



En la actualidad esta zona sustenta una actividad agrícola tradicional en el Pla de Llerona, situado al norte de Granollers, y en el Pla de Palou, al sur de la misma población. Junto a estas actividades clásicas convive un sector industrial, ubicado fundamentalmente a orillas del Congost, en varios polígonos industriales.

Todo ello conlleva un fuerte potencial contaminante que se refleja en el lamentable estado de las aguas superficiales, y en la contaminación de las aguas subterráneas.

**2. MARCO GEOLOGICO**

En la denominada cubeta del Congost podemos

Figura 1

distinguir tres niveles de terrazas aluviales asociadas a depósitos limosos de origen coluvial, que, a su vez, engarzan con glaciares desarrollados en las vertientes miocénicas (DE MAS, 1981). La edad de los materiales cuaternarios oscila entre el interglacial Riss-Wurm de la Terraza Superior y el Holoceno para la Terraza Inferior (DE MAS, op. cit.). El número y altura de las terrazas depende de la zona del valle en que nos encontremos, apreciándose a partir del final de la cubeta un progresivo encajamiento de las mismas (SOLÉ y LLOBET, 1957).

Las terrazas se presentan en las cercanías de Granollers del siguiente modo (fig. 2):

- Terraza Superior (a 5-10 m. sobre el Congost).
- Terraza Media (a 2 m. sobre el Congost).
- Terraza Inferior (a 0,5-1 m. sobre el Congost).

La naturaleza litológica de cada terraza es muy variable, así la Terraza Superior posee una cober-

tera limosa muy potente (4-8 m.), mientras que en la Terraza Media e Inferior esta capa superficial apenas supera los 2 metros. Asimismo, las dos terrazas inferiores están constituidas por capas de arenas y gravas muy limpias, mientras que en la Terraza Superior las arcillas y limos forman abundantes intercalaciones entre capas de arenas y gravas con matriz arcillosa. En el área de Granollers la base de la Terraza Superior está formada por un potente depósito de gravas limpias.

El Mioceno constituye la base impermeable sobre la que descansan las terrazas aluviales. En este área se presentan dos facies características (ALONSO et al., 1976):

- Arcillas y areniscas arcósicas.
- Arcillas amarillas y lentejones de areniscas y conglomerados.

Estos materiales conforman los relieves que separan a los distintos cursos fluviales de la cuenca,

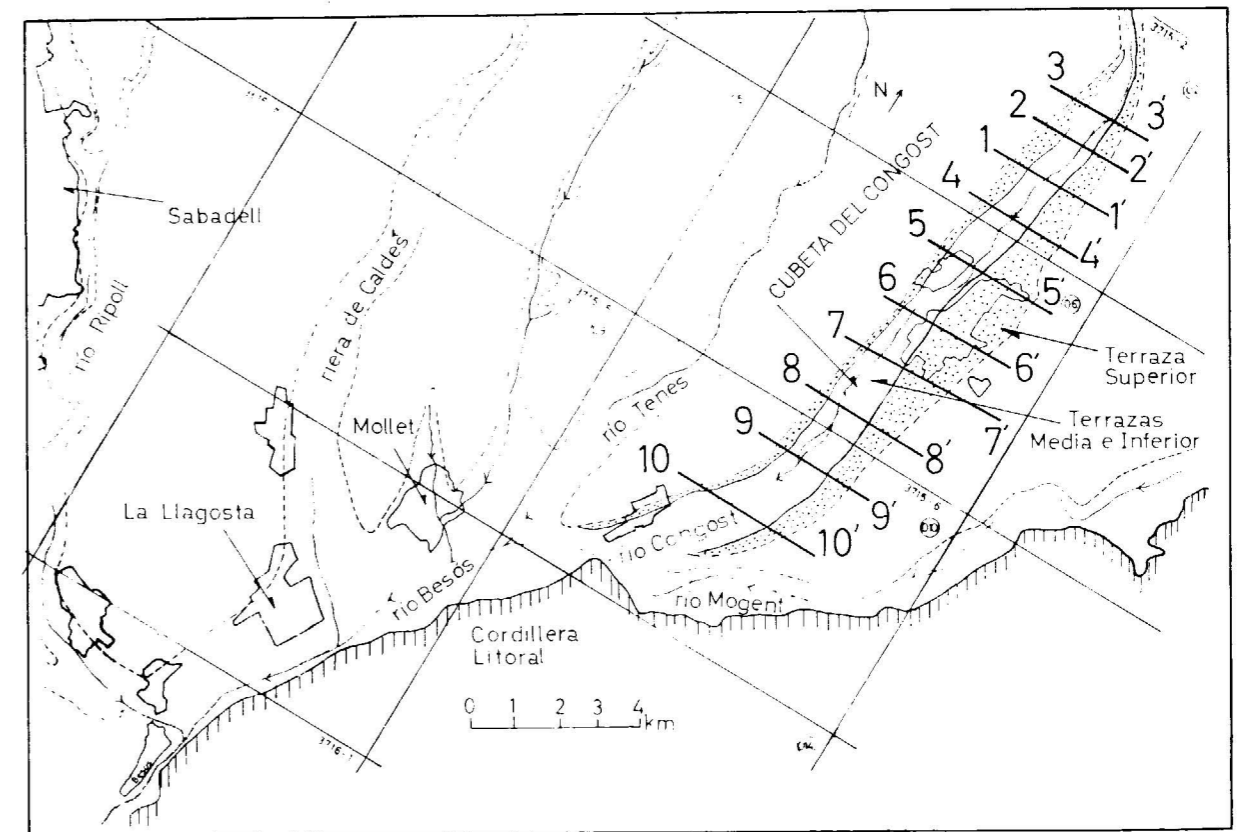


Figura 2



sobre ellos se asientan los depósitos coluviales de escaso interés hidrogeológico y que se enlazan con los niveles de limos de las terrazas.

Las terrazas aluviales se desarrollan sobre paleocanales excavados en el sustrato miocénico y que son continuación de los existentes bajo el curso del río Besós (COROMINAS, 1982). A grandes rasgos podemos distinguir dos paleocanales (figuras 3 y 4), que recorren la cubeta del Congost, desde el estrecho de Montmeló al sur, hasta el estrecho de La Garriga al norte. La profundidad máxima de los paleocanales es de 12 m. para la margen derecha y de 15 m. para el paleocanal de la margen izquierda. Entre ambos se eleva un umbral que coincide con el cauce del río en gran parte de la cubeta. Dicho umbral en algunos sec-

tores aflora en superficie determinando la existencia de flujos independientes en el acuífero.

### 3. ACUIFEROS: PARAMETROS HIDROGEOLOGICOS Y FUNCIONAMIENTO

En el Valle del Congost podemos distinguir dos sistemas acuíferos diferenciados:

- Acuífero formado por las terrazas aluviales del Congost.
- Acuíferos del Mioceno.

Las terrazas aluviales formadas por gravas y arenas constituyen un único acuífero aluvial cuyas características fundamentales son las siguientes:

- Características geométricas

Unidad	Superficie (km <sup>2</sup> )	ESPESOR (m.)			V (hm <sup>3</sup> )
		Mínimo	Máximo	Medio	
Congost	17,6	0	15	5	63

V: Volumen de sedimentos bajo la cota del río.

#### b) Parámetros hidráulicos

Se han obtenido en base a caudales específicos y algún ensayo de bombeo.

Acuífero	Transmisividad media (m <sup>2</sup> /día)	PERMEABILIDAD (m/día)			m (%)
		Mínima	Media	Máxima	
Congost	250-500	20	50	80	10-12

m: Porosidad eficaz media.

La transmisividad del acuífero aluvial, aunque no muy elevada, permite obtener, mediante pozos bien construidos, caudales instantáneos de 2 a 5 l/s.

La capacidad útil está calculada en base a las dimensiones del acuífero y a una porosidad eficaz del 12 por 100, entendiéndose por capacidad útil el volumen de agua obtenible descendiendo 3 m. el nivel piezométrico medio en el acuífero.

#### c) Capacidad de embalse subterráneo

Acuífero	Capacidad total (hm <sup>3</sup> )	CAPACIDAD UTIL		Volumen medio embalsado (hm <sup>3</sup> ) (1973-1987)
		Descenso (m.)	Volumen (hm <sup>3</sup> )	
Congost	7,5	3	2,0	4,5

#### Acuíferos miocénicos

Están formados por los lentejones de gravas, conglomerados y areniscas intercalados en las arcillas del Mioceno. Localmente se comportan como acuíferos cautivos, llegando a ser libres en las zonas de afloramiento (P. H. P. O., 1985).

En esta zona los únicos acuíferos son las gravas y conglomerados intercalados en las arcillas del Vindoboniense.

#### Funcionamiento del acuífero aluvial

El acuífero aluvial cuaternario es un acuífero libre sin una clara relación hidráulica con el río la mayor parte del año, aunque se producen recargas de difícil cuantificación en períodos de avenida y en zonas muy concretas del acuífero. La principal fuente de recarga al acuífero la constituyen las precipitaciones directas sobre el mismo, calculándose un tiempo de respuesta del acuífero a la precipitación de unos 30 días.

Las entradas de agua al acuífero son, de mayor a menor importancia:

- Infiltración de la precipitación caída directamente sobre el acuífero.
- Infiltración del río en avenidas.
- Infiltración por excedentes de riesgo y pérdidas de las redes de abastecimiento.
- Entradas subterráneas por el estrecho de La Garriga.

Las salidas se producen por:

- Extracciones de los pozos.

- Salidas subterráneas al acuífero de la cubeta de La Llagosta.

La circulación subterránea en el acuífero aluvial del Congost está condicionada por la existencia de varios paleocanales, fundamentalmente dos, que en la margen izquierda y derecha del río recorren todo el acuífero. Los paleocanales quedan claramente definidos por los perfiles realizados (figuras 3 y 4).

#### 4. CARACTERISTICAS QUIMICAS DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

##### Generalidades

En base a una campaña de recogida de muestras efectuada en febrero y abril de 1985, hemos realizado un primer estudio de los análisis químicos mediante la representación gráfica de aquéllos en dos tipos de diagramas, ya clásicos en hidrogeología, como son:

- Diagramas logarítmicos de Schoeller-Berkhoff.
- Diagramas de Piper.

En la figura 7 se representan una serie de análisis que cubren el abanico de composiciones observadas. Aquí podemos delimitar un grupo mayoritario de análisis situados entre dos poblaciones extremas y bien caracterizadas, las correspondientes a aguas asociadas a la Terraza Superior y el Mioceno, y las relacionadas estrechamente con el agua del río.

Comparando los diagramas de Schoeller (figs. 8a, 8b y 9a y 9b), también podemos diferenciar las distintas familias hidroquímicas existentes.

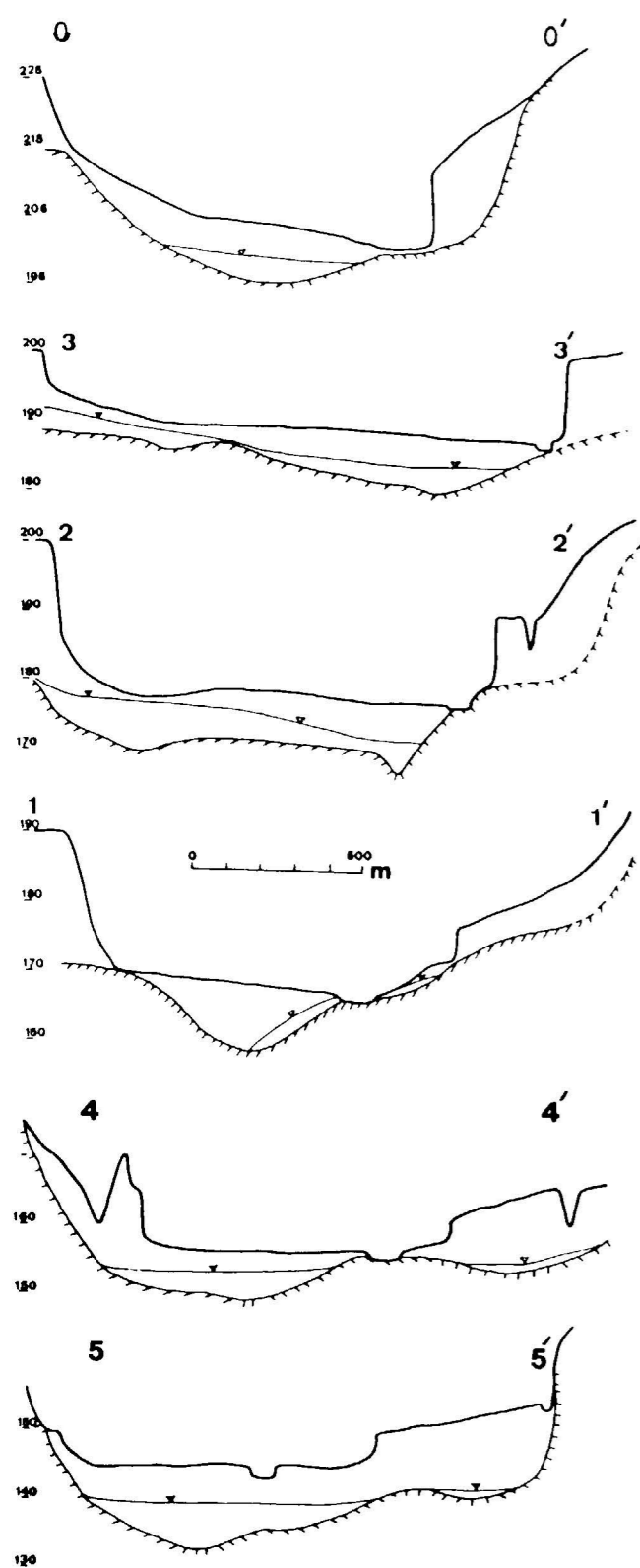


Figura 3.—Perfiles del acuífero aluvial.  
Fuente: NAVARRO (1986, a)

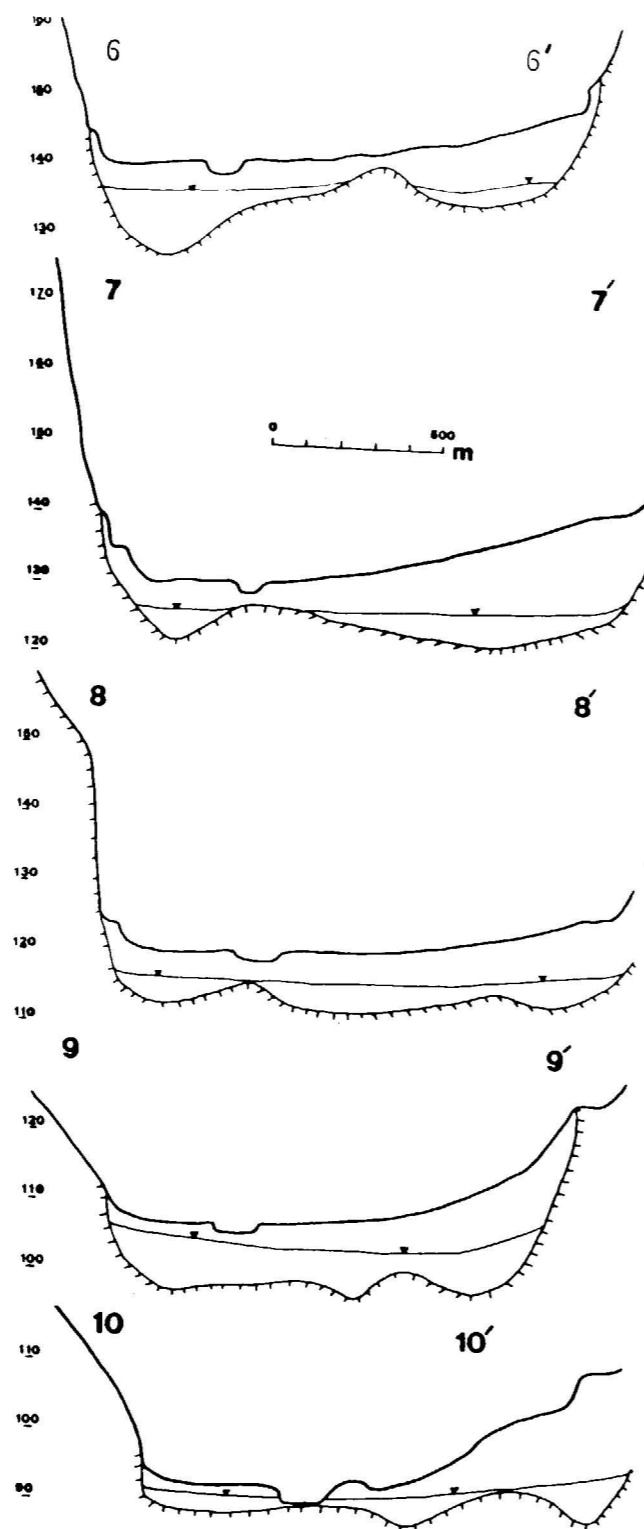


Figura 4.—Perfiles del acuífero aluvial.  
Fuente: NAVARRO (1986, a)

Las aguas vinculadas al Mioceno y a la Terraza Superior se caracterizan por una conductividad que oscila entre 800-1.000 microsiemens/cm., a diferencia de los 1.677 microsiemens/cm. que tiene el agua de las Terrazas Media y Baja. Son asimismo destacables en las aguas de la Terraza Superior las siguientes características:

- Bajo contenido en Na y Cl<sup>-</sup>.
- Bajo contenido en NO<sub>3</sub><sup>-</sup>.
- % de Ca (meq) siempre superior al 70 por 100.
- % de Cl<sup>-</sup> (meq) siempre inferior al 40 por 100.

Estas composiciones iónicas hacen que en el diagrama de Piper las aguas con estas características ocupen una posición cercana al vértice del Ca y alejando del de Cl<sup>-</sup>.

En una posición diametralmente opuesta se sitúan pozos cuya agua parece influenciada por el río Congost. Estas aguas muestran una tendencia a disminuir en bicarbonatos y calcio, y a un aumento notable en sodio, y cloruros, mientras que en relación al magnesio y sulfato no parece haber ninguna variación. Ello da lugar a una línea de composición limitada por dos extremos, entre los cuales se sitúan la mayor parte de los análisis, como aguas resultado de la mezcla de aguas superficiales y aquellas que no han sufrido ningún tipo de contaminación.

La representación gráfica de los análisis se ha efectuado mediante diagramas logarítmicos asociados a zonas geográficas:

- Zona Norte (fig. 8b).
- Zona de Granollers (fig. 9b).
- Zona Sur (fig. 9a).

El resultado nos muestra una progresiva homogenización del agua, sobre todo a partir del área de Granollers. La razón a la que obedece este proceso está sin duda en una mezcla total del agua original del acuífero con la procedente del río Congost, lo que también explica la gran variabilidad de los análisis de la Zona Norte, donde aparecen aguas típicamente superficiales, aguas asociadas a los bordes de terraza y aguas de composición media, claramente diferenciadas.

Si consideramos el agua del análisis 1 (fig. 7) como la mezcla media de aguas superficiales (tipo pozo 141), y aguas originales (tipo pozo 443), pode-

mos calcular la proporción de agua superficial del análisis 1 (pozo 387). Así, pues, tendremos que:

$$C \cdot 1 = a \cdot x + b(1 - x) \quad (1)$$

- a: Concentración del análisis 6 (p. 443).
- b: Concentración del análisis 17 (p. 141).
- c: Concentración del análisis de mezcla 1 (p. 387).

Y en el diagrama de Piper:

$$\frac{x}{1-x} = \frac{\overline{17,1} \cdot b}{6,1 \cdot a}$$

donde  $\overline{17,1}$  y  $\overline{6,1}$  son las longitudes de los segmentos que unen los respectivos análisis, medidos en el diagrama. Operando tenemos  $x=0,92$ , valor que puede indicarnos un proceso de mezcla (CUSTODIO, 1983).

Si volvemos a la expresión (1) y utilizamos como concentración iónica a los cloruros, tenemos que:

$$238,5 = 68,1 \cdot x + 731,3(1 - x)$$

De donde  $x=0,74$  (6 - pozo Mioceno) y  $0,24$  (7 - pozo 141). Es decir, el agua media del acuífero puede tener un 24 por 100 de agua del río Congost en su composición.

Mapa de isocloruros (fig. 5)

La distribución de los valores de ión Cl<sup>-</sup> nos muestra la existencia de un área con valores superiores a los 700 mg/l, ubicada en el Pla de Llerona (Zona Norte), junto al río Congost y coincidiendo con la posición de la toma de agua superficial para regadío. Ello explica en parte este valor del ión Cl<sup>-</sup>, muy por encima del valor medio para el agua subterránea en esta área.

En una zona próxima volvemos a encontrar conductividades superiores a los 700 mg/l. En este caso el origen de la salinidad es debido a la acción del regadío combinada con un proceso de extracción continua de los pozos, lo que provoca un aumento de la concentración salina. También junto al Congost y en el límite de los términos municipales de Canovelles y Las Franquesas hay otra área muy salinizada; su posición, muy cercana al cauce, podría indicar un proceso circunscrito a la zona de influencia de las crecidas normales del río, y sería, por tanto, producto de la salinidad del Congost.

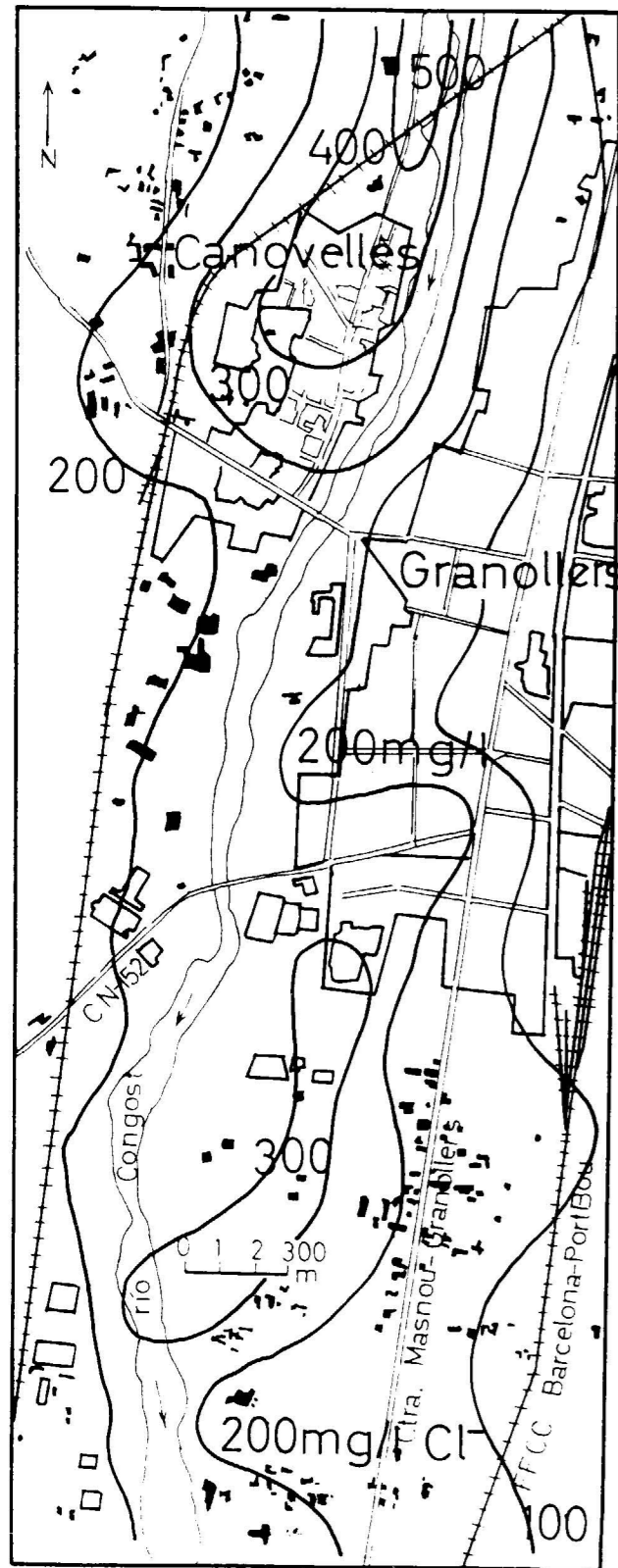


Figura 5

En el término de Granollers las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  se hacen más uniformes, disminuyendo desde el eje del río hacia los bordes de las terrazas, sin que pueda observarse una diferenciación clara en ambas márgenes; únicamente se ve que las Terrazas Media y Baja del margen derecho están algo más salinizadas que las del margen izquierdo. En los bordes de las terrazas la concentración de  $\text{Cl}^-$  tiene valores muy similares a los obtenidos para aguas de Mioceno, lo que puede explicarse por dos mecanismos:

- Flujo independiente del agua subterránea por los paleocanales de ambas márgenes.
- Procesos de aporte de agua poco salina en los bordes de las Terrazas.

La primera hipótesis puede explicar la baja conductividad del paleocanal mayor de la margen izquierda; sin embargo, en la margen derecha hay un solo paleocanal en casi toda la cubeta, muy salinizado y en el que es presumible que haya una mezcla total, lo que deja sin explicación las diferencias con los pozos próximos al borde.

Aquí, por tanto, es de suponer que un aporte, bien del Mioceno o bien de las vertientes impermeables al mezclarse con el agua de la Terraza, nos produce un agua mezcla de salinidad similar a la observada.

En el área sur de Granollers las concentraciones son bastante homogéneas; aquí el nivel freático está por encima de los umbrales de los paleocanales, con lo que el agua se mezcla en su totalidad, y no habiendo aportes exteriores, el agua ha de tener una concentración de  $\text{Cl}^-$  próxima a la media. Únicamente en zonas próximas a gravas, y por acción directa de los materiales de relleno, hay aumentos del contenido salino del agua.

#### Mapa de isonitratos (fig. 6)

Los nitratos muestran unas concentraciones cuyos máximos valores se sitúan en zonas agrícolas y en el casco urbano de Granollers. Esta especial distribución ya nos señala su origen doble:

- Exceso de abonado en terrenos agrícolas.
- Contaminación por pérdidas de la red de alcantarillado o por pozos negros.

La primera razón parece ser la causante del elevado contenido en  $\text{NO}_3^-$  que existe en amplias áreas del Pla de Llerona.

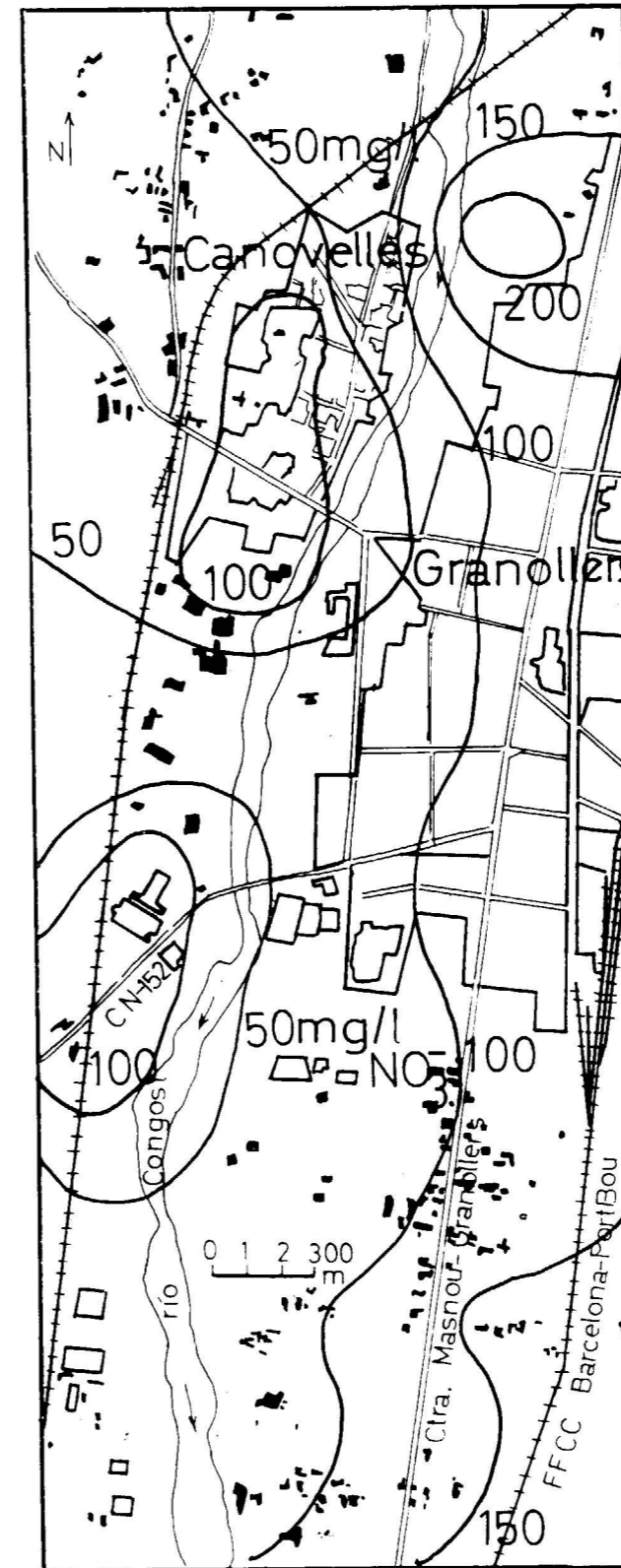


Figura 6

Los máximos niveles se dan en zonas donde la actividad agrícola y las extracciones son mayores, lo que está originando un progresivo aumento del contenido en nitratos del agua.

Es importante destacar que gran parte de las extracciones para abastecimiento público se captan en un área con concentración cercana a las 100 ppm de  $\text{NO}_3^-$ , muy lejos de los valores recomendables.

Los cascos urbanos de Granollers y Canovelles muestran unas concentraciones siempre superiores a los 100 mg/l, con dos áreas muy contaminadas, una de ellas situada junto a Las Franquesas, y otra en el sector sur del casco urbano de Canovelles.

En la primera de ellas tenemos valores de hasta 194 ppm, y una disposición de los máximos en torno a una cloaca que desemboca en el Congost, y que sigue una dirección E-O; de ahí que presumiblemente las pérdidas en su recorrido sean las causantes de la contaminación del agua.

En el área de Canovelles los valores de  $\text{NO}_3^-$  llegan a las 172 ppm; su causa puede estar en las pérdidas del alcantarillado, o en pozos negros, su origen, en todo el caso, es urbano.

En la zona sur de Granollers los valores máximos vuelven a darse en las áreas de cultivo, y muestran un continuo aumento en dirección al borde de las Terrazas. Este proceso de aumento desde el eje del río hacia los bordes se da en toda la cubeta, si no tenemos en cuenta las anomalías por contaminación urbana. La explicación puede encontrarse en el lavado de los suelos miocénicos, casi siempre cultivados, que arrastran el exceso de nitratos hacia la Terraza Media y Baja. Prueba de ello es que los pozos superficiales en el Mioceno o en los limos de piedemonte tienen concentraciones de hasta 150 ppm (pozo 443 - Font), mientras que los pozos profundos apenas si poseen  $\text{NO}_3^-$ .

#### 5. EVOLUCION GEOQUIMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

La representación de los diagramas de Stiff para la zona central de la cubeta está plasmada en la figura 10. Sobre una base cartográfica 1:10.000 hemos colocado los diagramas de Stiff modificados, con una relación tal que 1 meq=2 mm.

Gracias a este gráfico podemos apreciar una

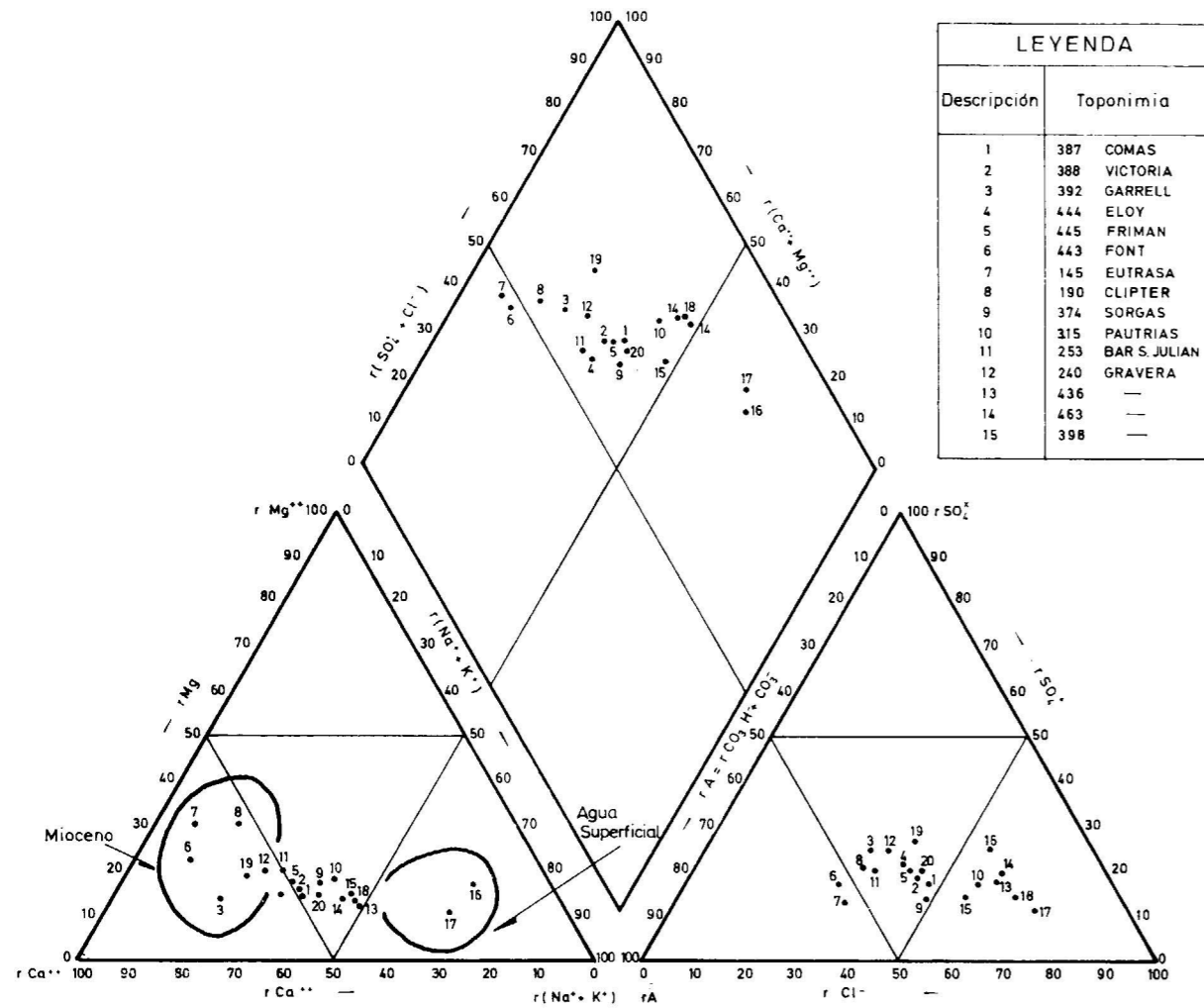


Figura 7.—Diagrama triangular de Piper-Hill-Langelier. r=meq/l.

diferenciación química en las aguas subterráneas, muy clara en algunos tramos. Esta diferenciación viene originada por dos factores:

- Existencia de paleocanales.
- Funcionamiento hidrogeológico distinto para las Terrazas Media y Superior.

En la figura 10 es palpable cómo el agua de los pozos de la margen derecha del río (pozos: 463, 197, 192) tiene una salinidad muy acentuada, y es totalmente distinta a la de los pozos 491, 438 y 597 excavados en la Terraza Superior. He aquí una prueba clara de que en este tramo ambas te-

razas tienen un funcionamiento distinto, estando la más baja expuesta a la infiltración de agua superficial, que ha originado la fuerte salinidad observada.

En la zona de Granollers la diferenciación está originada en el flujo por cauces independientes; así el agua fuertemente salinizada por la infiltración de agua superficial contaminada conserva esas características, tal como puede apreciarse en los pozos 463, 198, 444 y 128; por el contrario, las aguas circulantes por el paleocanal de la margen izquierda y cuya recarga no está tan influida por

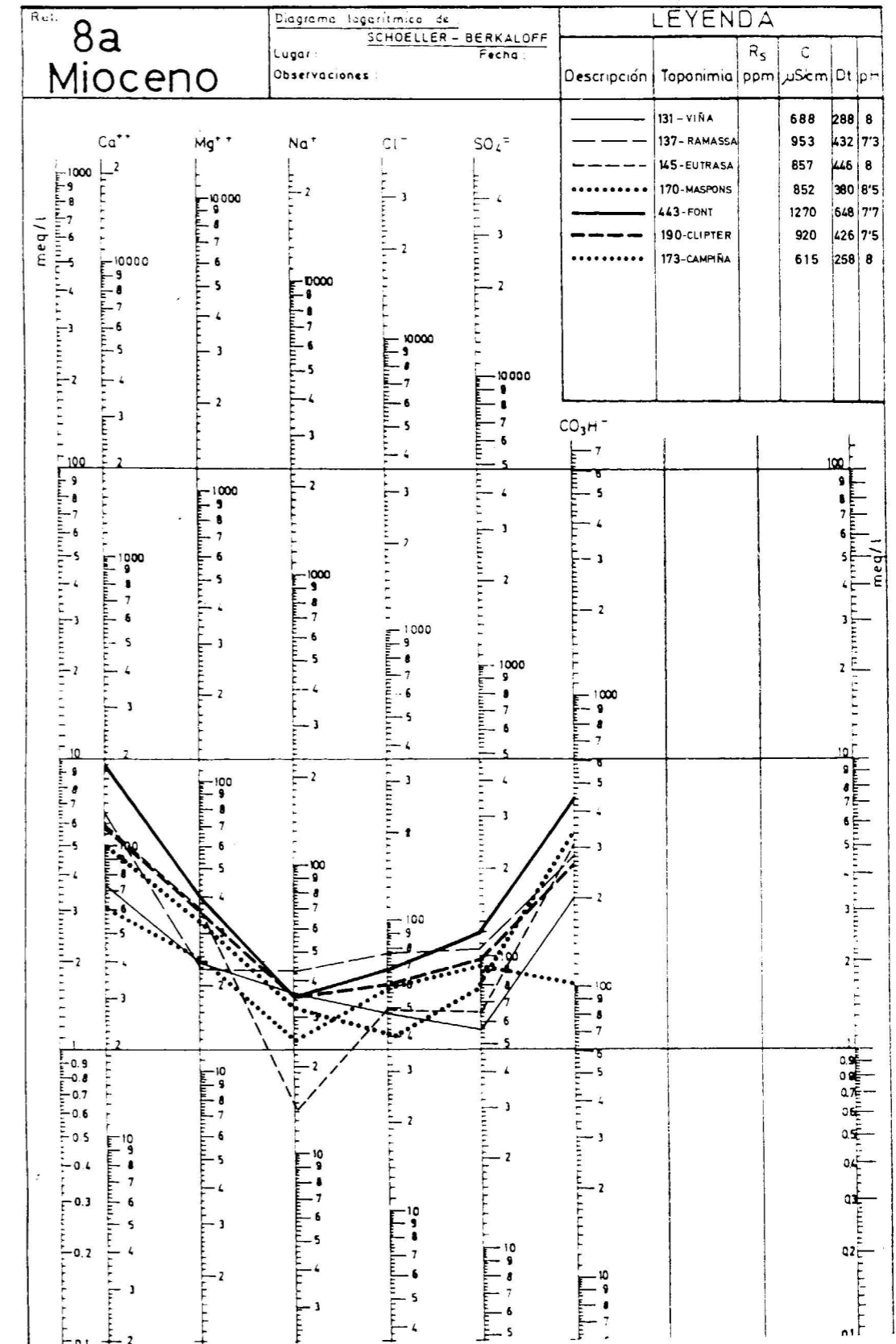


Figura 8 a

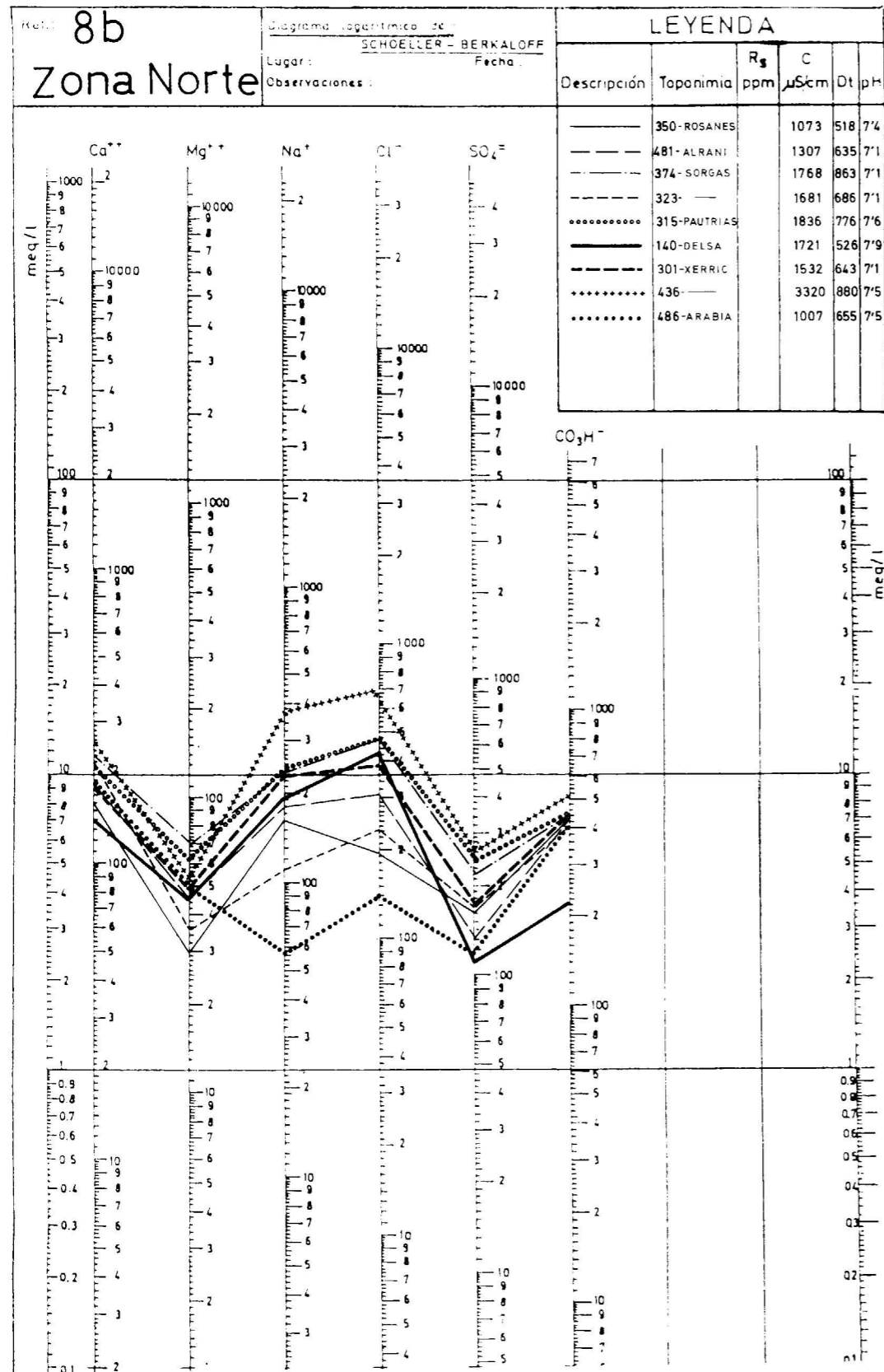


Figura 8 b

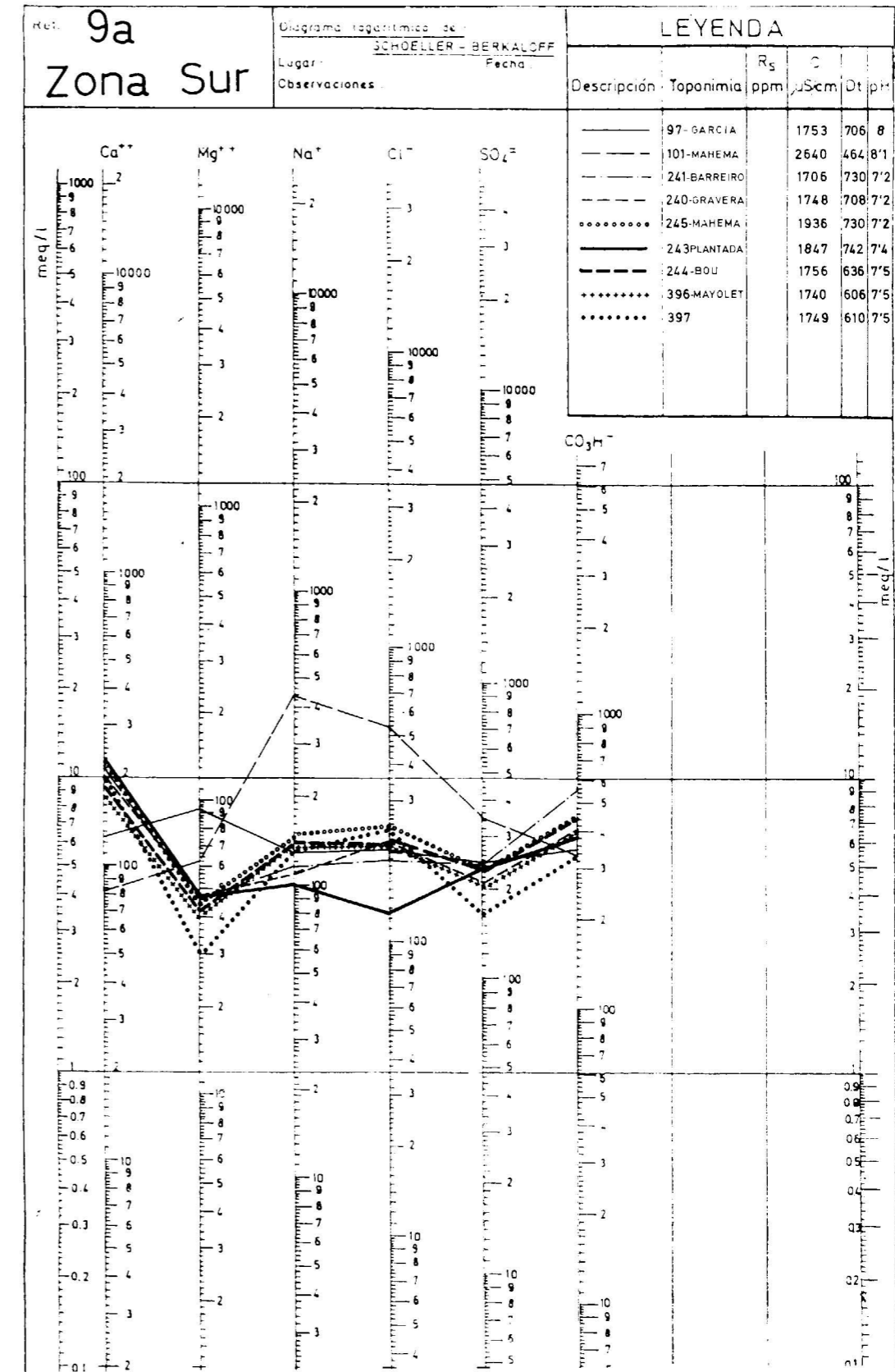


Figura 9 a

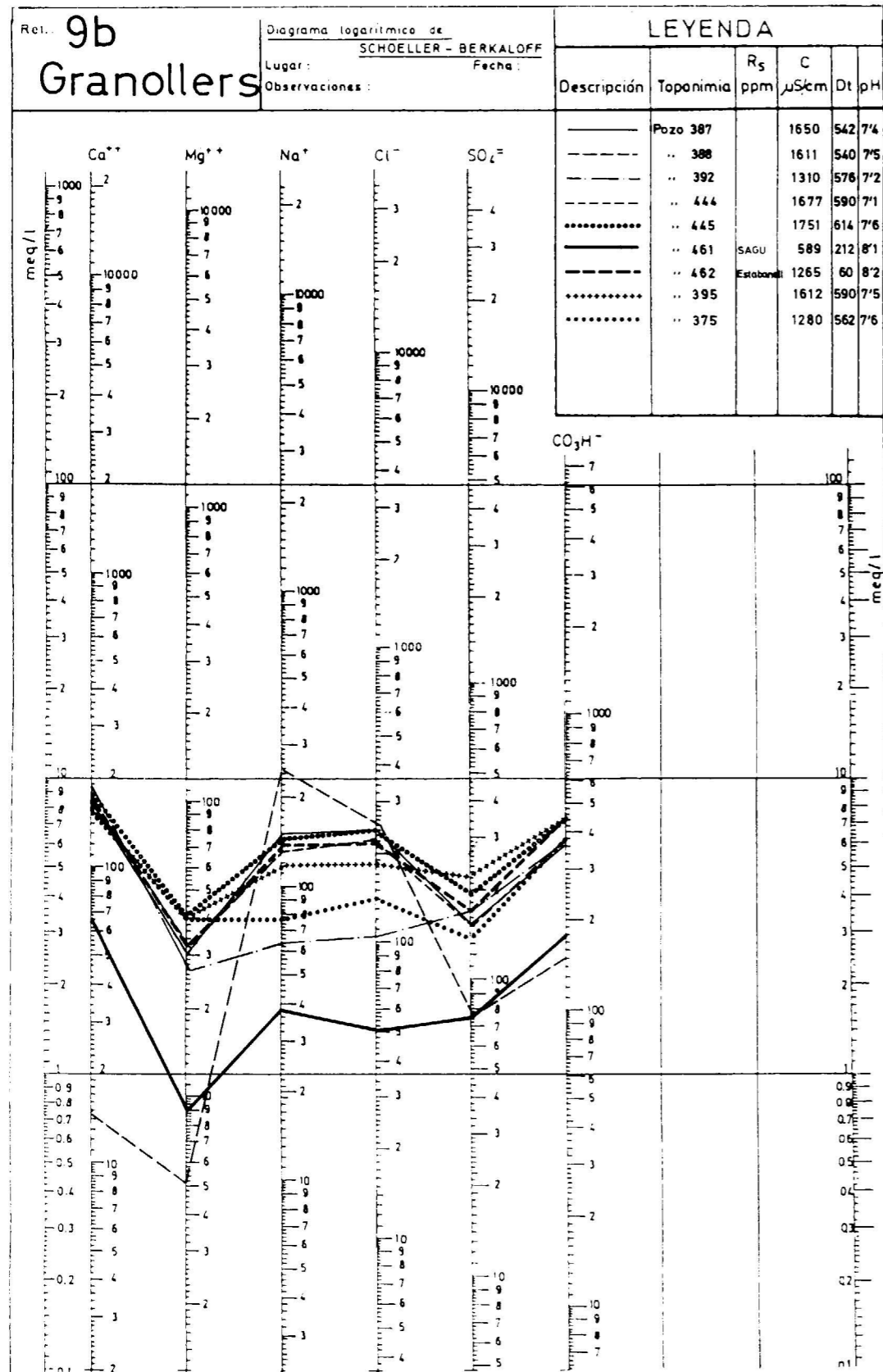


Figura 9 b

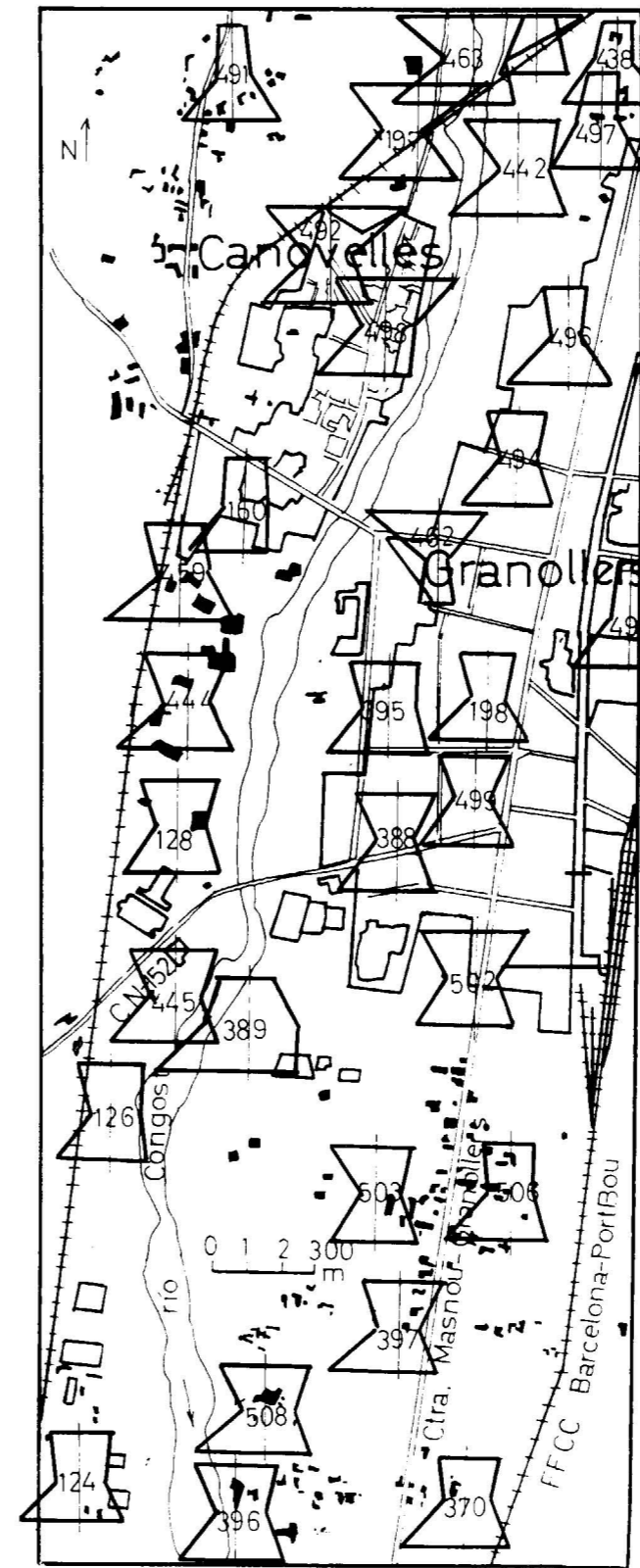


Figura 10

los riegos con agua superficial, poseen una salinidad moderada, tal como se ve en los diagramas de los pozos 438, 497, 494 y 495.

A partir del final del casco urbano de Granollers las aguas parecen tener características muy parecidas, lo que nos indicaría un proceso de mezcla total; ello coincide con la posición de los niveles piezométricos por encima de los umbrales que separan a los dos paleocanales principales. Al final de la cubeta los análisis realizados nos muestran unas aguas uniformes y más salinas cuanto más nos acercamos al eje del río. En los bordes del aluvial hay pozos de muy baja salinidad (461, 124); en este caso las terrazas están ya prácticamente a la misma altura y el nivel piezométrico regional nos muestra un acuífero único con alturas de agua sobre los umbrales. La explicación a esta diferenciación en los márgenes puede estar en una recarga de agua muy poco salina al acuífero en dichos bordes, es decir, en la infiltración de agua subterránea del Mioceno, o en la infiltración de agua de escorrentía de las vertientes miocénicas, hecho comprobable en los episodios tormentosos. Esto nos mostraría que el acuífero recibe una recarga de agua lateral de alguna importancia, condicionando por tanto la composición del agua subterránea en los bordes del aluvial.

En los tramos finales del Congost abundan las extracciones de áridos, quienes, a su vez, constituyen otra fuente de salinización del acuífero.

### 6. ANALISIS NUMERICO

#### Análisis de componentes principales

La técnica de análisis de componentes principales consiste (IBÁÑEZ y SANCHIS, 1983) en transformar una matriz de datos  $X_{ji}$ , donde  $j$  son las variables que forman un espacio de dimensión  $J$ , en una nueva matriz que contenga un número de variables reducido, combinación lineal de las va-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	1.00												
2	0.34	1.00											
3	0.94	0.12	1.00										
4	0.65	0.47	0.45	1.00									
5	0.16	0.07	0.08	0.10	1.00								
6	0.87	0.05	0.94	0.44	0.04	1.00							
7	0.68	0.21	0.61	0.53	0.28	0.58	1.00						
8	0.64	0.73	0.45	0.61	0.26	0.24	0.41	1.00					
9	0.66	0.44	0.54	0.64	0.31	0.40	0.49	0.57	1.00				
10	0.97	0.47	0.90	0.71	0.25	0.83	0.68	0.71	0.70	1.00			
11	0.71	0.70	0.53	0.69	0.30	0.33	0.48	0.96	0.78	0.78	1.00		
12	0.60	-0.27	0.63	0.20	-0.28	0.59	0.30	0.07	0.17	0.41	0.11	1.00	
13	0.51	-0.26	0.64	0.15	-0.16	0.80	0.29	-0.21	0.02	0.43	-0.16	0.61	1.00

- 1.—Conductividad.
- 2.—CO<sub>3</sub>H.
- 3.—Cl.
- 4.—SO<sub>4</sub>.
- 5.—NO<sub>3</sub>.
- 6.—Na.
- 7.—K.
- 8.—Ca.
- 9.—Mg.
- 10.—Total Sólidos Disueltos.
- 11.—Dureza total.
- 12.—Cond./TSD.
- 13.—S. A. R.

Figura 11.—Matriz de correlación para 13 variables.  
Fuente: NAVARRO (1986, a)

	Matriz de ejes principales							
	1	2	3	1	2	3	4	5
1	6.80	52.33	52.33					
2	2.92	2.48	74.82					
3	1.08	8.33	83.15					
4	0.59	4.53	87.58					
5	0.55	4.23	91.90					
6	0.45	3.46	95.37					
7	0.33	2.53	97.90					
8	0.19	1.46	99.36					
9	0.07	0.56	99.92					
10	0.01	0.06	99.98					
11	0.00	0.02	100.00					
12	0.00	0.00	100.00					
13	0.00	0.00	100.00					
				1	2	3	4	5
1				<b>0.37</b>	-0.10	-0.02	0.03	-0.13
2				0.18	<b>0.39</b>	-0.32	<b>-0.50</b>	-0.10
3				<b>0.34</b>	-0.23	0.03	-0.01	-0.26
4				0.29	0.13	-0.15	-0.01	<b>0.64</b>
5				0.08	0.21	<b>0.83</b>	0.01	-0.21
6				<b>0.31</b>	<b>-0.31</b>	0.07	-0.28	-0.18
7				0.28	-0.03	0.28	0.00	<b>0.51</b>
8				0.28	<b>0.33</b>	-0.16	0.09	-0.31
10				<b>0.38</b>	-0.01	0.03	-0.15	-0.09
11				<b>0.31</b>	<b>0.31</b>	-0.09	0.18	-0.16
12				0.18	<b>-0.39</b>	-0.23	<b>0.59</b>	-0.12
13				0.15	<b>-0.48</b>	0.03	<b>-0.39</b>	0.03

Columna 1: Valores propios.  
Columna 2: % de contribución.  
Columna 3: Varianza acumulada.

Columnas: Vectores propios. Filas: Variables.

Figura 12.—Varianza acumulada (3 factores).

riables anteriores. Estas nuevas variables, o componentes principales, explican la mayor parte de la varianza mediante un número reducido de factores, generalmente no observables de forma directa.

En este tratamiento numérico de los análisis hemos utilizado 75 muestras y distintos programas de cálculo, realizados en el Centre d'Informàtica de la Universidad Central de Barcelona.

Los supuestos y los programas se han efectuado del modo siguiente:

1) Análisis de componentes principales (ACP), mediante el programa M VARIANT elaborado por el Dr. A. CASAS. Se ha efectuado para:

- 1.1.) 13 variables.
- 1.2) 11 variables.

2) Análisis de componentes principales en base al programa «BMDP4M-Factor Análisis», de la Universidad de California, realizándose dos tratamientos distintos para ocho variables:

- 2.1) Componentes sin rotación.
- 2.2) Componentes con rotación VARIMAX.

Hemos intentado realizar el mayor número posible de tratamientos numéricos, ya que al ser esta una técnica relativamente reciente, no existe una metodología lo suficientemente desarrollada que nos indique el método más adecuado para el caso de análisis de aguas subterráneas.

En este apartado vamos a describir para cada proceso numérico los resultados expresados como matrices en las que se correlacionan las variables primitivas, y los componentes principales o factores, producto del cálculo realizado.

1.1) ACP (13 variables)

Mediante este programa se han obtenido los parámetros estadísticos más corrientes en función de 13 variables; los resultados han sido los siguientes:

Variable	Media A.	Desv. St.	Mínimo	Máximo
1. Conduct.	1.677,92	594,35	589	3.510
2. HCO <sub>3</sub>	386,93	72,74	153	561
3. Cl <sup>-</sup>	249,79	169,89	48	756
4. SO <sub>4</sub> <sup>=</sup>	174,92	66,43	48	418
5. NO <sub>3</sub> <sup>=</sup>	88,64	44,03	1	226
6. Na	148,49	96,35	15	512
7. K	8,35	6,57	1	45
9. Mg	40,11	13,66	5	96
10. T. S. D.	1.272,67	373,54	427	2.358
11. DT	603,04	159,74	55,5	964,70
12. Cond/TSD	1,30	0,12	1,07	1,65
13. SAR	2,75	2,14	0,31	14,22

A partir de la matriz inicial de datos introducidos, el programa ha calculado tres variables (SAR, Cond/TSD, TSD), por lo que en realidad sólo hemos trabajado con 11 variables.

La matriz de correlación (fig. 11) nos da la relación que existe entre las variables mediante coeficientes que varían entre 1 y -1. Este coeficiente es el de correlación lineal simple, y para los valores extremos nos indica una correlación perfecta. De esta matriz se desprenden las siguientes conclusiones:

- Alta correlación de la conductividad con casi todas las especies iónicas, excepto NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y CO<sub>3</sub>H<sup>-</sup>.
- Relación de los nitratos con dureza y magnesio, y prácticamente con ninguna otra variable, lo que implicaría un aporte de nitratos paralelo al aumento de la dureza, proceso natural en áreas con abonado a base de materia orgánica.
- Alta correlación de los cloruros y el sodio.

Los componentes principales calculados son 13; sin embargo, los cinco primeros explican el 91,90 por 100 de la varianza total, es decir, podemos reducir las 13 variables iniciales a cinco nuevos componentes que nos explican casi toda la variabilidad de la población.

En la matriz de ejes principales (fig. 12), tomando como significativos los valores señalados, podemos definir estos cinco nuevos componentes:

- Componente 1.—Viene asociado a las variables TSD, Conductividad, Cl<sup>-</sup>, Mg, Dureza, por

lo que podría definirse como factor de mineralización.

— Componente 2.—Asociado a  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , Ca, Dureza, SAR, Cond/TSD y Na es bastante similar al anterior.

— Componente 3.—Asociado únicamente a  $\text{NO}_3^-$ . La existencia de un factor independiente que se correlaciona con esta variable nos indica que el proceso de aporte de nitratos al agua subterránea es distinto e independiente de aquel que pone en movimiento al resto de iones.

— Componente 4.—Asociado a Mg, Cond/TSD, y, en sentido contrario, a  $\text{CO}_3\text{H}^-$  y SAR.

— Componente 5.—Asociado a sulfatos y potasio.

Estos nuevos componentes nos muestran relaciones que anteriormente no podían deducirse, tal como la asociación de sulfatos y potasio, y dan una idea del mecanismo de aporte de nitratos al acuífero.

1.2) ACP (11 variables)

Se ha trabajado con el mismo programa que en el caso anterior, pero con la salvedad de que ahora sólo tenemos en cuenta 11 variables, habiéndose suprimido la relación Cond/TSD y SAR.

La matriz de correlación o similaridad es casi idéntica a la anterior, y en la matriz de ejes principales (fig. 14a) obtenemos cinco nuevos componentes principales que nos explican el 94,27 por 100 de la varianza total.

— Componente 1.—Asociado a TSD, Conductividad, Dureza,  $\text{Cl}^-$ , Ca, Mg y  $\text{SO}_4$ , es el llamado factor de mineralización idéntico al calculado con 13 variables.

— Componente 2.—Asociado a  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , Ca, Dureza, y en sentido contrario a Na y  $\text{Cl}^-$ . Nos indica que al aumentar los tres primeros disminuyen cloruros y sodio, proceso que se explica si el principal aporte de cloruros viene por el agua del río, que a su vez es menos dura que la del acuífero.

— Componente 3.—Asociado a  $\text{NO}_3^-$ , nos confirma lo apuntado en el apartado anterior.

— Componente 4.—Asociado a  $\text{SO}_4^-$  y K.

— Componente 5.—Asociado a Mg y opuesto a K.

2.1) BMDP4M

Mediante este programa se ha vuelto a construir una nueva matriz de correlación utilizando solamente ocho variables: los ocho iones, ya que hemos considerado que las cinco restantes son dependientes de estas últimas. La matriz de similaridad (fig. 14b) obtenida nos relaciona más claramente las composiciones iónicas que los programas anteriores.

Lo más significativo de esta matriz es la confirmación de que los nitratos no muestran ninguna correlación con otra variable; las demás asociaciones son las apuntadas anteriormente.

Los componentes principales calculados son siete (variables 1), y los cinco primeros explican también la mayor parte de la varianza: 93,16 por 100 (fig. 13).

Los tres primeros factores son idénticos a los que aparecen en el caso anterior, el factor 4, por el contrario, sólo se asocia a sulfatos, y el 5 a potasio y a magnesio, pero en sentido negativo.

El análisis con este procedimiento nos da un valor absoluto mayor para los coeficientes en la matriz de ejes principales, por lo que puede resultar algo más claro a la hora de interpretar resultados que el ACP.

2.2) Análisis VARIMAX

Consiste en un Análisis de Componentes Principales en el que los nuevos factores sufren un giro o modificación de modo que los coeficientes de las combinaciones lineales que las definen condensan la mayor parte de la información de las primitivas variables con la mayor correlación posible.

En nuestro caso el criterio VARIMAX se ha mostrado inoperante, puesto que los Componentes Principales definidos a partir de las ocho variables consideradas (aniones y cationes) no han resultado ser combinación lineal de ellas, ni han producido una nueva asociación. Tan sólo han reproducido como factores nuevos a las antiguas variables, es decir, en la matriz de correlación

	1	2	3	4	5	6	7
HCO <sub>3</sub>	0.540	0.688	-0.277	-0.230	0.105	-0.125	-0.281
Cl	0.798	-0.520	-0.089	-0.248	-0.112	0.011	0.081
SO <sub>4</sub>	0.792	0.171	-0.182	0.433	0.001	0.344	-0.062
NO <sub>3</sub>	0.293	0.193	0.913	-0.122	-0.033	0.136	-0.098
Na	0.709	-0.636	-0.108	-0.108	-0.048	0.091	-0.189
K	0.753	-0.245	0.197	0.203	0.489	-0.226	0.042
Ca	0.765	0.477	-0.080	-0.255	0.066	0.113	0.314
Mg	0.800	0.154	0.108	0.231	-0.430	-0.293	0.035

Varianza asociada a los Componentes Principales

Componentes	Varianza	% Varianza acumulada
1	3.9372	49.26
2	1.5259	68.35
3	1.0190	81.10
4	0.5088	87.46
5	0.4556	93.16
6	0.3106	97.05
7	0.2358	100.00

Figura 13.—Matriz de componentes principales y varianza asociada a los componentes principales (BMDP).

	1	2	3	4	5
1	0.37	-0.21	-0.06	-0.13	-0.02
2	0.21	0.49	-0.28	-0.18	-0.29
3	0.32	-0.38	-0.06	-0.27	0.10
4	0.30	0.12	-0.15	0.64	0.08
5	0.11	0.16	0.90	-0.18	-0.01
6	0.28	-0.48	-0.07	-0.15	0.00
7	0.28	-0.17	0.24	0.47	-0.65
8	0.31	0.37	-0.08	-0.28	-0.17
9	0.31	0.14	0.13	0.29	0.66
10	0.38	-0.11	-0.02	-0.13	-0.01
11	0.34	0.33	-0.01	-0.11	0.10

Columnas: vectores propios; filas: variables.

Figura 14a.—Matriz de ejes principales (11 variables).

	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Na	K	Ca	Mg
HCO <sub>3</sub>	1.00							
Cl	0.12	1.00						
SO <sub>4</sub>	0.47	0.45	1.00					
NO <sub>3</sub>	0.07	0.08	0.09	1.00				
Na	0.05	0.93	0.43	0.04	1.00			
K	0.20	0.60	0.52	0.27	0.58	1.00		
Ca	0.72	0.45	0.61	0.25	0.24	0.41	1.00	
Mg	0.43	0.53	0.63	0.30	0.40	0.49	0.56	1.00

Figura 14.b.—Matriz de correlación (BMDP4M).



cada componente está relacionado con una variable primitiva, lo que no aporta nada nuevo, evidentemente.

De ahí creemos que este criterio de cálculo no es muy adecuado para aguas subterráneas, o, cuando menos, para aquellas que muestran una relativa homogeneidad, como ocurre en el caso que nos ocupa.

*Representaciones en el plano*

Utilizando los componentes principales como ejes de coordenadas, y el coeficiente de cada muestra respecto al eje, hemos representado la totalidad de las muestras.

Los coeficientes utilizados son los correspondientes a la matriz de coeficientes de componen-

tes principales suministrada por el programa BMDP4M, en el que sólo se consideran ocho variables.

Los componentes principales que hemos empleado son:

- Componente I.—Asociado a  $\text{CO}_3\text{H}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^-$ , Na, K, Ca y Mg (factor mineralización).
- Componente II.—Asociado a  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , Ca, y en sentido opuesto a  $\text{Cl}^-$  y Na.
- Componente III.—Asociado a  $\text{NO}_3^-$ .

Los tres primeros componentes explican el 81 por 100 de la varianza, considerando a la totalidad de las muestras como población única.

En la figura 15 hemos representado las muestras en función de los componentes I y II, factores

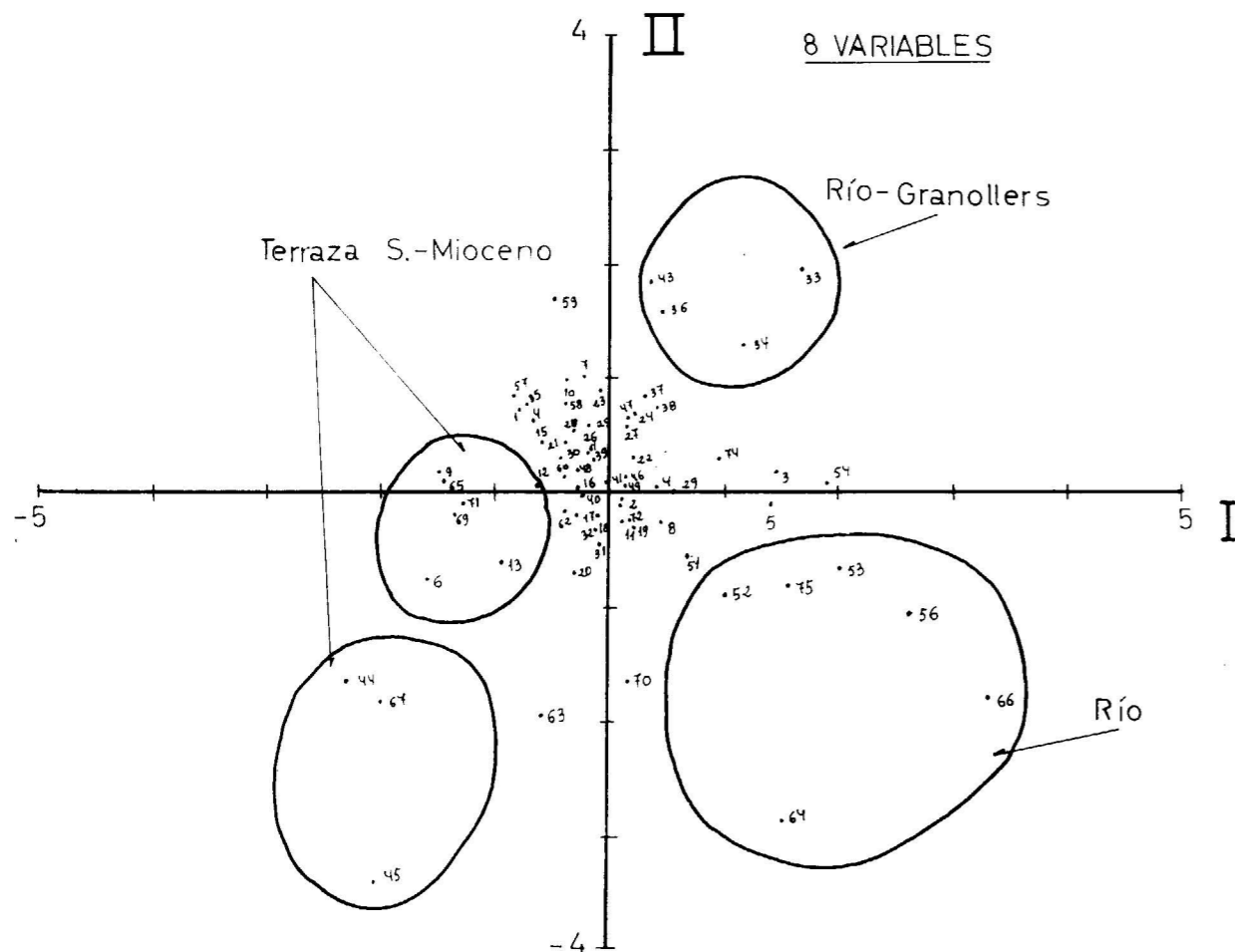


Figura 15.—Representación gráfica de los coeficientes de cada muestra respecto a los ejes o componentes principales I y II (8 variables).

que explican la mayoría de la varianza de la población. En la figura se puede apreciar cómo la mayoría de las muestras se agrupan en el centro del gráfico, y se ajustan bastante a los dos componentes; también se ven cuatro grupos de población antagónicos dos a dos. El primer grupo ocupa los dos cuadrantes negativos y está formado por las aguas menos salinas, que tal como podemos observar en la figura se ajustan poco a poco a los dos ejes, fundamentalmente porque tanto el componente I como el II son factores que explican la mineralización del agua. Esas dos poblaciones están relacionadas con pozos excavados en la Terraza Superior, o bien pozos que también atraviesan el Mioceno, lo que las diferencia claramente de las demás. Este hecho también puede apreciarse en los diagramas de Stiff; sin embargo, con

este tratamiento numérico de los análisis se visualizan de un modo inmediato las diferencias geoquímicas, en una población que al principio se presumía bastante homogénea.

En una posición opuesta aparecen en la misma figura dos grupos de aguas muy mineralizadas y que pertenecen a pozos situados muy cerca del río (muestras 52, 75, 53, 56, 66, 64), y a pozos también situados cerca del río, pero en torno a Granollers, hecho que parece darles un carácter geoquímico lo suficientemente marcado como para formar una población distinta (muestras 43, 36, 34 y 33).

En la figura 16 hemos utilizado como ejes los componentes III ( $\text{NO}_3^-$ ) e I (factor de mineralización). En la figura volvemos a tener los grupos

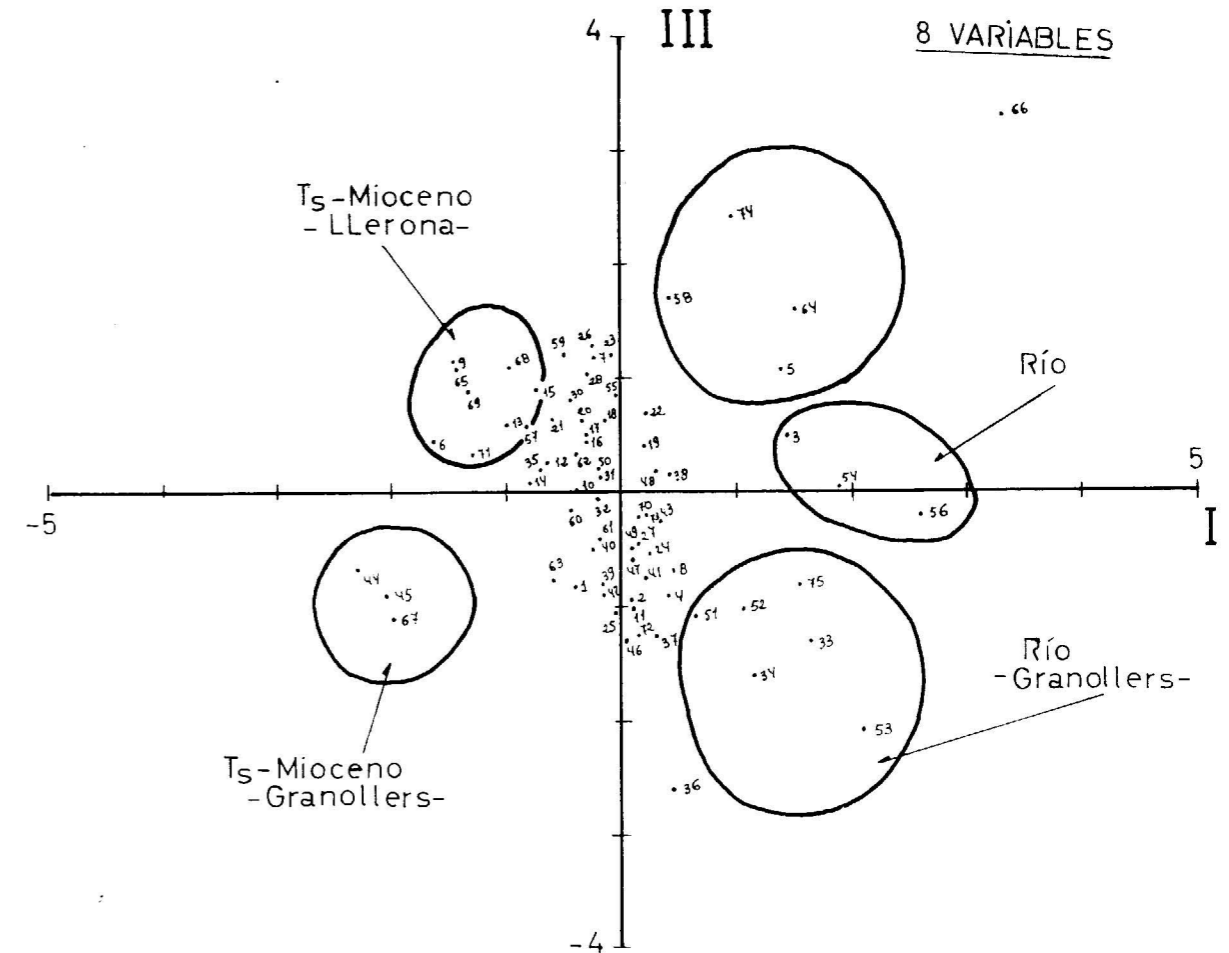


Figura 16.—Representación gráfica de los coeficientes de cada muestra respecto a los ejes principales I y III (8 variables).

antagónicos que aparecen en la anterior, es decir, aguas mineralizadas por acción del río, y aguas poco mineralizadas; entre ambas se sitúan la inmensa mayoría de las muestras.

De todas estas representaciones se desprende la imposibilidad de considerar a las aguas del Cuaternario como una población geoquímica única, ya que hemos comprobado la existencia de al menos cuatro grupos distintos. También se confirma lo que aparecía en los diagramas de Piper: la mezcla en el acuífero de dos aguas, el agua superficial y el agua de la Terraza Superior.

Así pues, ha sido de gran utilidad el tratamiento numérico de los análisis químicos, cuando menos para comprobar algunas de las conclusiones que nos ofrecen los métodos hidrogeoquímicos clásicos, y para poder delimitar procesos de contaminación, que con los métodos clásicos no se vislumbran.

## 7. CONCLUSIONES

El acuífero aluvial de la cubeta del Congost presenta dos paleocanales excavados en la base miocénica del acuífero y que condicionan la circulación del agua subterránea. Ello es debido a dos mecanismos:

- Aportes contaminantes al paleocanal derecho.
- Desconexión hidráulica entre los dos paleocanales cuando el nivel piezométrico no rebasa el umbral de separación.

Las actividades agrícolas y la infiltración de agua contaminada procedente del lixiviado de antiguas graveras rellenas con residuos o del río Congost, han provocado una salinización del paleocanal derecho, alcanzándose concentraciones de  $\text{Cl}^-$  superiores a los 700 mg/l y concentraciones de  $\text{NO}_3^-$  superiores a los 200 mg/l.

Cuando el nivel piezométrico del acuífero está por encima del umbral de separación de los paleocanales, el agua se uniformiza adquiriendo una

composición media asimilable a una mezcla de agua no contaminada y agua de origen superficial.

El análisis de componentes principales aplicado a los parámetros químicos del agua subterránea nos señala la existencia de varias poblaciones hidrogeoquímicas:

- a) Aguas poco mineralizadas:
  - Aguas vinculadas al Mioceno (Zona Norte) y Terraza Superior.
  - Aguas vinculadas al Mioceno (Zona Sur) y Terraza Inferior.
- b) Aguas muy mineralizadas:
  - Pozos cercanos al río Congost.
  - Pozos cercanos al río Congost en Granollers.
- c) Aguas mezcla de los grupos anteriores.

El análisis de componentes principales nos ha confirmado las agrupaciones realizadas mediante métodos clásicos (diagramas de Piper, etc.) y ha verificado la existencia de un mecanismo independiente para el aporte de  $\text{NO}_3^-$  y sin relación con los procesos de contaminación o aporte de los iones restantes que están presentes en el agua subterránea.

## BIBLIOGRAFIA

- ALONSO et al. (1976): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja 393*. IGME, Madrid.
- ANADON, P., et al. (1979): *Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides*. Acta Geol. Hisp., tomo homenaje a Luis Solé Sabarís, 14: 242-270.
- ARRIZABALAGA et al. (1984): *Els orígens de Granollers i del Vallés Oriental*. Caja de Ahorros de Cataluña, Barcelona, 108 pp.
- COROMINAS, J. (1982): *Els factors geològics com ajuda a la planificació territorial i gestió del medi ambiental Vallés Oriental*. 3 vols. Tesis doctoral. Inédito. Dpto. de

Prospección Geológica y Geofísica. Universidad de Barcelona.

CUSTODIO, E. (1983): *Hidrología subterránea*. Ed. Omega, Barcelona.

DE MAS, D. (1981): *La Geomorfología del Vallés Oriental*. Institut d'Estudis Catalans. Barcelona, 79 pp.

IBÁÑEZ, V., y SANCHÍS, E. (1983): *Utilización de métodos estadísticos multivariados en hidrogeoquímica*. III Symposium de Hidrogeología. Madrid, pp. 263-275.

NAVARRO, A. (1986 a): *Estudio hidrogeológico de los depósitos cuaternarios del Valle del Congost*. Tesis de

Licenciatura. Dpto. de Prospección Geol. y Geof. Universidad de Barcelona. Inédito, 221 pp.

NAVARRO, A. (1986b). *Contaminación por nitratos en el acuífero aluvial del Congost*. Riegos y Drenajes. Año II, núm. de octubre, Prensa XXI, Barcelona, 8 pp.

PLAN HIDROLÓGICO DEL PIRINEO ORIENTAL (1985): *Estudio complementario sobre aguas subterráneas - EE2. Estudio hidrogeológico del área del Vallés*. MOPU-DGOH. Inédito. Barcelona.

SOLÉ, L., y LLOBET, S. (1987): *Formations quaternaires du Vallés et du Besós*. INQUA. Barcelona.

Recibido: Enero de 1988.

## ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

## Petrología y procedencia de las areniscas del Culm de la parte occidental de la Faja Pirítica Española (Zona Surportuguesa)

Por C. MORENO (\*) y R. SAEZ (\*\*)

## RESUMEN

La petrografía de las areniscas del Culm de la parte occidental de la Faja Pirítica española pone de manifiesto algunas características importantes respecto a las condiciones en que se produjo su depósito.

El estudio se ha realizado en base a 193 láminas delgadas del muro de los estratos, en un área de unos 150 kilómetros cuadrados, al N, E y S del Anticlinorio de Puebla de Guzmán.

Por una parte, se han determinado sistemáticamente los componentes de las areniscas y sus características texturales; y, por otra, se ha realizado un conteo de puntos a partir de 70 láminas seleccionadas, con una red de 200 puntos por lámina y según un método híbrido entre el QFR y el QFL.

Los resultados han permitido su clasificación como areniscas líticas vulcanoclásticas (según la clasificación de DICKINSON y SUCZEK, 1979), con un componente importante de fragmentos de rocas sedimentarias y, en menor medida, metamórficas y plutónicas. La presencia de componentes intra y extra cuenca las sitúa entre las areniscas híbridas (clasificación de ZUFFA, 1980). La distribución regional de sus componentes no es uniforme, sino que presenta variaciones en relación con los dispositivos turbidíticos a que pertenecen las muestras.

Desde el punto de vista paleogeográfico, los resultados ponen de manifiesto la existencia de áreas emergidas y sometidas a erosión dentro de la propia ZSP, así como la presencia de aportes procedentes de otras zonas (probablemente la ZOM). Unos y otros llegaron a la cuenca del Culm como avalanchas turbidíticas cuyo depósito fue controlado por la existencia de paleorelieves de probable origen tectónico.

## ABSTRACT

A petrographic study of the Culm sandstones, at the western part of the Spanish Pyrite Belt, reveals several important features regarding depositional conditions.

193 thin sections collected from the bottom of the beds along a 150 Km<sup>2</sup> wide area have been studied at the northern, southern and western limbs of the Puebla de Guzmán anticlinorium.

Both textural features and composition of the sandstones have been determined, on the other hand, a point counting study has been made on 70 selected samples in a grid of 200 points per thin section after a hybrid method between QFR and QFL. The results lead to classify the samples as «volcanoclastic lithic sandstones» (after DICKINSON & SUCZEK's 1979 classification) with an important fraction of sedimentary rock fragments and, in a more reduced importance, metamorphic and plutonic rock fragments.

They can be considered as «hybrid sandstones» (ZUFFA's 1980 classification) on the basis of the presence of both extra- and intra-basin components. The regional distribution of their components is not uniform but it shows variations related to the turbiditic dispositives from which the samples come from.

From a paleogeographic point of view, the results reveal the existence of emerged areas subject to erosion inside of the South-Portuguese Zone, as well as the existence of detritus from other different zones (probably the Ossa-Morena Zone). Every kind of materials reaches the Culm basin as turbiditic flows, the deposit being controlled by a paleostructure of the basin of a probable tectonic origin.

(\*) Departamento de Geología y Minería. Universidad de Sevilla. Sección de Geología. 21819 La Rábida (Huelva).

(\*\*) Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Universidad de Sevilla. Sección de Geología. 21819 La Rábida (Huelva).

## INTRODUCCION

La columna estratigráfica de la Faja Pirítica del SO Ibérico (FP) ha sido tradicionalmente dividida en tres grandes grupos litológicos: Grupo Pizarroso-Cuarcítico (PQ), Complejo Volcano-Sedimentario (CVS) y Grupo Culm (SCHERMERHORN, 1971).

El Culm está constituido por potentes series detríticas, formadas por acumulaciones de pizarras y areniscas de facies Flysch. El análisis sedimentológico de las facies pone de manifiesto su origen turbidítico (OLIVEIRA et al., 1979; MORENO y VERA, 1985), cuyos aportes dieron lugar a las potentes series que constituyen este grupo.

En función de sus características sedimentológicas, OLIVEIRA et al. (1979) distinguen tres formaciones: Mértola, Mira y Brejeira, de las cuales, sólo la primera está presente en la parte española de la FP.

Aunque la sedimentología del Culm ha sido bien establecida en algunos trabajos como los citados previamente, pocos de ellos hacen referencia al estudio de los componentes de las areniscas y, cuando esto ocurre, es de forma accidental, notándose la ausencia de un estudio sistemático que analice en profundidad los tipos de detritus y su procedencia.

La enorme acumulación de materiales que implica la potencia de las series Culm (más de 3.000 metros según algunos autores) sugiere la existencia de regiones muy extensas sometidas a erosión, de tal manera que, un área fuente única significaría relieves enormes, no comparables a los que hay en nuestro planeta en la actualidad. En función de ello, este estudio se ha dirigido al análisis de los componentes de las areniscas a fin de determinar las posibles áreas fuente que alimentaron su depósito.

## MARCO GEOLOGICO

La cadena hercínica de la Península Ibérica ha sido clásicamente dividida en zonas atendiendo a criterios paleogeográficos, petrológicos y estructurales (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1974). Presenta una zonación simétrica desde los dominios internos hacia los externos.

Los dominios internos están representados por las Zonas Centro-Ibérica, Ossa-Morena y Astur-

occidental-Leonesa, que se caracterizan por la existencia de un metamorfismo y un plutonismo generalizados, así como por poseer amplios afloramientos de materiales precámbricos.

Los dominios externos están representados por las Zonas Cantábrica y Surportuguesa, cuyas series comprenden una gran abundancia de materiales sedimentarios con edades desde el Devónico hasta el Carbonífero y están afectados por una tectónica tangencial (CASTRO, 1987), cuya fase principal actuó en el Westfaliense Superior. En los dominios internos, la deformación hercínica es anterior (Devónico Superior-Carbonífero Inferior) y más intensa que en los externos. El estilo y la intensidad de dicha deformación, así como gran parte de las características estratigráficas-paleogeográficas de los Dominios Internos, estuvieron en gran medida condicionados por una estructuración prehercínica de la cadena (BLATRIX y BURG, 1981; CHACÓN, 1981; PASCUAL, 1981; IGLESIAS et al., 1983; ORTEGA y GIL-IBARGUCHI, 1983; GARCÍA-CASQUERO et al., 1985; CASTRO, 1987).

La Zona de Ossa-Morena (ZOM), perteneciente a los Dominios Internos del orógeno hercínico, se caracteriza por la existencia de una serie estratigráfica discontinua con materiales cuyas edades oscilan entre el Precámbrico y el Carbonífero Superior. La estructuración prehercínica de la cadena afecta a la sedimentación en esta Zona, dando lugar a una gran heterogeneidad de las series estratigráficas correspondientes a los distintos dominios en que ha sido dividida (DELGADO-QUESADA et al., 1977). En ella afloran materiales de litologías, origen, distribución y edad muy variados, entre los que se incluyen: un complejo vulcanosedimentario, numerosas series detríticas y carbonatadas de facies bien distintas, secuencias de grado de metamorfismo variable, rocas plutónicas de carácter tanto ácido como básico, coladas volcánicas y *stocks* subvolcánicos de composición diversa.

La ZOM limita al Sur con la más meridional de las unidades del Macizo Hespérico, la Zona Surportuguesa (ZSP). El límite entre ambas es una estructura tectónica mayor; su naturaleza e, incluso, su localización exacta no es suficientemente conocida (BARD, 1969; BARD y MOINE, 1979; SIMAN-CAS, 1983).

La ZSP se divide tradicionalmente en tres sectores en relación a sus características estratigráficas y tectónicas (fig. 1):

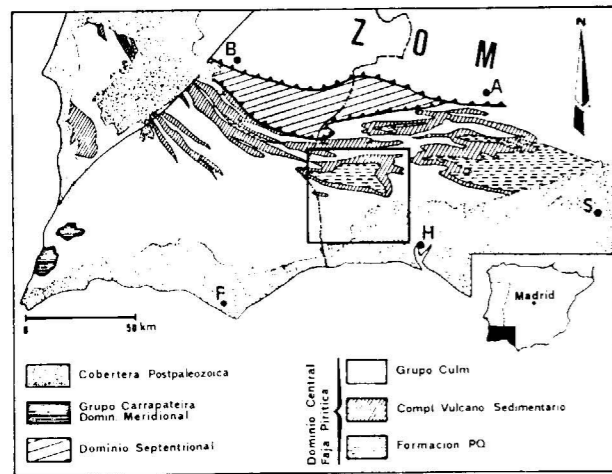


Figura 1.—Esquema geológico de la Zona Surportuguesa y localización del área estudiada.

Localidades: A: Aracena; B: Beja; F: Faro; H: Huelva; S: Sevilla.

— Sector Septentrional, constituido por secuencias fundamentalmente lutíticas que se caracterizan por una intensa deformación y metamorfismo en facies de esquistos verdes (CARVALHO et al., 1976).

— Sector Meridional o Grupo Carrapateira, con materiales de edad carbonífera que constituyen secuencias condensadas de plataforma (OLIVEIRA et al., 1979).

— Sector Central o Faja Pirítica, caracterizado por una intensa actividad volcánica durante el Dinantiense, asociados a la cual aparecen importantes yacimientos de sulfuros masivos, y por la existencia de potentes series flyschoides de facies Culm.

La columna estratigráfica más aceptada y representativa de la Faja Pirítica es la propuesta por SCHERMERHORN (1971). De muro a techo se distinguen las siguientes unidades: Grupo Pizarroso-Cuarcítico (PQ), Complejo Vulcano Sedimentario (CVS) y Grupo Culm. El Grupo Pizarroso-Cuarcítico constituye la base de la serie estratigráfica regional. Litológicamente está formado por una alternancia de pizarras y cuarcitas con eventuales lentejones conglomeráticos y carbonatados de edad devónica. El Complejo Vulcano-Sedimentario está representado por vulcanitas ácidas y básicas, pertenecientes a un vulcanismo en parte subaéreo y

en parte submarino, por materiales epiclásticos, en relación con el desmantelamiento de éstos y por series sedimentarias terrígenas que incluyen rocas de precipitación química. El Grupo Culm corona la serie y está formado por una alternancia de pizarras y grauvacas de carácter flyschoides cuyas edades oscilan desde el Tournaisiense Superior hasta el Westfaliense Inferior.

Entre el CVS y las turbiditas de facies Culm s. str., se dispone una serie de potencia variable de materiales pizarrosos y cineríticos que constituyen la Formación Pizarrosa Basal (MORENO y SEQUEIROS, en prensa).

#### AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en la parte más occidental de la Faja Pirítica española (ZSP) (figura 1). Comprende una de las estructuras mayores de la región, el anticlinorio de Puebla de Guzmán, en donde la serie estratigráfica general de la F. P. está bien representada, sin que existan evidencias de la superposición de escamas que caracteriza la tectónica de la región.

En el área elegida las areniscas del Culm están ampliamente representadas; sobre ellas se han realizado trabajos de índole netamente sedimentológica (OLIVEIRA et al., 1979; OLIVEIRA, 1983; MORENO y VERA, 1985), en los que se muestra el carácter turbidítico de la secuencia, con facies variables en relación a la posición que ocupen con respecto al sistema turbidítico al que pertenecen.

Las turbiditas del área del anticlinorio de Puebla de Guzmán pertenecen a dos dispositivos turbidíticos principales (MORENO, en prensa), uno de dirección ONO-ESE, constituido por turbiditas tipo I y III de MUTTI (1985), y otro NE-SO con turbiditas II y III (fig. 2). El carácter catastrofista asociado a su depósito queda de manifiesto en la interacción coetánea de ambos dispositivos turbidíticos, constituyendo ciclos de facies de características mixtas allá donde sus materiales coincidieron, tanto en el tiempo como en el espacio.

#### METODOLOGIA

##### Recogida y preparación de muestras

El estudio petrográfico se ha realizado a partir

de 193 láminas delgadas procedentes de muestras obtenidas de testigos de sondeos y de otras tomadas en afloramientos (fig. 2).

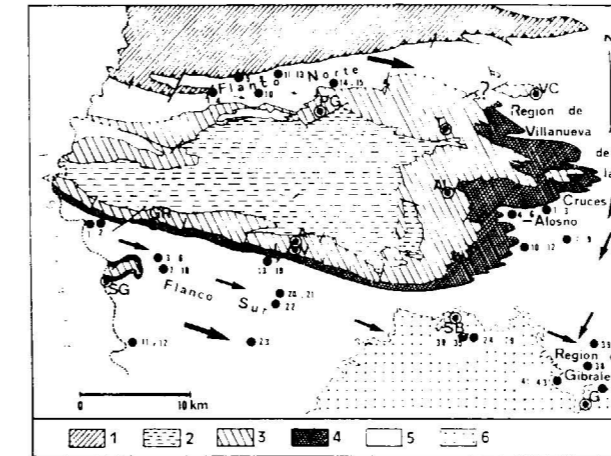


Figura 2.—Anticlinorio de Puebla de Guzmán. Localización de muestras. Las flechas indican sentido general de las paleocorrientes.

Leyenda: 1) Unidades alóctonas; 2) Grupo Pizarroso-Cuarcítico; 3) Complejo Vulcano-Sedimentario; 4) Serie Pizarrosa Basal; 5) Grupo Culm; 6) Cobertura Postpaleozoica.

Poblaciones: A: El Almendro; AL: Alosno; G: Gibraltar; GR: El Granado; PG: Puebla de Guzmán; SB: San Bartolomé de la Torre; SG: Sanlúcar de Guadiana; T: Tharsis; V: Villanueva de los Castillejos; VC: Villanueva de las Cruces.

Se ha pretendido que las muestras sean representativas de todas las facies presentes en los dos dispositivos turbidíticos principales que constituyen el Culm en el anticlinorio de Puebla de Guzmán (ONO-ESE y NE-SO).

Las muestras se han tomado selectivamente de la base de los estratos, teniendo en cuenta que, en esta parte, la concentración de fragmentos de roca es mayor (BLATT, 1967) y considerando más acorde con los objetivos propuestos la abundancia y tipos de fragmentos líticos que la composición mineralógica de las areniscas.

A título prospectivo se han teñido, según el método de HUTCHINSON (1974), 20 láminas delgadas elegidas al azar, con el objetivo de diferenciar la proporción de plagioclasas y de feldespato potá-

sico. En ninguna de las láminas teñidas apareció ningún grano correspondiente a Fdk, por lo que no se consideró necesaria la aplicación de tinciones.

#### Bases del estudio petrográfico

El estudio petrográfico de las areniscas se ha realizado en dos fases. Por un lado, la identificación pormenorizada de los componentes de las areniscas y de sus texturas, sin considerar la abundancia relativa de cada uno de ellos, puesto que para determinar su procedencia puede ser más indicativa la presencia de un solo fragmento determinado que una gran abundancia de otros no identificables con ninguna posible área fuente.

Por otra parte, se ha realizado un conteo con una red de 200 puntos por lámina, efectuado sobre una selección de las 70 muestras más representativas. Los puntos se han contado por el método QFR o clásico (BLATT, 1967; BASU, 1976; MACK y SUTTNER, 1977), pero sin tener en cuenta componentes minoritarios tales como minerales pesados, opacos, carbonatos, etc. Sin embargo, en la representación gráfica se han utilizado diagramas asociados normalmente al método QFL (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970; GAZZI et al., 1973; GRAHAM et al., 1976; INGERSOLL, 1978; INGERSOLL y SUCZEK, 1979).

El uso de un híbrido entre ambos métodos se justifica por las siguientes razones:

1) Dado que la mayoría de los fragmentos líticos existentes en las muestras estudiadas son microgranudos, se supone una diferencia mínima en los resultados del conteo de puntos por uno y otro método.

2) La variación en el tipo de fragmentos de roca en relación a la variación de la dirección de las paleocorrientes y de las facies turbidíticas, sólo es posible contemplarla con el conteo QFR.

3) La presencia de determinados fragmentos de roca en las areniscas puede ser decisivo para localizar posibles áreas fuente entre las regiones adyacentes más que para determinar su encuadre geotectónico, objetivo fundamental de la aplicación del método QFL (DICKINSON, 1970; VALLONI y MAINARD, 1981; CAVAZZA, 1986; PACKER e INGERSOLL, 1986; UNDERWOOD, 1986; JETT y HELLER, 1988). Por ejemplo, la presencia de fragmentos de rocas metamórficas u otras con evidencias de una defor-

mación previa a su depósito en las areniscas del Culm del anticlinorio de Puebla de Guzmán, indican un área fuente, ya deformada, metamorfiada y sometida a erosión en el Carbonífero Medio, al menos para parte de sus componentes.

4) El método Gazzi-Dickinson permite una más fácil comparación entre los distintos tipos de fragmentos de roca, además de utilizar parámetros y gráficos fácilmente comprensibles.

5) Desde un punto de vista práctico, en la actualidad se da una tendencia hacia la utilización de una mezcla de ambos métodos, así como al establecimiento de parámetros específicos adecuados a las necesidades que imponga cada caso de estudio (LASH, 1987, 1988; DORSEY, 1988).

#### RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRAFICO

Las areniscas del Culm del anticlinorio de Puebla de Guzmán son, en general, grauvacas líticas (según la clasificación de PETTIJOHN et al., 1972), con predominio de los fragmentos de rocas volcánicas y granos de cuarzo y feldespato sobre otros tipos de detritus (fragmentos de rocas sedimentarias, metamórficas y plutónicas, además de micas y otros componentes minoritarios).

**Matriz.**—Aunque este trabajo se realiza en base a la petrografía de la trama de las areniscas, conviene destacar que una característica común a la mayoría de las muestras estudiadas es su alto contenido en matriz (>10%). Su naturaleza original no se puede establecer mediante el microscopio petrográfico, dado que se encuentra totalmente recristalizada y aparece como un retículo homogéneo de pequeños cristales de filosilicatos de neoformación. No hay evidencias texturales que permitan asignarla a protomatriz o pseudomatriz procedente de la destrucción de fragmentos líticos. En cuanto a su contenido, aunque en algunas clasificaciones la proporción de matriz define distintos tipos de rocas, su presencia o no, aunque sea en cantidades mínimas, es lo único realmente relevante para una clasificación consistente, desde el punto de vista operativo, de las areniscas (WILLIAMS et al., 1982).

**Trama.**—Los componentes fundamentales de la trama de las areniscas se han dividido en dos grupos:

A) Fragmentos monominerálicos. Los más significativos son granos de cuarzo (redondeados o angulosos) y granos de feldespato cuya composición corresponde en todos los casos a plagioclasas sódicas ( $An_{0-5}$ ).

Como componentes minoritarios aparecen micas (mica blanca y, en menor proporción, biotita), rutilo, turmalina, circón y opacos.

El cuarzo es un componente común de las areniscas. En el caso que nos ocupa, además de la presencia de cuarzo detrítico, probablemente heredado, con índices de redondeamiento elevados, es de destacar la existencia de abundantes granos, cuyo origen volcánico se pone de manifiesto por la existencia de rasgos texturales característicos (golfos de corrosión, formas cristalinas redondeadas, limpieza interna de los cristales, fracturación concoidea con bordes cóncavos redondeados y bordes convexos angulosos). También hay fragmentos de cuarzo policristalino con límites saturados entre los distintos cristales; en algunos casos, presentan bordes poligonales que indican recristalización en estado sólido (condiciones metamórficas). Además, hay granos policristalinos de cuarzo con estructuras ribbon, que pueden ser consideradas fragmentos de cuarzo milonítico, cuyo origen puede estar en relación con zonas de cizalla. Hay también algunos granos de cuarzo que presentan numerosas inclusiones de turmalina en prismas desorientados; su origen puede estar relacionado con el desmantelamiento de rocas plutónicas ácidas o de cuarzo hidrotermal. Otras veces se observan granos de cuarzo que incluyen cloritas con estructura vermiforme, también en posible relación con procesos hidrotermales.

El estudio de la composición de los feldespatos ha merecido un especial interés, ya que podría ser significativa del carácter de la roca madre y de las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas del área fuente (PETTIJOHN, 1957; SUTTNER y ABHIJIT, 1981; TUCKER, 1981; WILLIAMS et al., 1982; HUMMON y VELBEL, 1988). En todos los casos, los feldespatos de las areniscas del Culm del anticlinorio de Puebla de Guzmán corresponden a plagioclasas sódicas ( $An_{0-5}$ ), aunque existen evidencias petrográficas de que su composición original, en algunos casos, correspondió a plagioclasas más cálcicas (fantasmas de zonaciones, formación de carbonatos y otros minerales cálcicos como producto de alteración, etc.).

La albitización de los feldespatos es un hecho común en las areniscas que han sufrido procesos de enterramiento importantes; la causa de esta albitización constituye un problema no resuelto hasta el momento (WILLIAMS et al., 1982). En algunas de las láminas estudiadas se observan evidencias de albita autógena relacionada con procesos diagenéticos. En estos casos, existe una corona de albita limpia que rodea a granos de plagioclasa detrítica con alteraciones sericiticas. Además, las rocas de la Zona Sur-Portuguesa (ZSP) presentan un metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo (MUNHA, 1979); el efecto del metamorfismo de bajo grado sobre la composición de los feldespatos da lugar a procesos generalizados de albitización. En el caso que nos ocupa hay evidencias de este tipo de procesos, apareciendo albita de neoformación en sombras de presión relacionadas con la deformación que acompaña al metamorfismo.

Considerando los datos anteriores, no es de extrañar que la composición de los feldespatos sea de albita prácticamente pura, y se escapen a nuestra consideración los datos que su composición podría aportar respecto al área fuente.

Aunque su composición es homogénea ( $An_{0-5}$ ), se distinguen dos tipos de granos en función de su morfología y del estado de conservación de los rasgos cristalográficos. Unos corresponden a albita de bordes difusos, posiblemente debido a recristalizaciones o corrosión postsedimentaria, con numerosas inclusiones que le confieren un aspecto sucio al microscopio; su origen más probable está relacionado con metamorfismo de bajo grado o con procesos metasomáticos. El otro tipo de albita aparece como granos subangulosos en los que se observan maclas y otros rasgos cristalinos característicos (p. e., líneas de exfoliación, zonaciones, etcétera), presentan irregularidades de extinción relacionadas con la deformación sufrida y, generalmente, muestran alteraciones que progresan a favor de discontinuidades cristalinas.

Aparecen fragmentos policristalinos con albita como componente único que, en función de sus características texturales, parecen corresponder a fragmentos de roca más que monominerálicos, como tales se han considerado.

Entre las micas se han identificado fragmentos de moscovita y de biotita. La moscovita como regla general no presenta signos de alteración impor-

tales; por el contrario, la biotita está casi siempre degradada. La presencia de estos dos minerales en las areniscas tiene un significado diferente. Aunque el transporte de ambos se realiza por suspensión, con lo cual, y a pesar de su fragilidad, son capaces de soportar un transporte largo; la moscovita es químicamente estable, en tanto que la biotita tiende a alterarse con facilidad, su presencia es indicativa de un transporte rápido y/o corto. Por el contrario, la moscovita, en función de su comportamiento como «resister», no es indicativa del tipo transporte sufrido.

A pesar de su densidad, las micas suelen depositarse por decantación con tendencia a acumularse en la facción más fina. La existencia de estos minerales en la fracción gruesa de los estratos indica mecanismos de transporte por flujos densos, en los cuales hay al menos una fracción donde no ha sido posible la decantación.

Además de los granos monominerálicos citados, se han encontrado como componentes muy minoritarios: turmalina, circón y opacos.

B) Fragmentos de roca. El predominio fundamental corresponde a fragmentos de rocas volcánicas tanto ácidas como básicas; también se han encontrado, por orden de abundancia: fragmentos de rocas sedimentarias (areniscas, pizarras, chert y calcarenitas), fragmentos de rocas plutónicas y/o subvolcánicas y fragmentos de rocas metamórficas.

Entre los fragmentos líticos, los detritus de rocas volcánicas son los más abundantes en la mayoría de las muestras estudiadas; corresponden a vulcanitas de composición diversa que conservan rasgos texturales significativos respecto al carácter de la roca madre. El índice de redondeamiento varía de unos casos a otros, incluso en granos de composición semejante. En función de su composición se distinguen los siguientes grupos:

En el grupo de los fragmentos de vulcanitas básicas se incluyen basaltos y/o andesitas, compuestos por plagioclasa albitizada y ferromagnesianos cloritizados. La textura suele ser pilotaxítica. En algunos casos se han observado fragmentos de composiciones equivalentes y texturas hialopilitica y microlítica fluidal. También es frecuente la presencia de texturas ofíticas y subofíticas en rocas de composición equivalente (probablemente solidificadas en un ambiente subvolcánico).

La forma externa de los fragmentos puede ser angulosa o redondeada, pudiendo coexistir en una misma lámina granos de uno y otro tipo sin que se observen variaciones composicionales.

Los fragmentos de vulcanitas ácidas corresponden a riolitas, riodacitas y dacitas de textura porfídica y geometría externa, por lo general angulosa, aunque algunos presentan un índice de redondeamiento mayor. También hay fragmentos con texturas propias de ambientes hipoabisales (granofídicas, esferulíticas y gráficas).

En proporción minoritaria respecto a los fragmentos descritos, se encuentran cenizas y vidrio volcánico cuya composición mineralógica no se puede determinar al microscopio petrográfico. Presentan contornos angulosos y están ausentes en la mayoría de las muestras.

Entre los fragmentos de rocas sedimentarias, se han observado granos de pizarra, arenisca, chert, rocas carbonatadas y fragmentos de material orgánico (restos vegetales y fósiles).

Los fragmentos de pizarra son de forma angulosa y dimensiones variables, llegando en algunos casos a alcanzar tamaño grava. Se trata de rocas previamente compactadas, en las que no hay evidencias de una deformación anterior a su depósito como fragmentos.

Los detritus areniscosos corresponden fundamentalmente a areniscas silíceas de grano fino. En este grupo se incluyen además fragmentos de cuarcita sin rasgos de texturas metamórficas.

La geometría externa de los granos es en unos casos angulosa y en otros redondeada, sin relación con la composición de los fragmentos; ambos tipos pueden coexistir en una misma lámina.

En proporción mucho menor, aparecen fragmentos de areniscas calcáreas que, dada su escasez, no pueden considerarse significativos. También hay fragmentos de rocas silíceas que corresponden a chert y jaspes equivalentes a los que aparecen intercalados en la secuencia vulcano-sedimentaria de la Faja Piritica. Con respecto a los escasos restos vegetales observados en las láminas delgadas (en contraste con las observaciones en afloramiento), corresponden a especies propias de climas cálidos y húmedos (Archeocallamites), aunque no proporcionan ningún dato respecto a la localización del área fuente.

Los fragmentos de rocas plutónicas más abundantes corresponden a rocas ácidas con texturas pertenecientes a profundidades de intrusión pequeñas (más propias de ambientes subvolcánicos que plutónicos en sentido estricto); en algún caso se han encontrado fragmentos de composición granítica con textura pegmatoide gráfica, así como granos redondeados con textura granuda y composición ácida.

Además de los fragmentos de rocas plutónicas ácidas, se han encontrado también granos correspondientes a rocas subvolcánicas básicas, fundamentalmente diabasas.

En las areniscas de algunos sectores de la región estudiada (sobre todo en el flanco Sur del anticlinorio de Puebla de Guzmán), son muy frecuentes los fragmentos de albitas, formados por albita y menas metálicas como componentes únicos. Sus texturas son granoblásticas y, excepcionalmente, hipidiomorfa. Su origen es difícil de establecer, pues si bien en los granos hipidiomorfos parece clara una relación con rocas hipoabisales metasomatizadas, la textura granoblástica en fragmentos de composición albitica indica condiciones de cristalización propias tanto de ambientes metasomáticos como de metamorfismo térmico en facies de corneanas de albita-epidota. Esta segunda hipótesis es difícil de aceptar en función de que sería necesaria una composición muy peculiar de la roca original para que diese una corneana con albita como componente único.

En resumen, se acepta un origen por metasomatismo sódico sobre rocas hipoabisales ácidas o intermedias, tanto para los fragmentos hipidiomorfos como para los de textura granoblástica. El problema radica en la localización de dicho metasomatismo; es decir, si se produjo en la roca madre o es postdeposicional, teniendo en cuenta la existencia de procesos de albitización durante la diagénesis (BLATT et al., 1980).

En el grupo de los fragmentos de rocas metamórficas se han considerado los granos en los que existen evidencias inequívocas de un metamorfismo relacionado con una deformación previa a la que afecta a la Faja Piritica. El grado de metamorfismo varía desde esquistos micáceos hasta pizarras anquimetamórficas. También existen fragmentos de cuarцитas micáceas.

## RESULTADOS DEL CONTAJE DE PUNTOS

Los resultados del conteo de puntos y de los parámetros calculados según se indica en el apartado de metodología, quedan reflejados en las tablas I y II.

**TABLA I**

Q=Porcentaje total de granos de cuarzo.  
 $Q=Q_m+Q_p$ .  
 $Q_m$ =Porcentaje de cuarzo monocristalino.  
 $Q_p$ =Porcentaje de cuarzo policristalino.  
F=Porcentaje total de granos de feldespato.  
 $F=P+K$ .  
P=Porcentaje de plagioclasa.  
K=Porcentaje de feldespato potásico.  
L=Porcentaje total de fragmentos de roca.  
 $L=L_m+L_v+L_s+(L_p+L_c+L_f+L_d+L_i)$  (\*).  
 $L_m$ =Porcentaje de fragmentos de rocas metamórficas.  
 $L_v$ =Porcentaje de volcánicas (incluyendo cineritas y vidrio).  
 $L_s$ =Porcentaje total de fragmentos de rocas sedimentarias.  
 $L_p$ =Porcentaje de rocas plutónicas (\*).  
 $L_c$ =Porcentaje de carbonatos (\*).  
 $L_f$ =Porcentaje de filosilicatos (\*).  
 $L_d$ =Porcentaje de minerales densos (\*).  
 $L_i$ =Porcentaje de fragmentos indiferenciados.  
 $L_s=L_{s_1}+L_{s_2}$ .  
 $L_{s_1}$ =Fragmentos de areniscas.  
 $L_{s_2}$ =Fragmentos de pizarras.

(\*) Porcentajes insignificantes.

Los diagramas triangulares utilizados para la representación de los datos (figs. 3, 4, 5, 6) han sido construidos con la finalidad de hacer destacar la proporción relativa de distintas poblaciones de granos, especialmente significativos, tanto a nivel general (marco geotectónico), como a nivel regional (marco geológico regional):

— Los diagramas QFL y QFLmvs (fig. 3) proporcionan una visión general acerca de la estabilidad de los granos y su composición.

— Los diagramas QmPK (fig. 4) permiten la visualización de las proporciones relativas de los distintos granos monominerálicos, así como la comparación entre los tipos de feldespatos existentes.

— Los diagramas QFLv, QFLm y QFLs (fig. 5) muestran la proporción relativa de poblaciones prácticamente constantes (Q y F) con respecto a

otras más variables que corresponden a los fragmentos de roca más representativos.

— La comparación de los tres tipos fundamentales de fragmentos líticos se muestra en los diagramas LmLvLs (fig. 6).

— Y, por último, los diagramas LmLvLs<sub>1</sub> y LmLvLs<sub>2</sub> (fig. 6) muestran las proporciones de los distintos tipos de fragmentos de rocas sedimentarias respecto a las poblaciones de volcánicas y metamórficas.

## DISCUSION

En función de la composición de la trama de las muestras estudiadas, las areniscas del Culm de la Faja Piritica son arenas líticas vulcanoclásticas según la clasificación de DICKINSON y SUCZEK (1979).

La comparación de los diagramas composicionales de las areniscas estudiadas en este trabajo, con los propuestos como estándares por DICKINSON y SUCZEK (1979), para el análisis de la procedencia de las areniscas, nos permite establecer un origen mixto en relación con el desmantelamiento de arcos magmáticos y con un aporte minoritario de detritus procedentes de orógenos reciclados.

A esta misma conclusión se llega comparando los resultados obtenidos en nuestro estudio con las gráficas de procedencia de MACK (1984).

En cualquier caso, establecer consideraciones paleogeográficas, objetivo principal de nuestro estudio, es una labor que comporta ciertos riesgos dado que existen factores muy importantes para determinar la procedencia de los detritus que no pueden ser representados en gráficos de tipo composicional. Para el caso que nos ocupa, el estudio petrográfico de las areniscas pone de manifiesto los siguientes puntos que han de tomarse en consideración para deducir la procedencia de los componentes de las areniscas:

1) Presencia de rasgos texturales que indican una procedencia diferente para granos de la misma composición.

2) Existencia en una misma muestra de granos texturalmente incompatibles si se considera un proceso sedimentario único.

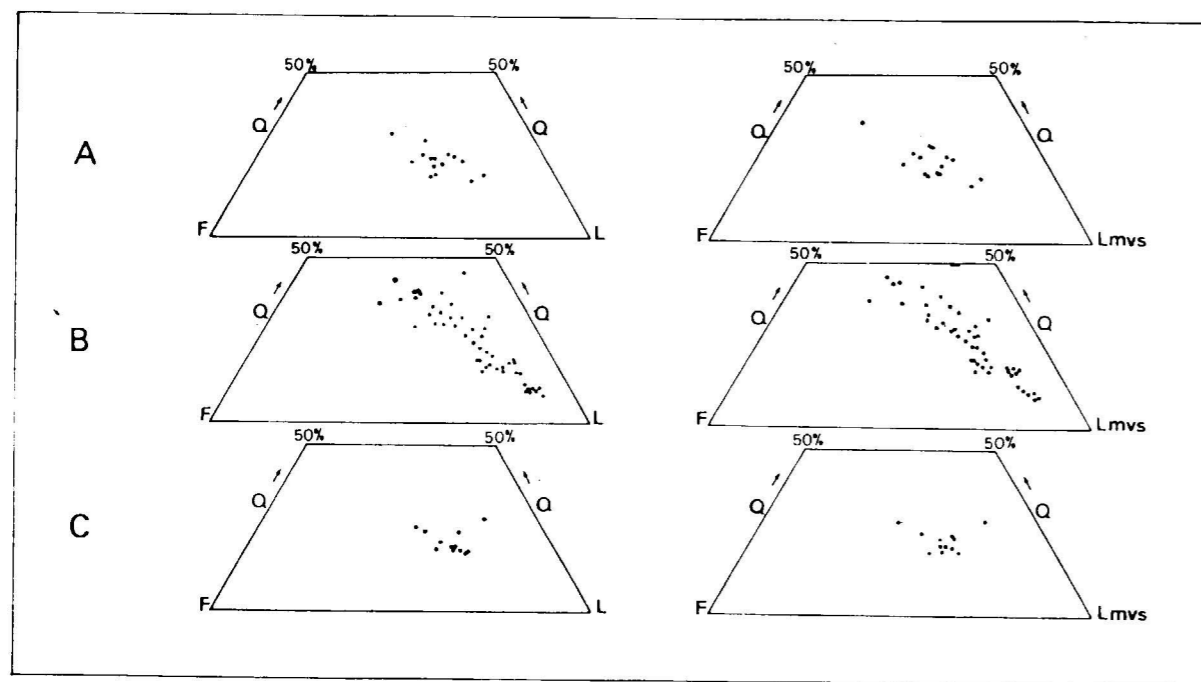
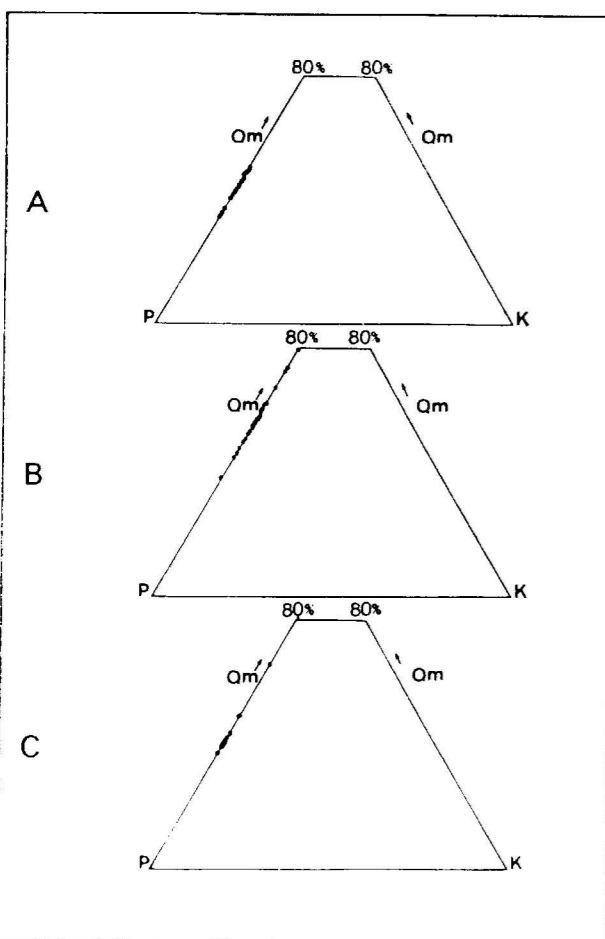


Figura 3.—Diagramas QFL y QFLmvs. A) Flanco Norte; B) Flanco Sur; C) Región de Villanueva de las Cruces-Alosno.



3) Rasgos texturales que evidencian cambios diagenéticos.

4) Abundancia de detritus poco significativos respecto a las peculiaridades del área fuente.

En función de las características de algunos componentes de la trama de las areniscas del Culm de la Faja Pirítica (ZSP) —expuestos en el apartado anterior— son de destacar los siguientes hechos:

— El origen de los feldespatos puede estar en relación con la disgregación de rocas plutónicas o volcánicas, pero dado el carácter anguloso de los granos, su transporte debió de ser corto, y por lo tanto su procedencia más probable está relacionada con las vulcanitas de la propia Faja Pirítica (se descarta un transporte tipo *pebbles supported*, considerando la elevada proporción de trama de estas areniscas).

— Todos los tipos de fragmentos de rocas volcánicas presentes en las areniscas que hemos estudiado tienen equivalentes (desde el punto de vista textural y composicional) en las vulcanitas de

Figura 4.—Diagrama QmPK. A) Flanco Norte; B) Flanco Sur; C) Región de Villanueva de las Cruces-Alosno.

Dis,  
tur.  
ONO-ES





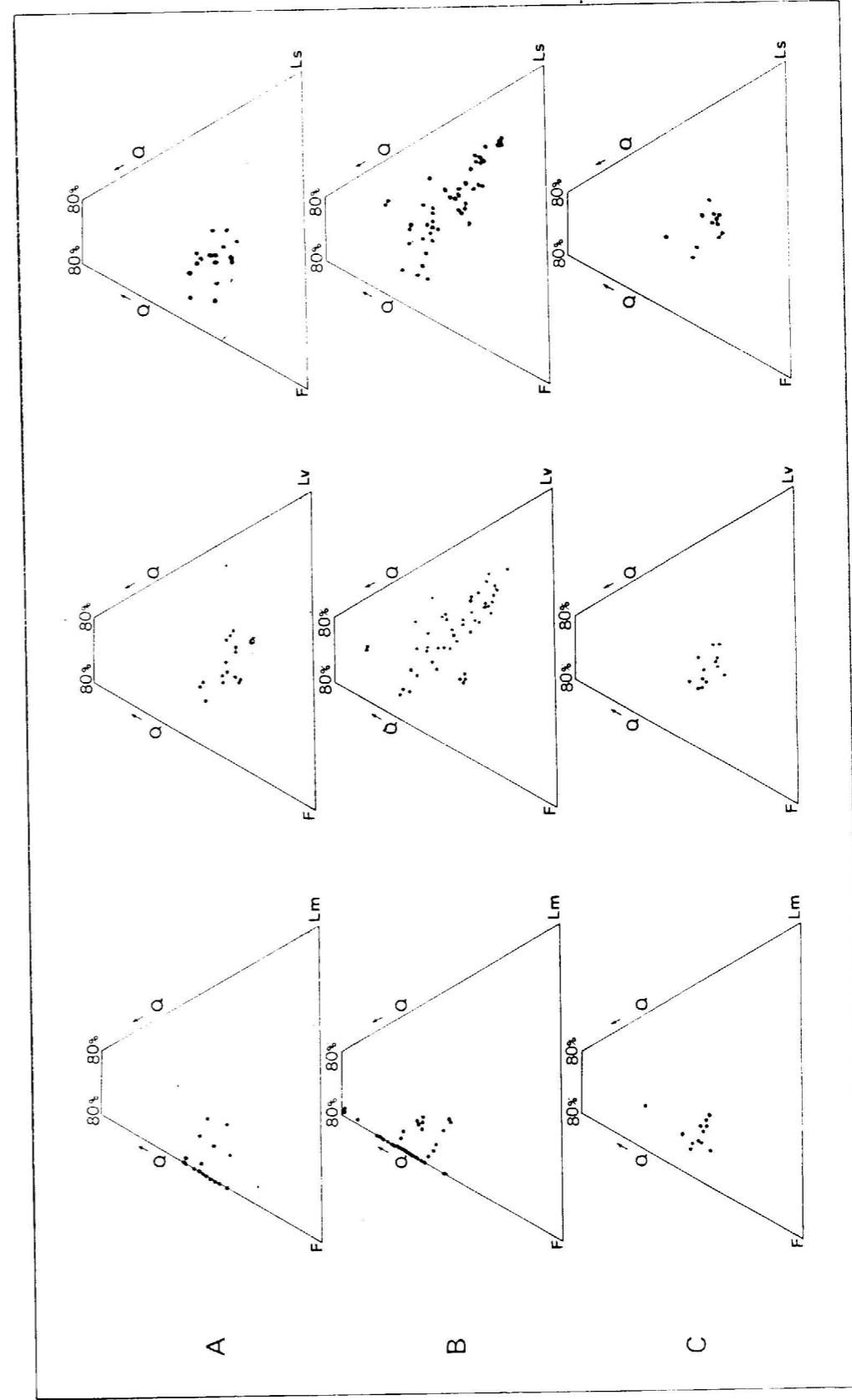


Figura 5.—Diagramas QFLm, QFLv y QFLs. A) Flanco Norte; B) Flanco Sur; C) Región de Villanueva de las Cruces-Alosno.

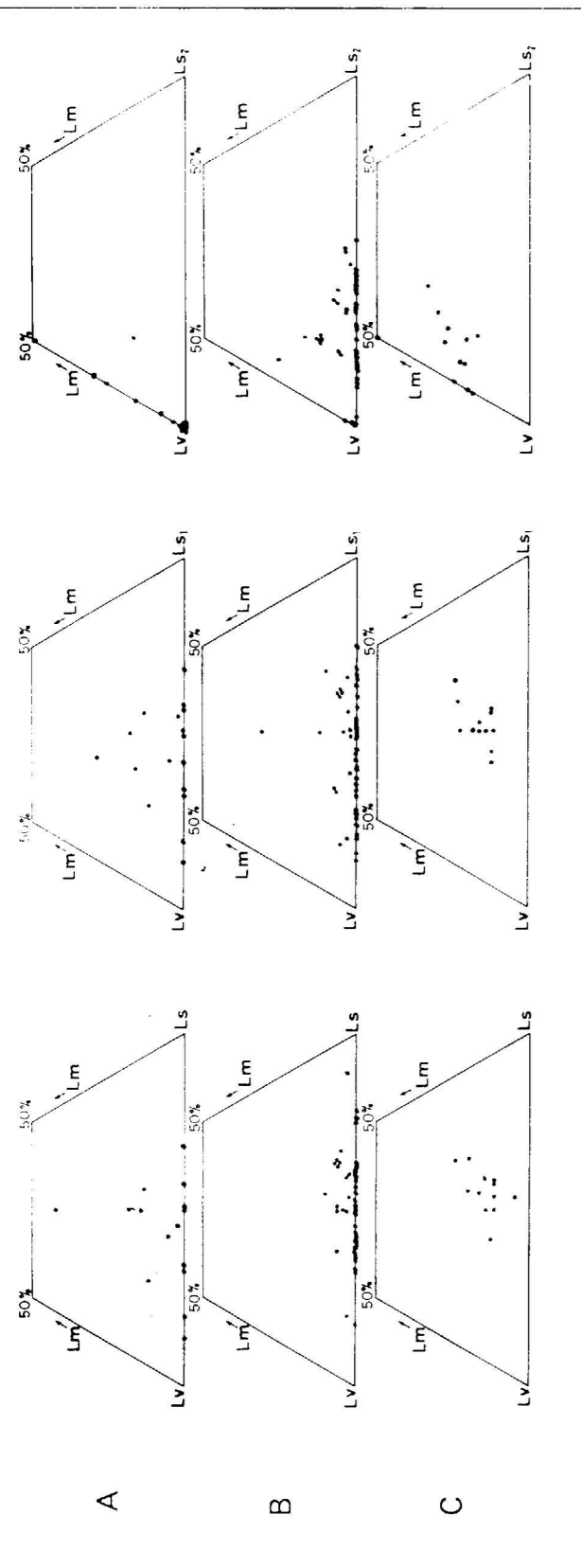


Figura 6.—Diagramas QFLs, QFLs<sub>1</sub> y QFLs<sub>2</sub>. A) Flanco Norte; B) Flanco Sur; C) Región de Villanueva de las Cruces-Alosno.

la ZSP, y aunque este argumento no puede considerarse definitivo debido a que en regiones próximas (ZOM) existen rocas equivalentes de edad cámbrica, los rasgos texturales de la mayoría de los granos, indicativos de un transporte corto, nos inclinan hacia la primera opción, es decir, que procedan del dismantelamiento de la Faja Pirítica, pero sin descartar que al menos algunos de estos fragmentos procediesen de la ZOM, sobre todo los que presentan mayores índices de redondeamiento si se supone un proceso sedimentario único.

— El origen de los fragmentos de rocas hipobasales ácidas puede estar en relación con ambientes volcánicos o plutónicos, sin que existan datos suficientes para decantarse en uno u otro sentido.

— Los fragmentos de pizarra son indicativos de un transporte corto dado su carácter anguloso y el gran tamaño que alcanzan en algunas muestras. Por lo tanto, su área fuente más probable debió de estar en la propia ZSP, bien en relación con áreas emergidas, o bien en relación con la erosión de la plataforma correspondiente a la Serie Pizarrosa Basal.

— El origen de los detritus areniscosos incluidos en las muestras no se puede establecer con seguridad, ya que areniscas con características semejantes se encuentran tanto en la ZSP como en la ZOM. La distinción en función de la existencia de una foliación previa no se puede utilizar como criterio diferenciador, dado que la foliación que presentan estas areniscas, cuando se ha observado, es paralela a la regional de la grauvaca.

— Respecto a los fragmentos de rocas plutónicas ácidas, las dos posibilidades que mejor explicarían su presencia en las areniscas del Culm son:

En primer lugar, su origen puede estar en relación con la erosión de granitoides pertenecientes al área fuente; en la ZOM se conoce la existencia de rocas plutónicas devónicas (p. e., Alter do Chao, PASCUAL, comunic. pers., 1987). En estas regiones podría estar el origen de los fragmentos inequívocamente plutónicos.

En segundo lugar, podría tratarse de fragmentos plutónicos arrastrados durante los procesos eruptivos y/o explosivos, dada su similitud composicional con las vulcanitas ácidas de la ZSP.

— Al igual que en el caso anterior, los granos de rocas subvolcánicas básicas no aportan datos relevantes respecto al área fuente.

— Los fragmentos anquimetamórficos tienen una procedencia dudosa, en cualquier caso de áreas distintas a la Faja Pirítica (Sector Septentrional de la ZSP o ZOM, como hipótesis más probables).

— Y, por último, los granos de esquistos y cuarzas micáceas tienen como origen más posible la ZOM, en la que existe un zócalo precámbrico de rocas de este tipo y una secuencia paleozoica cuya deformación acompañada de metamorfismo tuvo lugar en el Devónico Superior (CHACÓN et al., 1983).

#### CONSIDERACIONES FINALES

De la naturaleza y de la geometría (textura) de los componentes de las areniscas se desprende que las turbiditas del Culm del anticlinorio de Puebla de Guzmán se alimentaron con detritus procedentes de regiones diversas. Por un lado, de materiales afines a los que existen en la ZSP, y por otro lado, de rocas procedentes de regiones emergidas durante el Carbonífero y con una deformación, plutonismo y metamorfismo previos a esta edad. Con estas características se apunta la Zona de Ossa-Morena como área fuente más probable para este tipo de fragmentos.

Por lo tanto, y en función de la clasificación de ZUFFA (1980), a las areniscas del Culm de la Faja Pirítica (ZSP) son areniscas híbridas, ya que contienen fragmentos intra y extracuenca.

La composición de las areniscas está relacionada con la localización de las muestras en los dispositivos turbidíticos a los que pertenecen y, por tanto, con las regiones en que hemos dividido el área que abarca este trabajo (Flanco Norte, Flanco Sur y región de Villanueva de las Cruces-Alosno). Este planteamiento queda reflejado en las siguientes consideraciones:

1) Las proporciones QFL (fig. 3) son semejantes en las tres regiones, si bien, en parte de las muestras del Flanco Sur, se observa una disminución de los granos monominerálicos en favor de los fragmentos líticos. Es decir, existe más varia-

ción composicional donde se da una mayor variabilidad de facies.

2) Los fragmentos de rocas volcánicas, sedimentarias (pizarras y areniscas) y, en menor medida, metamórficas, son los más representativos en las tres regiones diferenciadas. Esta afirmación queda corroborada por la similitud de los diagramas QFL y QFLmvs (fig. 3).

3) La variación regional en la composición petrográfica de las areniscas se pone de manifiesto en los diagramas LmLvLst, LmLvLs<sub>1</sub> y LmLvLs<sub>2</sub> (figura 6); es decir, en la abundancia relativa de los fragmentos líticos más representativos.

Las mayores diferencias estriban en la distribución de los fragmentos metamórficos y en el tipo y abundancia de los fragmentos sedimentarios:

— Los fragmentos metamórficos están presentes en todas las muestras de la región de Villanueva de las Cruces-Alosno, ausentes en las del Flanco Sur y escasamente representados en las del Flanco Norte.

— Los granos de rocas sedimentarias representan las mayores diferencias regionales. Los fragmentos de areniscas tienen proporciones similares en las tres regiones, en tanto que los fragmentos de pizarra están bien representados en el Flanco Sur y región de Villanueva de las Cruces-Alosno, mientras que están ausentes en el Flanco Norte.

De la variedad composicional de las areniscas del Culm de la región estudiada y, en particular, de la distribución de algunos de sus detritus se deduce la existencia de barreras geográficas en la cuenca carbonífera de la Faja Pirítica. Estas barreras controlaron la distribución de los sedimentos en la cuenca a favor de «paleovalles», dispuestos en probable relación con direcciones tectónicas, asumiendo un esquema similar al propuesto por LECOLLE (1976).

#### BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierra d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): Sa place dans le segment hercynien Sud-Ibérique*. Tesis Doct. Univ. Montpellier, 398 pp.
- BARD, J. P., and MOINE, B. (1979): *Acebuches amphibolites in the Aracena hercynian metamorphic belt (Southwest*

- Spain): *Geochemical variations and basaltic affinities*. Lithos, 12, 271-282.
- BASU, A. (1976): *Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation*. Jour. Sed. Petrology, 46, 694-704.
- BLATT, H. (1967): *Provenance determinations and recycling of sediments*. Jour. Sed. Petrology, 37, 1031-1044.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G., and MURRAY, R. (1980): *Origin of sedimentary rocks*. Ed. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey. Sec. Ed., 782 pp.
- BIATRIX, P., and BURG, J. P. (1981): *40Ar-39Ar dates from Sierra Morena (southern Spain): Variscan metamorphism and cadomian orogeny*. N. Jb. Miner. Mh., 10, 470-478.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H. A. C., e INVERNO, C. M. C. (1976): *Contribuição para o conhecimento geológico do grupo de Ferreira-Ficalho, suas relações com a Faixa Piritosa e Grupo Pulo do Lobo*. Mem. e Notícias, 82, 145-169.
- CASTRO, A. (1987): *Implicaciones de la Zona Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la cadena hercínica europea*. Estudios Geol., 43, 249-260.
- CAVAZZA, W. (1986): *Miocene sediment dispersal in the Central Española Basin. Rio Grande Rift, New Mexico, U.S.A.* Sedimentary Geol., 51, 119-135.
- CHACÓN, J. (1981): *Superposición de zonas de cizalla en la Formación de las Grullas (Grupo de Azuaga, Anticlinorio de Badajoz)*. Cuad. Geol. Ibérica, 7, 489-507.
- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E., y PÉREZ-LORENTE, F. (1977): *Criterios para la diferenciación de Dominios en Sierra Morena Central*. Stvdia Geol., 12, 75-90.
- DICKINSON, W. R., and SUCZEK, C. A. (1979): *Plate tectonics and sandstone compositions*. Amer. Ass. Petr. Geol. Bulletin, 63, N. 12, 2164-2182.
- DORSEY, R. J. (1988): *Provenance evolution and unroofing history of a modern arc-continent collision: evidence from petrography of Pilo-Pleistocene sandstones, Eastern Taiwan*. Jour. Sed. Petrology, 58, N. 2, 208-218.
- GAZZI, P. (1966): *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino monnese: correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Mineral. Petrograf. Acta, 12, 69-97.
- GAZZI, P.; ZUFFA, G. G.; GANDOLFI, G., and PAGANELLI, B. (1973): *Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. Italiana, 12, 1-37.
- GRAHAM, S. A.; INGERSOLL, S. V., and DICKINSON, W. R. (1976): *Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Blak Warrior basin*. Jour. Sed. Petrology, 46, 620-632.
- HUMMON, G. J., and VELBEL, M. A. (1988): *The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of the Southern Blue Ridge Mountains, North Carolina*. Jour. Sed. Petrology, 58, 219-227.
- HUTCHINSON, CH. S. (1974): *Laboratory handbook of petrographic techniques*. Wiley interscience publication, 558 pp.
- IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M. L., y RIBEIRO, A. (1983): *Interpretación aloctonista de la estructura del NO peninsular*. In: Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos, t. I, IGME, 459-467.
- INGERSOLL, R. V. (1978): *Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin, norther and Central California*. Jour. Geol., 86, 335-352.
- INGERSOLL, R. V., and SUCZEK, C. A. (1979): *Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218*. Jour. Sed. Petrology, 49, 1217-1228.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. E. (1974): *Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000*. IGME (Memoria explicativa).
- JETT, G. A., and HELLER, P. L. (1988): *Tectonic significance of polymodal compositions in mélange Belt, North Cascade Range, Washington*. Jour. Sed. Petrology, 58, 52-61.
- LASH, G. G. (1987): *Longitudinal petrographic variations in a Middle Ordovician trench deposit, Central Appalachian orogen*. Sedimentology, 34, 227-235.
- LASH, G. G. (1988): *Longitudinal petrographic variations in a Middle Ordovician trench deposit, central Appalachian Orogen. Reply*. Sedimentology, 35, 524-526.
- LECOLLE (1976): *La ceinture sud-Ibérique: Un exemple de province à amas sulfures volcano sédimentaires. (Tectonique, Métamorphisme, Stratigraphie, Volcanisme, Paléogéographie et Métalogenie)*. Thèse Univ. Pierre et M. Curie, Paris, 609 pp.
- LOTZE, F. (1945): *Zur gliederung der Varisziden de Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 78-92.
- MACK, G. H., and SUTTNER, L. J. (1977): *Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range*. Jour. Sed. Petrology, 47, 89-100.
- MORENO, C. (en prensa): *Dispositivos turbidíticos sincrónicos en el Carbonífero Inferior de la Faja Piritica (Zona Sur-Portuguesa)*. Estudios Geol.
- MORENO, C., y VERA, J. A. (1985): *El Culm al sur del anticlinorio de Puebla de Guzmán (Huelva, España)*. Bol. Geol. Min., 96-II, 141-151.
- MORENO, C., y SEQUEIROS, L. (en prensa): *The Basal Shaly Formation of the Iberian Pyrite Belt (South-Portuguese Zone): Early Carboniferous Bituminous Deposits*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecology.
- MUNHA, J. (1979): *Blue amphibols, metamorphic regime*

- and plate tectonic modelling in the Iberian Pyrite Belt. Contr. Mineral Petrol., 60, 279-289.
- MUTTI, E. (1985): *Turbidite systems and their relations to depositional sequences*. In: G. C. ZUFFA (ed.): Provenance of arenites. Reidel Publishing Company, Amsterdam, 65-93.
- OLIVEIRA, J. T. (1983): *The marine Carboniferous of South Portugal. A stratigraphic and sedimentological approach*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 29, 3-37.
- OLIVEIRA, J. T.; HORN, M., and PAPROTH, E. (1979): *Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern Portugal and on the paleogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany*. Serv. Geol. Portugal, 65, 151-168.
- PACKER, B. M., and INGERSOLL, R. V. (1986): *Provenance and petrology of Deep Sea Drilling Project sands and sandstones from the Japan and Mariana forearc and backarc regions*. Sed. Geology, 51, 5-28.
- PASCUAL, E. (1981): *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (Sector central de Sierra Morena)*. Tesis Doct. Univ. Granada, 519 pp.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks*. Ed. Harper and Row, New York, 2nd. ed., 718 pp.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E., and SIEVER, R. (1972): *Sand and Sandstones*. Ed. Springer-Verlag, New York, 218 pp.
- SCHIRMERHORN, L. J. G. (1971): *An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt*. Bol. Geol. Min., 82, 239-268.
- SIMANCAS, J. F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa*. Tesis Doct. Univ. Granada, 483 pp.
- SUTTNER, J., and ABHILIT, B. (1981): *Climate and the origin of quartz arenites*. Journ. Sed. Petrology, 51, 1235-1246.
- TUCKER, H. E. (1981): *Sedimentary Petrology. An introduction*. Geoscience Texts, 3. Ed. Blackwell Scientific Publications, 252 pp.
- UNDERWOOD, M. B. (1986): *Sediment provenance within subduction complexes an example from the aleutian forearc*. Sed. Geology, 51, 57-73.
- VALLONI, R., and MAYNARD, J. B. (1981): *Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation*. Sedimentology, 28, 75-83.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J., and GILBERT, C. M. (1982): *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin section*. Ed. Freeman and Company, 2nd ed., 626 pp.
- ZUFFA, G. G. (1980): *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sed. Petrology, 50, 21-29.

Recibido: Marzo de 1988.

# INFORMACION

## Mineros destacados del Siglo XIX

### Daniel Francisco de Paula de Cortázar y Larrubia (1844-1927)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

Este ilustre ingeniero nació y falleció en Madrid, villa donde residió durante toda su vida.

#### 1. ANTECEDENTES FAMILIARES

Nació en la calle de Caballero de Gracia, núm. 46, piso segundo, el martes 2 de abril de 1844, a las doce horas. En su inscripción figuraba (desaparecieron los libros parroquiales en el incendio de esta parroquia) con el segundo apellido, al parecer erróneamente como «de Rubia». Su padre fue Juan Cortázar y Abasolo, natural de Bilbao, así como sus abuelos paternos, Eugenio y Josefa.

La madre fue Ezequiel de Rubia y Mencos, natural de Ciudad Real, así como sus padres, Francisco y Tomasa.

Fue bautizado en la iglesia parroquial de San Luis, el lunes día 8 del mencionado mes y año. Una de las anomalías encontradas en su partida, volumen 42, folio 232, son los padrinos y los testigos, como si el matrimonio careciese de amistades en Madrid o no deseara participasen en este acto. Fue padrino su alumno, también de Bilbao, Ricardo Martín, y madrina su sirvienta Juana de Miguel, natural de Sigüenza, actuando como testigos los dos sacristanes de la iglesia parroquial, Julián Hueras y Casiano García, ambos naturales de Madrid.

Por línea paterna proceden estos Cortázar de una noble familia vizcaína de la Merindad de Arratia, Anteiglesia de Ceánuri Alto. Los Abasolo, también vizcaínos, justificaron reiteradamente su nobleza en Vizcaya, y tenían una ligazón secular con la Iglesia de Santa María de Unza.

Por línea materna, su bisabuela Tomasa de Mencos procede de una noble familia castellana del siglo XI, de la rama que permaneció en Castilla y se distinguió durante siglos por sus brillantes servicios prestados a los reyes de Castilla.

Nació en Bilbao su padre, Juan de Cortázar y Abasolo (8 de junio de 1809) y falleció en Madrid (8 de abril de 1873). Demostró desde los primeros estudios su afición por las matemáticas. Terminada la enseñanza media se licenció en ciencias, y como la escuela de Ingenieros de Caminos estuvo cerrada (1823-1834) durante la época en que podía cursar la carrera de ingeniero, por la que sentía afición, decidió trasladarse a París, donde se diplomó en la carrera de Caminos y Calzadas en la Escuela Central. En los diversos títulos inscritos en sus obras figuró primero como Ingeniero Civil Diplomado de la Escuela Central de París de Caminos y Calzadas, y después como de Puentes y Caminos.

Se dedicó a la enseñanza, siendo nombrado (1838) catedrático de matemáticas de la Universidad Central. También el nombre de la cátedra lo consigna con titularidad diferente, consecuencia de los cambios en los planes de estudios, primero lo era de Complementos de Algebra y Geometría Analítica y después de Algebra superior y Geometría Analítica.

Sus actividades como publicista las inicia con la traducción de las obras de matemáticas de Bourdon. Por las fechas de publicación y la circunstancia de poseer la encomienda de la Legión de Honor y haber pertenecido a la «Ecole Polytechnique», podría tratarse del famoso instrumentista Eugéne (1808-1884). Las obras de Bourdon estaban adaptadas a los programas de enseñanza de los «Lycées». Publicó en París (1838) un tratado completo de trigonometría rectilínea y esférica, obra encomiada por la sección 3.ª de la Dirección General de Estudios, en dictamen de 11 de septiembre de 1839. Publicó en 1843 una «Memoria sobre el cálculo de interés», obra muy alabada por el canónigo Alberto Lista y Aragón (1775-1848), en escrito autógrafa (1844). Además publicó: Tratado de Aritmética (1846), Tratado de Geometría (1855), Tratado de Algebra (1848), Tratado de Algebra Superior (1849), Tratado de Geometría Analítica (1855), Aritmética Práctica para las escuelas primarias (1856), Elementos de Algebra, Ele-

mentos de Aritmética, Aplicaciones del Algebra a la Geometría, Geometría Analítica de dos y tres dimensiones. Todas estas obras fueron actualizadas y publicadas en ediciones sucesivas, incluso después de su fallecimiento, éstas con la colaboración de su hijo. La geometría elemental estaba en la edición 16 en 1869, y la aritmética en la 23 en 1870. En la biblioteca del Instituto Tecnológico GeoMinero de España se conservan una geometría y una trigonometría reeditadas en 1900. Estas ediciones tan numerosas demuestran el interés por las obras de matemáticas de Juan de Cortázar, admitidas como libros de texto en los institutos y universidades.

Su misión fundamental fue la de profesor de la Universidad Central, actividad simultaneada con la docencia particular y doméstica, función autorizada oficialmente por la reducida asignación oficial de los catedráticos.

Fallece en Madrid (9 de agosto de 1856) el Inspector General del Cuerpo de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos José García Otero, titular de la medalla número 4 de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. La medalla se declara vacante (10 noviembre de 1856) y el candidato es propuesto (25 de noviembre de 1856) para esta medalla de la Sección de Exactas. Reunida la Sección (5 de diciembre de 1856) acuerda proponer al pleno dos aspirantes, en primer lugar a Juan de Cortázar, y en segundo al catedrático de Astronomía de la Universidad de Madrid y doctor en Ciencias Eduardo Novella. La Academia acuerda (29 de diciembre de 1856) convocar sesión extraordinaria el (2 de enero de 1857) para la votación, en la cual le fue adjudicada a Juan Cortázar la medalla número 4, correspondiente a la Sección de Exactas. Contesta dando las gracias y aceptando (8 de enero de 1857).

Sorprende escribiese a la Academia renunciando a su medalla (29 de diciembre de 1862) por falta de salud, dado que continuó en su actividad docente hasta su fallecimiento, once años después.

Madrid a 31 de Agosto de 1860  



#### 2. ESTUDIOS

Inicia la primera enseñanza en su domicilio familiar de Caballero de Gracia, como hijo de un destacado profesor. El padre siempre pensó, por el ambiente universitario en que vivía, dar a su hijo una formación apta para seguir una de las tres carreras de Ingeniería en aquella época, la de Minas, la de Bosques y la de Caminos, para que entrase con toda su formación y por derecho propio en

esa minoría de titulados de los cargos públicos bien remunerados, dado que las tres escuelas eran de Cuerpo, o sea que automáticamente pasaban a incorporarse a los Cuerpos respectivos de Ingeniería.

El niño destacó por sus aficiones a las ciencias naturales, por ello pensó el padre orientarlo a cualquiera de las dos carreras mencionadas en primer lugar. En aquella época el analfabetismo nacional superaba el 75 por 100 de la población. La enseñanza primaria, teóricamente gratuita, era indispensable para el paso a la media, seguida por una minoría, presentaba ésta tres fórmulas de cursarla: oficial, privada y doméstica. La segunda enseñanza se consideraba sin utilidad alguna, salvo para las personas dispuestas a seguir enseñanzas superiores universitarias. Para el caso del ingreso en las Escuelas de Ingenieros, era suficiente acreditar la formación en algunas de las asignaturas de la enseñanza secundaria.

Daniel sólo cursa las asignaturas necesarias para poderse presentar al examen de ingreso en las Escuelas de Ingenieros, por dos de los conductos establecidos: doméstico y privado. Los estudios domésticos, profesados por su padre, catedrático de Matemáticas de la Facultad de Ciencias de Madrid, fueron: Aritmética, Algebra, Geometría, Trigonometría y Geometría analítica, con aprovechamiento suficiente para el plan deseado, según certificado firmado por su padre (31 de agosto de 1860). Existía en Madrid una academia preparatoria para los exámenes de ingreso en las tres Escuelas de Ingenieros, ubicada en la calle de Alcalá, 27, fundada por el célebre Doctor Vicente Santiago de Masarnau, e inscrita como Colegio Preparatorio de primera clase para toda clase de carreras. Mientras que Daniel fue alumno del colegio la dirección la ostentaba el Dr. en Ciencias Mariano Santisteban. Fue suficiente para Daniel cursar los estudios durante el año académico 1859-1860, obteniendo las calificaciones siguientes: En Física, sobresaliente; en dibujo lineal, bueno; en religión y moral, bueno.

Madrid 31 de Agosto de 1860  


Estos requisitos indispensables para participar en el examen de ingreso los cumplió a los dieciséis años, pudiendo solicitar la admisión para los exámenes de ingreso de septiembre, firmando su petición el 31 de agosto de 1860.

Efectuados los exámenes, lo mismo que en la Escuela de Montes, aprueba en ambas con buenas notas, quedando incorporado a la promoción de 1860 de Ingenieros de Minas con el número 454.

Ingresado en la Escuela, realiza con destacada brillantez los estudios, siendo pensionado desde el tercer curso de

carrera, terminada brillantemente a los veinte años de edad, ingresando después de cumplir todas las condiciones establecidas (19 de julio de 1865) en el Cuerpo de Ingenieros de Minas.

Nos encontramos en los últimos meses de la dirección (1862-1864) de la Escuela por Policarpo Ciá y Francés (1817-1867). El curso (1863-1864) se presenta con varios asuntos delicados, promovidos por los alumnos en momentos difíciles por la quebrantada salud del director, y la protesta estudiantil, propia de la situación política durante los últimos años del reinado de Isabel II (1833-1868). Con ocasión de la advertencia del profesor de dibujo a Cortázar de que el suyo de paisaje era bastante deficiente, aduce el alumno la falta de condición del aula de dibujo de la Plaza de Conde de Barajas, 8, y otras manifestaciones, consideradas como inconvenientes por el profesor. El ingeniero aporta sus quejas a la junta de profesores, para la apertura del correspondiente expediente escolar.

Después de finalizada la carrera de Ingeniero de Minas, obtiene brillantemente el grado de Licenciado en Derecho.

### 3. ACTIVIDADES PROFESIONALES

Terminada la carrera de Ingeniero de Minas, ingresa en el Cuerpo Nacional como ingeniero segundo (19 de julio de 1865). Estuvo destinado en los distritos mineros de Teruel, Palencia, Jaén y Madrid. Posteriormente pasó como subdirector a las explotaciones oficiales de Almadén y Linares. Durante los cinco años permanecidos en estos servicios, conoció y practicó la técnica administrativa de la profesión, distinguiéndose en todas partes por su buen juicio y estricto cumplimiento del deber.

El Ministro de Fomento, José de Echegaray e Izaguirre (1832-1916) considera necesario reorganizar los servicios geológicos, ante el fracaso de su incorporación a la Junta General de Estadística. Propuso a S. A. el Regente la oportuna disposición oficial (28 de abril de 1870) con la denominación de Comisión del Mapa Geológico, designando presidente de la misma (18 de mayo de 1870) a Felipe Bauza y Rábade (1802-1875). Una de las decisiones de la Dirección de Bauza fue la incorporación a la misma de Cortázar (O. Regente de 1 de diciembre de 1870). Colaboró en la Comisión durante treinta y ocho años, o sea, hasta su promoción como Presidente de la Junta Superior Facultativa de Minas.

El rey Amadeo I de Saboya desea celebrar el aniversario de su coronación con la concesión de una serie de recompensas. Pide las oportunas propuestas y el Ministro de Fomento, Conde de Toreno, propone para su ingreso en la Orden de Isabel la Católica a Cortázar, por sus obras científicas y fomento de la riqueza nacional para el bien de la Nación (23 de enero de 1871).

Instituida la República Federal (11 de febrero de 1873) bajo la presidencia de Estanislao Figueras y Moragas (1819-1822), le encargan al eminente geólogo Manuel Fernández de Castro (1825-1895), de conocidos antecedentes republicanos, la reorganización de la Comisión. El oportuno decreto de reorganización es sancionado (D. de 28 de marzo de 1873) y a la denominación se le añade «de España», y

designado director de la misma a Manuel Fernández de Castro.

Nuestro biografiado desarrolló en la Comisión una extraordinaria actividad, traducida en dar a la imprenta más de dos mil páginas de literatura científica profundamente especializada, en la que, con la amena lectura, resplandecen a la vez el orden, el método y una conciencia técnica de primer orden. Destacado erudito y escritor de léxico preciso y estilo elegante, adquirió gran relieve desde muy joven, pero acaso por exponer sus juicios con demasiada sinceridad, se creó en algunos momentos ciertas animadversiones. Destacó siempre una cualidad fundamental, dentro de la justicia, la amistad incondicional de sus amigos.

Inicia sus publicaciones en la Comisión, con un trabajo (1874) sobre «Cálculo de altitudes por medio de observaciones barométricas», operación imprescindible por la mala calidad de la cartografía geográfica que debía servir de base para la temática. Sus trabajos sobre geología regional de zonas grandes se refieren a las provincias de Cuenca, Zamora, Orense, Almería, Ciudad Real, Córdoba, Toledo, Lérida, Alava, Segovia, Valladolid.

Durante sucesivos ascensos estuvo integrado a la Comisión, ascendió a Ingeniero Jefe de segunda (25 de mayo de 1877) y a Jefe de primera (9 de mayo de 1891), así como en su categoría de Inspector General del Cuerpo. Sustituyó en la Presidencia de la Comisión (1902) a Esteban Fernández de la Reguera, hasta su ascenso (1908) a Presidente del Consejo de Minería.

Consecuencia de su prestigio fue el interés de muchas entidades científicas extranjeras, de contarle entre sus miembros, como las sociedades geológicas de Londres, Francia, Bélgica, Italia, Paleontológica de Suiza, Historia Natural de Chile, Artes de Coimbra, Academia de Ciencias y Artes de Barcelona.

Algunas de sus publicaciones merecieron destacados elogios. De la descripción geológica y agrológica de la provincia de Cuenca se publicó en la «Gaceta de Madrid» (2 de agosto de 1876) un elogioso juicio, realizado por orden del gobierno por una de las Corporaciones científicas más competentes en la materia. Sobre la misma obra, el Ministro de la Gobernación, Fermín Caballero (1800-1876) emitió un informe oficial, leído ante el Consejo Superior de Agricultura, al que pertenecía.

Designado miembro del jurado de la Exposición Universal de Filadelfia (1876) escribió una memoria de más de 400 páginas, que el Gobierno juzgó digna de publicarse de R. O., en la que se tratan los asuntos relacionados con la Exposición de una manera científica, con datos y juicios concienzudos y copiosos. Con motivo de esta Exposición los Comisionados norteamericanos encargaron a los jurados que más se habían distinguido la redacción de unos informes que pusieran de manifiesto los adelantos hechos en la industria universal hasta el año 1876, fecha de la Exposición. Le asignaron a Cortázar el capítulo referente a la minería y metalurgia del mercurio. El trabajo se publicó en inglés, «Mercury Report given the Commissioners of the Centennial Exhibition of Philadelphia». Después fue traducido y publicado en alemán.

Se presentó, en colaboración con Amalio Gil y Maes-

tre, al concurso público del Legado Gómez Pardo, sobre alumbrado de las minas (1879), presentando un valioso trabajo publicado por la Escuela de Minas, por haber merecido el premio.

Miembro fundador de la Real Sociedad Geográfica (2 de febrero de 1876), ocupa en ella varios cargos directivos, entre ellos el de vicepresidente. Con ocasión de ser miembro de esta Sociedad Geográfica de Madrid, participó en la organización del «Congreso Geográfico hispano-portugués-americano» celebrado en Madrid en octubre de 1892, y presentó un trabajo titulado «Exploraciones geológicas y geográficas en Méjico y en la América Central y Meridional», publicado por dicho Congreso, t. 1, p. 275, 1893.

En el Ateneo de Madrid, del que fue miembro activo, entre otras conferencias pronunciadas en dicho centro, figuran como publicadas: «Gea americana», «Evolución natural», «La mina de Riotinto y sus calcinaciones», Madrid, 1888. «Evolución natural».

Fue miembro de la Sociedad Española de Historia Natural, y en sus Anales publicó, entre otros, «Sobre la formación del criadero de Almadén», t. XXIII, 1893-96, pp. 246 a 249.

Su compañero de la promoción de 1854, Pedro Salcerin y Legarra (Irún, 1854-La Habana, 1893), ingeniero jefe del distrito minero de La Habana, ascendió a Inspector General de Minas (13 de julio de 1858). Publicó «Apuntes para la descripción físico-geológica de las jurisdicciones de La Habana y Guanabacoa» (1880). Añadió como apéndice a esta descripción el trabajo de Cortázar «Descripción de un nuevo equinodermo de la Isla de Cuba, Encope Cice».

Intervino activamente en los congresos geológicos internacionales de Bolonia (1882), Praga, Zurich (1894) y San Petersburgo, Electricidad de París (1881), dejando siempre bien puesto el nombre de España.

Entre las recompensas ganadas durante su vida profesional figuran cuatro grandes cruces: Alfonso XII, Isabel la Católica, Mérito Militar y Mérito Civil. Caballero de la Legión de Honor francesa y Comendador de la Orden del Cristo de Portugal.

Los compañeros organizaron (18 de marzo de 1927) una solemne sesión necrológica, en memoria de este ingeniero, de quien dijo el ilustre marino y dramaturgo Pedro Novo y Colson (Cádiz, 1846-Madrid, 1931): «Será por la posteridad proclamado geólogo sapientísimo y glorioso purificador del habla española.» Celebrada en el aula magna de la Escuela de Minas, bajo la presidencia del Director de la Escuela, Eduardo Gullón y Daban (1860-1927). Intervienen representantes del Instituto Geológico y Minero de España, de la Real Academia de la Lengua y de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

### 4. MIEMBRO DE LA REAL ACADEMIA DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

Tenía interés Manuel Fernández de Castro, Director de la Comisión del Mapa Geológico, de que uno de sus

subordinados más destacados, Cortázar, ocupase una de las medallas de la Real Academia de Ciencias, perteneciente a la Sección de Naturales. Fallecido el Dr. en Ciencias Ramón Llorente Lázaro, titular de la medalla número 23 de Naturales, es propuesto Cortázar (16 de noviembre de 1880) por los numerarios Manuel Fernández de Castro y Sandalio de Pereda. Simultáneamente se presenta a la misma vacante el Dr. en Medicina Angel Guirao. Efectuada la votación (30 de noviembre de 1880) es elegido Guirao, quien falleció a los diez años (5 de junio de 1890), sin tomar posesión.

Fallece otro miembro de la Sección de Naturales (14 de febrero de 1883), el Inspector General del Cuerpo de Ingenieros de Montes Esteban Boutelou (1823-1883), titular de la medalla número 11. Se anuncia (1 de marzo de 1883) la vacante y (7 de marzo de 1883) Cortázar es propuesto nuevamente por los mismos académicos. Es elegido Cortázar miembro electo (9 de abril de 1883), posesionándose de la plaza (1 de junio de 1884). En la titularidad de la medalla le sucedió el R. P. Fr. Agustín Barreiro y Martínez, O. S. A. (6 de abril de 1927).

El discurso de ingreso se titula «Meteorología endógena y estado interior del globo terráqueo, según los últimos adelantos de la geología». Fue contestado por el primer firmante de su propuesta, el Director de la Comisión del Mapa Geológico, Fernández de Castro.

Ocupó varios cargos en la Academia, entre ellos el de vicesecretario (1894-1896), el de vicepresidente (1923-1927) y el de presidente de la Sección de Naturales (15 de marzo de 1923).

Fue propuesto y designado senador del Reino por la Academia en diez ocasiones: 9 de abril de 1905; 24 de septiembre de 1905; 5 de mayo de 1907; 22 de mayo de 1910; 22 de marzo de 1914; 23 de abril de 1916; 10 de marzo de 1918; 15 de junio de 1919; 2 de enero de 1921; 13 de marzo de 1923. Le había precedido en esta representación el Dr. en Ciencias Miguel Merino y Melchor, fallecido (7 de marzo de 1905) el mes anterior a su primera propuesta.

Propuesto por la Real Academia, es designado (17 de enero de 1905) Consejero del Superior de Agricultura, Industria y Comercio.

Siempre estuvo dispuesto a contestar a los discursos de ingreso en la Real Academia de sus amigos y compañeros. Entre éstos figuran el de Justo Egozcue (14 de mayo de 1893), titulado «Concepto y límites naturales de la especie en el mundo orgánico». El de Lucas Mallada y Pueyo (29 de junio de 1897), «Los progresos de la Geología en España durante el siglo XIX». A Pedro Palacios y Saenz (9 de abril de 1900), «Consideraciones acerca de la influencia del terreno en la distribución de los vegetales». A Rafael Sánchez Lozano (29 de junio de 1904), «Origen de la Hornaguera y formación de las cuencas hulleras españolas». Al Ingeniero de la Armada Gustavo Fernández Bastos (29 de junio de 1907), «El buque de combate». Al Dr. en Ciencias Naturales Ignacio Bolívar y Urrutia (20 de junio de 1915), «Los Museos de Historia Natural». Al Dr. en Medicina y Cirugía Amalio Gimeno Cabañas (29 de enero de 1922), «De las imperfecciones y defectos del organismo humano». A Florentino Azpeiti y Moros

(19 de febrero de 1922), «Significado y valor de las especies fósiles como argumento en Geología para la clasificación y distinción de los terrenos». A Domingo de Orueta y Duarte (18 de marzo de 1923), «Historia del microscopio y su aplicación en las Ciencias Naturales». A Pedro de Novo y Fernández Chicarro (18 de marzo de 1925), «El velo de Osis en la síntesis geológica».

Referente a esta última contestación, relataremos algunos detalles, por haber conocido a quienes intervinieron. Comunicó Cortázar (17 de diciembre de 1924) al nuevo electo, Novo, su designación, y le indicó que, al igual que había contestado al discurso de ingreso de su padre, Pedro Novo y Colson en la Real Academia de la Lengua, deseaba ahora contestar al suyo en la de Ciencias. Estamos a principios del año 1925. Cortázar padecía una grave enfermedad y era visitado semanalmente por Pedro Novo. Uno de los días encuentra a Cortázar dictando desde la cama, a su amanuense, la contestación del discurso de ingreso de su hijo. Esto le emocionó a Novo, a quien dijo: «En varios días he terminado mi discurso, sólo faltan algunos renglones. Esperad un poco a que los dicte y podréis llevarlo a la Academia.» Varias veces he oído comentar al académico Pedro Novo y Fernández Chicarro que para ingresar en la Sección de Naturales es necesario contar con el apoyo de Cortázar, indicio de su autoridad en la Sección de su presidencia.

Creada por la Real Academia de Ciencias la «Medalla José Echegaray e Izaguirre», la primera fue concedida (1907) a su titular, Echegaray. Prepara Cortázar el ambiente para conceder la segunda (1910) y logra (23 de febrero de 1910) fuese para su íntimo amigo Eduardo Saavedra y Moragas (Tarragona, 1829-Madrid, 1912), Inspector General del Cuerpo de Ingenieros de Caminos y Arquitecto. En el acto solemne de la imposición (19 de marzo de 1910) habló en primer lugar Cortázar, exponiendo un amplio panegírico del premiado, al que añadió la referencia de 202 obras publicadas por Saavedra. En segundo lugar habló Echegaray.

##### 5. MIEMBRO DE LA REAL ACADEMIA DE LA LENGUA

Comenzó Cortázar la publicación de sus trabajos científicos cuando tenía treinta y tres años. El contacto durante las expediciones geológicas, recorriendo más de 100.000 kilómetros con su martillo y alforjas, unas veces a caballo y otras a pie, cruzando montes, llanos y sierras, charlando, mientras formatizaba sus muestras, con rudos campesinos de las diversas regiones peninsulares, de quienes oyó modismos inesperados y extrañas variantes de nuestro idioma. Tuvo la idea feliz de reunir, apuntar y analizar esas frases y modismos, el cuidado de cotejarlos con otras expresiones regionales, y con las frases de los libros científicos escritos en nuestra lengua. Como decía, «reunión abundantes menas filológicas, que, sometidas al crisol de los buenos escritores y al garbillo de los léxicos, le permitieron separar las menas de las gangas y obtener algún metal que ofrecer a la Academia, en tributo que debemos a la riqueza y esplendor de nuestro idioma». Con el transcurso del tiempo fue depurando y hermoheando su lenguaje, hasta lograr el correctísimo que le dio justa fama.

Trabajó activamente en la eliminación de extranjerismos inútiles y malsonantes. En las descripciones geográficas, en lugar de flanco, de origen francés, empleó ladera, derrame, vertiente. Su buen gusto le hizo decir turbal y no turbera; avenamiento y nunca drenaje; artificio y no dispositivo; ingenio por máquina; ámbito en lugar de perímetro. Hoy no damos importancia a muchas de estas voces por la amplitud de voces admitida en nuestro diccionario oficial, frente a contenido en voces de finales del XIX. El conocimiento de cuatro lenguas vivas en aquella época: castellano, francés, inglés y alemán. También conocía el latín, griego, árabe. Este dominio lingüístico le permitió actuar siempre con firmeza y preparar más de 14.000 cédulas de adiciones, supresiones y enmiendas antes de su ingreso en la Real Academia. Afirmaba que «entre los neologismos abundan los hijos pródigos; esas voces olvidadas durante mucho tiempo y que vuelven por capricho de un escritor o por conducto de un idioma extraño», como ejemplo está «suceso», en el sentido de buen éxito, voz perfectamente castiza y que sus contemporáneos consideraban como galicismo. Fue designado académico correspondiente en 1887 y en la decimotercera edición del diccionario se recogen muchas cédulas de Cortázar.

Comentando las voces típicas de geología, en estos momentos con tendencia al cambio, ceduladas por Cortázar, por formaciones incorrectas, como cámbrico, silúrico, devónico, etc., decía Cortázar: «Desgraciadamente, en nuestras aulas las cuestiones de etimología, de semántica y de neología son casi peregrinas, lo cual, en la práctica, es verdaderamente más perjudicial para los alumnos que siguen las carreras científicas que para los dedicados a las literarias...» «Las terminaciones y la ortografía han de sujetarse al genio particular de los diversos idiomas.»

Como criterio general, decía ser «partidario decidido de los neologismos bien establecidos, no por ello olvidó el culto que merece la tradición en la lengua patria...», que ha de conservarse como patrimonio indestructible de todos los españoles.

En sus críticas sobre la introducción de neologismos, insistía en la diferencia entre conductibilidad o calidad de conductible y conductividad o facultad conductiva, correlativa a la voz bien formada inglesa conductivity, contra la mal hecha conductibilité francesa, causa de muchos usos incorrectos en el español.

Criticaba Cortázar la admisión de neologismos, redundancias perjudiciales para el lenguaje vulgar como las voces: artefacto por artificio; bloque por canto; comaltaje por correntía o entarquinado; croquis por apunte y bosquejo; drenaje por avenamiento o palería; etiqueta por marbete; manivela por manubrio; thalweg por vaguada; turbera por turbal; misión por cometido; mixtificación por engaño, chasco, burla, falsificación, etc.

Lamenta la generalización de barbarismos como alcalímetro, espectroscopía, mineralogía, pluviometría.

En sus campañas de limpieza del idioma insistía en la corrección de solucionar por resolver; influenciar por influir; presupuestar por presuponer; concursar por concurrir. Muchas veces le he oído a Novo (hijo) el comentario sobre el uso de lupa, procedente de lupanar, en lugar de lente.

En la formación de una lengua, además de las aportaciones obra del pueblo, comenzada por cambiar las voces latinas en castellanas, están «las oídas a los sabios o eruditos, por adición de voces perdidas por el progreso de los tiempos, cedidas por las necesidades diarias y crecientes de las invenciones, tratos y cosas nuevas, causa del crecimiento de los neologismos, siempre con un límite, para evitar un furor inventor, sin orden ni reglas».

De los famosos mineros del Harz, se esparcieron por todos los países desde el siglo X, consecuencia del laborio de los venedores metalinos, las voces castellanas: blenda, bocarte, bismuto, castina, cobalto, cuarzo, chorlo, dama, dique, drusa, esmalte, espago, estemple, feldespató, ganga, gneis, grauvaca, hornblenda, jade, manganeso, marga, mena, níquel, potasa, rafa, salbanda, turmalina, cinc, etc.

En la provincia de Alicante al pozo artesiano, procedente de Artois, lo denominan artesano.

Las nomenclaturas geológicas deben atribuir las a los hombres de la misma profesión, en bien de la comunidad universal de intereses.

Considera las diversas lenguas como prototipo de democracias, por haber existido siempre en ellas el sufragio universal.

Entre sus méritos debe incluirse su contribución en los 15 tomos de la revista fundada con Eduardo Saavedra y de la que fue activo colaborador, «Anales de la Construcción y de la Industria», y también su participación en el «Diccionario de Arquitectura e Ingeniería».

En varias ocasiones el eminente político y escritor malagueño Antonio Cánovas del Castillo (1828-1897) había planteado en la Real Academia la necesidad de incorporar a un geólogo, para poder estudiar las voces correspondientes a dicha ciencia, cuya voz geología se admitió en la 5.ª edición del diccionario (1817), y la de geólogo en la 11.ª (1869), a la que acompañaron «las indispensables de recta formación o incorporadas al castellano por el uso de personas cultas».

Leyendo el código del último cuarto del XVI, atribuido a Juanco Turrientes, titulado «Los Veinte y un Libros de los Ingenios y Máquinas», en su libro primero, folio quinto, encontré la voz «jheologos», descubrí uno de los «hijos pródigos» de Cortázar, dado que los científicos españoles admitimos la procedencia nórdica de la voz, por la lectura de la obra de Mikkel Pederson Esvholt (1610-1669), titulada «Geología Norvegica». Oslo, 1657.

Patrocinaba Cánovas la propuesta de Cortázar para académico de la Española, pero siempre obtuvo la impresión de ser prematuros sus deseos. Fallece el escritor en Santa Agueda (8 de agosto de 1897), víctima de nefando crimen, y con su vacante se cumplen los deseos del Jefe del Partido Conservador. Propone a Cortázar para la silla C, como primer firmante, su amigo Eduardo Saavedra Moragas, sucesor de Manuel Bretón de los Herberos (1796-1873) en el sillón B. Elegido (diciembre de 1897) por unanimidad, prepara su discurso de ingreso y es contestado en la solemne sesión celebrada (23 de abril de 1899) por su amigo Saavedra. Con esta elección quedó

abierta en la Academia Española la entrada de técnicos dispuestos a colaborar en los problemas que el avance científico proporcionaba al idioma.

##### 6. AMIGO PROTECTOR DE SUS AMIGOS

Una de las particularidades de Cortázar era la de estar siempre a disposición de sus amigos para la defensa de las causas justas. Citaremos algunos ejemplos.

La Escuela de Minas de Madrid contaba en su claustro con un joven profesor y distinguido matemático, Ramos Pérez de Muñoz (1870-1920), natural de Jerez de la Frontera (31 de enero de 1870), perteneciente a la promoción de 1894. Este científico fue autor de un libro de cálculo infinitesimal, utilizado por las principales academias preparatorias para los exámenes de ingreso en las escuelas de ingenieros. Nos encontramos en el año 1920, con continuos conflictos laborales y atentados sangrientos. La fábrica de galletas «La Fortuna» tiene un conflicto laboral con opiniones divididas entre sus trabajadoras, mano de obra barata, por ser femenina. Hay diversidad de opiniones, y la de una mayoría es contraria a la huelga. Un piquete informativo trataba de impedir el acceso al trabajo a un conjunto de mujeres, defendidas por un grupo de «Unión Ciudadana». Inesperadamente unos huelguistas apostados detrás de la esquina de la calle de San Vicente inició un tiroteo resultando muerto en el acto el Ingeniero de Minas. El crimen de ese hombre, modesto y bondadoso, persona de bien y defensor activo del orden, fue condenado por la generosa juventud de la Escuela de Minas y de las otras escuelas de ingenieros, quienes llevaron a hombros sus restos hasta el cementerio. En el Palacio del Senado fue presentada una proposición de ley, debido a la iniciativa de Cortázar, firmada entre otros por el director de la Escuela de Minas, Eduardo Gullón y Daban, Conde de Valmaseda, Augusto Gálvez Cañero y Alzola, San Miguel, Pidal y Rebollo, pidiendo la concesión de una pensión vitalicia para la viuda del ingeniero, Pérez de Muñoz.

En el capítulo referente a la Real Academia de Ciencias mencionamos otro detalle de amistad con el profesor de la Escuela de Minas Pedro de Novo.

Uno de sus mejores y más íntimos amigos fue el Ingeniero de Caminos y arquitecto tarraconense Eduardo Saavedra y Moragas (1829-1912). Este ingeniero fundó, a finales de 1875, la revista «Anales de la Construcción y de la Industria. Periódico científico, artístico y comercial», y tenía como fin principal «dar a conocer a los ingenieros y arquitectos, empresarios e industriales de toda clase, las obras, descubrimientos y adelantos más importantes de nuestro país y del extranjero». Desde su aparición figuró como director, tenía su administración en la calle de la Libertad, 14, principal. Con números de 16 páginas salía los días 10 y 25 de cada mes. Esta revista se publicó hasta 1890 y necesitaba desde su fundación un miembro en la dirección que se ocupase de los temas relacionados con las actividades mineras y afines. Acudió a Cortázar a pedirle un colaborador y desde el principio Cortázar, a pesar de sus muchas ocupaciones en la Comisión del Mapa

Geológico, aceptó (20 de diciembre de 1876) y acudía con frecuencia a la calle de la Libertad.

La salud de Saavedra va decayendo en los últimos años de su vida, se encuentra con dificultades para asistir a las sesiones de la Real Academia Española y del desempeño de la tesorería de la misma que venía ocupando desde 1901 (11 de febrero). Siente Cortázar como propia la situación de su amigo, y promueve y logra (diciembre de 1911) el acuerdo siguiente: «A propuesta de los señores Director, Commeleerán, Cortázar, Alemany y Catalina, la Real Academia Española mediante votación secreta y unánime, acordó estimar a Vd. presente en todas las Juntas de esta Corporación, asista o no a ellas, en vista de los grandes servicios prestados por V. E. a la misma.»

Su intervención en la entrega de la Medalla Echegaray a Saavedra queda tratada en el capítulo de la Real Academia de Ciencias.

Una de las publicaciones póstumas de Saavedra fue el libro «El Nilo. Estudios técnicos e históricos», finalizado hacia 1880. Sus amigos Emilio Cotarelo y Mori y Mariano Catalina le convencieron de su actualización y publicación en la serie «Colección de Escritores Castellanos», como indica en su prólogo (10 de julio de 1911). La obra llegó a la imprenta durante los últimos meses de la vida del autor, pero éste tenía un buen amigo. Era Cortázar, quien se ocupó de la corrección de las galeras y ultimar cuantas dudas surgieron durante la impresión.

Considera Cortázar que una persona del valor de Saavedra debe immortalizarse con un monumento, después de activas gestiones logra se inicie la recaudación para construirlo en su ciudad natal, Tarragona, patrocinado por el «Centro Comercial Hispano-Marroquí». La circular, firmada en Madrid (1 de mayo de 1912), lo está por destacadas personalidades de la Ciencia y de la Política, figuran entre ellas varios académicos numerarios de la Española, Historia y Ciencias. Intervino en varias sesiones necrológicas en memoria de Saavedra, como fue la del Senado (miércoles, 1 de mayo de 1912) y la del Centro de Defensa Social de Madrid (viernes, 12 de abril de 1912).

Demostración de los buenos sentimientos sinceros y desinteresados, la encontramos en sus disposiciones testamentarias. En uno de sus codicilos deja a su nieta 40 acciones del Banco de España en usufructo y en nula propiedad a la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, destinando sus rentas al pago de los títulos de Ingenieros de Minas, de quienes lo mereciesen por el aprovechamiento en sus estudios.

Por otro codicilo dispone que su magnífica biblioteca, de más de 12.000 volúmenes, sea examinada por su amigo y compañero especialista en hidrogeología, Alfredo Kindelán y de la Torre (1868-1925), antiguo subordinado en el Instituto Geológico, predecesor en el fallecimiento, se quede con los libros que le interesen; del resto pasasen los de ciencias naturales que no existiesen en la biblioteca del Instituto a este organismo, y los restantes se entregasen a la biblioteca de la Escuela de Minas por su testamentario Vicente Kindelán y de la Torre (1886-1938).

## 7. PUBLICACIONES

Incorporado por Felipe Bauza a la Comisión del Mapa Geológico, recién organizada (1870), inicia sus publicaciones en este organismo (1874) con el trabajo sobre las observaciones barométricas, publicando en este centro un total de 23, el último en 1908.

Cálculo de altitudes por medio de observaciones barométricas.—Boletín I, 1874.

Datos para la geología de la provincia de Cuenca, sacados del Memorial literario de 1788.—Bol. I, 1874.

Datos geológico-mineros de las provincias de Zamora y Orense.—Boletín I, 1874.

Reseña física y geológica de la región norte de la provincia de Almería.—Boletín II, 1875.

Sistema hullero de Puertollano, provincia de Ciudad Real.—Boletín II, 1875.

Fosforita de Bélmez, provincia de Córdoba.—Boletín II, 1875.

La geología en la Exposición de Filadelfia.—Boletín III, 1876.

Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1877. Boletín V, 1878.

Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1878. Boletín V, 1878.

Descripción de un nuevo equinodermo de la isla de Cuba. *Encope Ciae*, n. sp.—Boletín VII, 1880.

Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real.—Boletín VII, 1880, p. 289.

El hundimiento de Puigcerdós en 13 de enero de 1881.—Boletín VIII, 1881, p. 349.

Clasificación y colorido de los mapas geológicos.—Boletín IX, 1882, p. 319.

Cuenca de Henarejos.—Boletín X, 1883.

Pozo artesiano de Vitoria.—Boletín XI, 1884.

Bosquejo físico-geológico y minero de la provincia de Teruel.—Boletín XII, 1885, p. 263.

Mapa Geológico de la provincia de Segovia.—Escala 1:400.000.—1888.

Colecciones geológicas.—Catálogo de una colección de rocas entregada a la Facultad de Medicina de Madrid.—Boletín XVI, 1889, p. 401.

Descripción física y geológica de la provincia de Segovia.—Boletín XVII, 1890.

Las hachas de piedra pulimentada en España.—Boletín XXVI, 1889, p. 221.

Mapa geológico de España, mapa de conjunto, a escala 1:1.500.000, 2.ª edición, año 1902.

Noticia referente a estudios hidrogeológicos en España. Boletín XXVIII, 1906, p. 177.

Estudio geológico de una explosión de gases no inflamables dentro de una mina.—Boletín XXIX, 1908, p. 303.

Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca.—Memoria, 1875.

Descripción física y agrológica de la provincia de Valladolid.—Memorias, 1877.

Complemento de esta relación con las dos notas necrológicas de sus antiguos jefes.

Necrología de don Lucas Mallada.—Boletín XLII, 1981, p. XV.

Nota necrológica de don Rafael Sánchez Lozano.—Memorias XXIX, 1922, p. XVIII.

En colaboración con Isidro Manuel Pato y Quintana publicó:

Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia.—Memorias, 1882.

En colaboración con Amalio Gil y Maestre, les publicó la «Fundación Gómez Pardo» «Historia, descripción y crítica de los sistemas empleados en el alumbrado de las excavaciones subterráneas, Nuevo método de iluminación en las minas», 278 pp., 1878.

En colaboración con Manuel Fernández de Castro, Juan Pablo Lasala, Joaquín González y Tarín, miembros de la

Comisión para el estudio de los terremotos de Andalucía, publicaron «Informe dando cuenta de los trabajos en 7 de marzo de 1885». Boletín XII, 1885, pp. 1 a 108.

Publicó varios artículos científicos en la Revista Minera, algunos anónimos, y en las revistas de las sociedades a las que perteneció.

## 8. BIBLIOGRAFIA

Archivo Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Legajo Daniel de Cortázar. Madrid.

Archivo de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Legajos Juan de Cortázar y Daniel de Cortázar. Madrid.

NOVO Y COLSON, P. DE: *Necrología de Cortázar*. Rev. Minera, LXXVIII, pp. 169 a 171.

DE LA PEÑA Y BRAÑA, L.: *Necrología de D. Daniel Cortázar*. Rev. Minera, LXXVIII, pp. 185 a 187, 1927, Madrid.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: *Bibliografía de minería, metalurgia, geología y ciencias afines (1778-1961)*. Madrid, 1962, 560 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M., y MESEGUER Y PARDO, J.: *Contribución a la historia de la geología y minería españolas*. Madrid, 1964, 130 pp.

## Noticias

### RESUMEN DE RECURSOS DE CARBON

A continuación publicamos las nuevas cifras del Banco de Datos del Inventario de Recursos Nacionales del Carbón, resultantes de la revisión e informatización del mismo y que modifican o confirman las correspondientes al

año 1985 de la «Actualización del Inventario de Recursos Nacionales de Carbón».

Para mayor detalle pueden consultar estas cifras en la Dirección de Recursos Minerales, Servicio Desarrollo Minero.

### RESUMEN DE RECURSOS SEGUN EL TIPO DE CARBON

(MINERIA SUBTERRANEA)

Las cubicaciones se expresan en kt

Tipo de carbón	Zona	RECURSOS EXPLOTABLES						
		Recursos teóricos	Coefic. correc.	Muy probables	Probables	Posibles	Hipotéticos	Totales
HULLA-ANTRACITA	Asturias I ... ..	121.397	0,46	7.415	6.176	6.966	34.907	55.464
	Asturias II ... ..	2.401.798	0,36	158.457	135.695	128.118	448.637	870.907
	Asturias III ... ..	492.897	0,54	31.304	33.710	34.843	166.127	265.984
	Bierzo ... ..	1.083.487	0,49	55.724	46.782	45.490	383.939	531.935
	Norte de León ... ..	826.278	0,41	58.486	44.908	36.032	198.872	338.298
	Villablino ... ..	955.120	0,52	51.927	39.286	35.898	367.215	494.326
	Guardo - Barruelo ... ..	1.252.903	0,47	29.661	29.395	39.253	496.280	594.589
	Suroccidental de España ...	62.582	0,70	6.207	3.538	9.556	24.323	43.624
<b>Total Hulla-Antracita ... ..</b>	<b>7.196.462</b>	<b>0,44</b>	<b>399.181</b>	<b>339.490</b>	<b>336.156</b>	<b>2.120.300</b>	<b>3.195.127</b>	
HULLA SUB-BITUMINOSA	Teruel ... ..	1.901.787	0,49	158.180	121.599	120.325	522.406	922.470
	Pirenaica ... ..	266.029	0,53	19.021	17.058	15.106	89.702	140.887
	Baleares ... ..	41.317	0,54	17.169	1.584	587	3.010	22.350
	<b>Total Hulla Sub-Bitumin.</b>	<b>2.209.133</b>	<b>0,49</b>	<b>194.370</b>	<b>140.201</b>	<b>136.018</b>	<b>615.118</b>	<b>1.085.707</b>
<b>Total recursos (1) ... ..</b>	<b>9.405.595</b>	<b>0,46</b>	<b>593.551</b>	<b>479.691</b>	<b>472.174</b>	<b>2.735.418</b>	<b>4.280.834</b>	

(1) No incluye Otras Cuencas (Mequinenza) y Lignitos Pardos.

### RESUMEN DE RECURSOS EXPLOTABLES POR MINERIA SUBTERRANEA - I

Las cubicaciones se expresan en kt

Zona	Subzona	RECURSOS EXPLOTABLES						
		Recursos teóricos	Coefic. correc.	Muy probables	Probables	Posibles	Hipotéticos	Totales
ASTURIAS I (ASTURIAS OCCIDENTAL)	Tinco ... ..	49.572	0,33	1.246	997	1.596	12.743	16.582
	Cangas del Narcea ... ..	534	0,68	—	—	—	363	363
	Carballo ... ..	10.266	0,64	943	845	1.135	3.652	6.575
	Rengos ... ..	61.025	0,52	5.226	4.334	4.235	18.149	31.944
	<b>Total Zona ... ..</b>	<b>121.397</b>	<b>0,46</b>	<b>7.415</b>	<b>6.176</b>	<b>6.966</b>	<b>34.907</b>	<b>55.464</b>
ASTURIAS II (CUENCA CENTRAL)	Norte ... ..	1.199.151	0,35	83.953	73.225	66.679	191.951	415.808
	Centro ... ..	488.159	0,37	27.201	20.664	20.918	113.765	182.548
	Oeste ... ..	386.702	0,37	25.537	25.324	24.749	66.734	142.344
	Sur ... ..	327.786	0,40	21.766	16.482	15.772	76.187	130.207
	<b>Total Zona ... ..</b>	<b>2.401.798</b>	<b>0,36</b>	<b>158.457</b>	<b>135.695</b>	<b>128.118</b>	<b>448.637</b>	<b>870.907</b>
ASTURIAS III (LA CAMOCHA Y OTRAS)	Norte ... ..	310.785	0,60	18.488	18.719	20.070	128.731	186.008
	Sur ... ..	182.112	0,44	12.816	14.991	14.773	37.396	79.976
	<b>Total Zona ... ..</b>	<b>492.897</b>	<b>0,54</b>	<b>31.304</b>	<b>33.710</b>	<b>34.843</b>	<b>166.127</b>	<b>265.984</b>
NORTE DE LEON	Norte ... ..	11.523	0,67	2.664	2.276	507	2.310	7.757
	Centro ... ..	44.149	0,42	1.368	1.592	1.808	13.607	18.375
	Sur ... ..	770.606	0,40	54.454	41.040	33.717	182.955	312.166
	<b>Total Zona ... ..</b>	<b>826.278</b>	<b>0,41</b>	<b>58.486</b>	<b>44.908</b>	<b>36.032</b>	<b>198.872</b>	<b>338.298</b>
BIERZO	Oriental ... ..	293.106	0,50	13.873	12.913	14.688	104.367	145.841
	Central ... ..	200.236	0,54	7.660	2.069	1.975	97.041	108.745
	Sur ... ..	320.334	0,43	14.726	12.943	12.471	97.345	137.485
	Occidental ... ..	269.811	0,52	19.465	18.857	16.356	85.186	139.864
	<b>Total Zona ... ..</b>	<b>1.083.487</b>	<b>0,49</b>	<b>55.724</b>	<b>46.782</b>	<b>45.490</b>	<b>383.939</b>	<b>531.935</b>



## RESUMEN DE RECURSOS EXPLOTABLES POR MINERIA SUBTERRANEA - 2

Las cubicaciones se expresan en kt

Zona	Subzona	RECURSOS EXPLOTABLES						
		Recursos teóricos	Coefic. correc.	Muy probables	Probables	Posibles	Hipotéticos	Totales
PIRENAICA	Secundaria ... ..	140.938	0,64	19.021	17.058	15.106	39.666	90.851
	Terciaria ... ..	125.091	0,40	—	—	—	50.036	50.036
	Total Zona ... ..	266.029	0,53	19.021	17.058	15.106	89.702	140.887
TERUEL	Norte ... ..	992.280	0,47	91.788	46.006	52.968	278.886	469.648
	Oriental ... ..	103.566	0,54	1.992	12.180	20.792	20.965	55.929
	Occidental ... ..	805.941	0,49	64.400	63.373	46.565	222.555	396.893
	Total Zona ... ..	1.901.787	0,49	158.180	121.559	120.325	522.406	922.470
BALEARES	Occidental ... ..	41.317	0,54	17.169	1.584	587	3.010	22.350
	Total Zona ... ..	41.317	0,54	17.169	1.584	587	3.010	22.350
SUROCCIDENTAL DE ESPAÑA	Guadiato ... ..	59.270	0,71	6.168	3.489	9.509	22.736	41.902
	Marianicas ... ..	3.312	0,52	39	49	47	1.587	1.722
	Total Zona ... ..	62.582	0,70	6.207	3.538	9.556	24.323	43.624
VILLABLINO	Cerredo ... ..	326.398	0,48	14.216	9.901	9.631	123.473	157.221
	Monasterio de Hermo ... ..	18.239	0,53	1.192	1.709	1.422	5.336	9.659
	Tormaleo ... ..	15.872	0,59	2.274	2.290	2.286	2.545	9.395
	Villablino ... ..	594.611	0,53	34.245	25.386	22.559	235.861	318.051
	Total Zona ... ..	955.120	0,52	51.927	39.286	35.898	367.215	494.326
GUARDO - BARRUELO	Guardo ... ..	990.929	0,49	15.737	15.834	25.056	428.914	485.541
	La Pernia - Berruelo ... ..	261.974	0,42	13.924	13.561	14.197	67.366	109.048
	Total Zona ... ..	1.252.903	0,47	29.661	29.395	39.253	496.280	594.589
Total recursos minería subterránea (1) ... ..		9.405.595	0,46	593.551	497.691	472.174	2.735.418	4.280.834

(1) No incluye Otras Cuencas (Mequinenza) y Lignitos Pardos.

REAL ACADEMIA DE DOCTORES  
CONCURSO CIENTIFICO PARA 1989

El plazo de admisión de las tesis doctorales, por triplicado, en español, finalizará el 18 de noviembre de 1989, a las 20 horas, período durante el cual se admitirán en la

Secretaría (San Bernardo, 49), de seis a ocho de la tarde. Las tesis deberán haber alcanzado la calificación de apto «cum laude», desde enero de 1988 a octubre de 1989.

PREMIO DE LA REAL ACADEMIA (1989)  
Disciplina Letras

Tema: Libre.  
Distinción honorífica de Doctor Académico correspondiente.

PREMIO JUAN MANUEL LOPEZ DE AZCONA (1989)  
Tema: Efecto del estado físico-químico sobre los espectros ópticos de emisión.  
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO MARTEL HERNANDEZ-SAN GIL MENDEZ (1989)  
Tema: Vulcanismo del Archipiélago Canario.  
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (1989)  
Tema: Técnico geominero.  
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO FUNDACION GOMEZ PARDO (1989)  
Tema: Libre en las áreas de Ciencias de la Tierra, Mine-

ría, Metalurgia y Energía, preferentemente con una orientación industrial.  
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA (1989)  
Tema: Tecnología del carbón en cualquiera de sus aspectos.  
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA (1989)  
Tema: Aplicación de la informática a la minería.  
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO FERTILIZANTES ESPAÑOLES (FESA) (1989)  
Tema: Posible eliminación del mercurio durante el proceso de fabricación del ácido sulfúrico a partir de las piritas de Huelva.  
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO CLUB ESPAÑOL DE LA MINERIA (1987)  
Tema: Aplicación de las técnicas de teledetección a la exploración minera.  
Dotación: Cien mil pesetas.

XII CONGRESO ESPAÑOL DE SEDIMENTOLOGIA  
2.ª Circular  
LEIOA-BILBAO, 18 al 20 de septiembre de 1989

En esta circular se informa sobre algunos aspectos de la infraestructura del Congreso y se concretan las cuestiones relativas a: la presentación y publicación de las comunicaciones a las sesiones científicas y de las ponencias a los simposios, la cuota de inscripción y las excursiones científicas que se celebrarán. Se adjuntan además la ficha de inscripción definitiva, el modelo de presentación de trabajos y el impreso para la reserva de alojamiento.

La Secretaría del Congreso está establecida en el Dpto. de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología de la Universidad del País Vasco. La correspondencia relativa al Congreso debe enviarse a:

SERGIO ROBLES OROZCO  
XII Congreso Español de Sedimentología  
Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología  
Facultad de Ciencias  
Universidad del País Vasco  
Apartado 644  
48080 BILBAO

## SIMPOSIOS

De acuerdo con lo anunciado en la primera circular se celebrarán unos simposios cuyo número y temática específica se concretan ahora:

1. Origen y evolución de las plataformas y cuencas carbonatadas. Factores de control.

(Coordinador: J. García-Mondéjar, Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Universidad del País Vasco).

2. Turbiditas y facies asociadas.  
(Coordinador: J. Rosell, Dpto. Geología. Universidad Autónoma de Barcelona).

3. Sedimentología aplicada a la investigación de recursos mineros.  
(Coordinador: A. Garrote, División de Recursos Geológicos del Ente Vasco de la Energía).

4. Sedimentología aplicada a la conservación del medio ambiente y al estudio y prevención de riesgos geológicos.

(Coordinador: J. R. González Lastra, Dirección de Recursos Ambientales y Administración Hidráulica del Gobierno Vasco).

Los trabajos aceptados dispondrán de 20 minutos cada uno para su exposición oral, realizándose su discusión al final de cada simposio, junto con una mesa redonda sobre el tema del Simposio. Se dispondrá de dos proyectores de diapositivas y uno de transparencias y, posiblemente, de sistema de vídeo. La exposición podrá realizarse en castellano (preferentemente), inglés, francés o italiano.

Está prevista la impartición de unas conferencias específicas del tema de cada uno de los simposios por especialistas de reconocido prestigio.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA GENERAL

881054. **Didáctica de la Geología Planetaria en el BUP: Utilización del material aportado por las sondas interplanetarias.** MARTINEZ IBANEZ, R., y PRIETO, M. I.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 181-184, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Enseñanza secundaria, Geología, Teledetección, España.

881055. **La Astronomía en la enseñanza de la Geología.** CATALAN-FRANCES, G.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 185-194, 8 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Enseñanza, Programa, Geología, Astronomía, España.

881056. **Overhauling gráfico de Geología General.** BRICIO, E., y FLETCHER, L.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 195-202, 2 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Enseñanza, Geología, Metodología.

881057. **Uso de diapositivas en la enseñanza de la Geología.** POLO, M. D.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 203-210, 2 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Enseñanza secundaria, Geología, Metodología, Fotografía, Diapositivas, España.

881063. **Pautas para la realización de itinerarios urbanos.** BACH, J.; BRUSI, D., y OBRADOR, A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 263-273, 5 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Planificación, Metodología, Excursión, Itinerario, Zona urbana.

881064. **Programación integrada interdisciplinar de la evolución geo-biológica. Objetivos y metodología.** SEQUEIROS, L.; GONZALVO, M. S.; BIEDMA, R. M., y ESPINA, A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 275-285, 37 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Enseñanza secundaria, Evolución biológica, Programa, Metodología, Estudio crítico.

881065. **Reflexiones en torno a algunos principios básicos comunes a la Geología, a la Geografía y a la Biología.** LILLO, J., y REDONET, L. F.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 287-292, 7 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Filosofía, Teoría, Geología, Geografía, Biología, Enseñanza.

881066. **Tendencias actuales de la Geología.** ANGUITA, F.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 293-305, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Geología, Histórico, Perspectiva.

881067. **La evolución geo-biológica en COU: programación integrada pluridisciplinar.** SEQUEIROS, L.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 307-318, 54 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Síntesis bibliográfica, Enseñanza secundaria, Programa, Geología, Biología, Evolución biológica, España.

881069. **Aprovechamiento de algunas posibilidades gráficas, dinámicas y documentales de los ordenadores personales en la didáctica de la geología.** GARCIA GUINEA, J., y GUTIERREZ BLANCO, E.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 327-337, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Enseñanza, Geología, Microordenador, Programa ordenador.

881070. **Itinerario geológico por la provincia de Navarra.** GARCIA VEGAS, M. B.; AYARZA, S., y UMARAN, M.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 363-369, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Enseñanza secundaria, Excursión, Geología, Geomorfología, Karst, Navarra.

881071. **Aplicaciones de la videocámara en la enseñanza de la cristalografía y mineralogía: el microscopio petrográfico.** MEDINA, J.; PRIETO, A. C., y RULL, F.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 353-362, esp., bibl. ITGE.

\* Metodología, Enseñanza superior, Mineralogía óptica, Cristalografía, Microscopía mineral.

881072. **Construcción de un estereoscopio.** AGUERRE, M. R.; BELTRAN, A., y MORENO, A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología.

*Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 371-376, esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Metodología, Instrumentación, Estereoscopio, Fotografía aérea, Enseñanza secundaria.

881073. **Conceptos elementales de fotogeología.** AGUERRE, M. R.; BELTRAN, A., y MORENO, A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 377-386, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Enseñanza secundaria, Estereoscopio, Fotogeología, Fotografía aérea, Metodología.

881077. **Orientaciones metodológicas para la confección de itinerarios naturalísticos.** LLANOS, H., y EGUILUZ, L.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 443-450, 4 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

\* Enseñanza, Geología, Excursión, Metodología.

881078. **Construcción de dibujos estereoscópicos. Aplicaciones en la enseñanza de la Geología estructural y Cristalografía.** EGUILUZ, L.; LLANOS, H., y LLUCH, R.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 451-461, esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

\* Metodología, Geometría, Representación gráfica, Cristalografía, Geología estructural, Enseñanza.

881082. **Teledetección y Geología, una simbiosis fructífera.** BARCO, R.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 495-512, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Teledetección, Geología, Teledetección multispectral, Método satélite, LANDSAT, Poder reflector.

### GEOLOGIA REGIONAL

881170. **Los primeros estudios sobre la geología de Almadén.** PUCHE, O.

*Bol. Geol. Min.* (1988), vol. 99, núm. 2, 292-300, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Histórico, Geología regional, Síntesis bibliográfica, Almadén, Provincia Ciudad Real.

### ESTRATIGRAFIA

881180. **Geotermometría de rocas ígneas. Su aplicación a los basaltos alcalinos de la región volcánica del NE de España.** LOPEZ RUIZ, J., y CEBRIA, J. M.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 149-168, 40 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca ígnea, Basalto, Composición alcalina, Geotermometría, Olivino, Clinopiroxena, Plagioclasa, Cristalización, Temperatura, Cataluña.

881207. **Estratigrafía y sedimentología del Muschelkalk Inferior del dominio Montseny-Llobregat, Catalánides.** RAMON, X., y CALVET, F.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 471-487, 58 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Ausiense, Sedimentación litoral, Medio supramareal, Medio marcal, Medio submareal, Caliza, Caliza bioclástica, Dolomía, Discontinuidad, Karst, Dolomitización, Estructura sedimentaria, Corte geológico, Provincia Barcelona, Cadena Costera Catalana.

881210. **Síntesis biostratigráfica de la Fosa de la Cerdanya, Pirineos Orientales.** AGUSTI, J., y ROCA, E.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 521-529, 35 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Biostratigrafía, Neógeno Inf., Neógeno Sup., Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio lacustre, Fauna mamíferos, Falla, Depresión, Síntesis bibliográfica, Pirineos españoles, Provincia Gerona.

881224. **Gisements a vertebres du paleogene de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport a la stratigraphie.** ANADON, P.; VIANEY-LIAUD, M.; CABRERA, L., y HARTENBERGER, J. L.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 117-131, 41 ref., fr., res. esp., bibl. ITGE.

\* Yacimiento fosilífero, Fauna vertebrado, Bioestratigrafía, Paleógeno, Sciuromorfa, Cricetidae, Miomorfa, Diente, Cuenca Ebro.

### GEOMORFOLOGIA

881216. **Aspectos dinámicos de un cauce fluvial en el contexto de su cuenca: El ejemplo del río Oja.** GARCIA-RUIZ, J. M.; GOMEZ-VILLAR, A., y ORTIGOSA, L. M.

*Monogr. Inst. Pirenaico Ecol.* (1987), núm. 3, 112 pp., 100 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Mapa geomorfológico, Río anastomosado, Divisoria de aguas, Perfil longitudinal, Canto rodado, Cuenca Ebro, Provincia Logroño.

### CUATERNARIO

881174. **Actas de la 7.ª Reunión sobre el Cuaternario. Santander, septiembre 1987.**

*Cuaternario y Geomorfología* (1987), núm. 1-4, 308 pp., esp., bibl. ITGE.

\* Reunión, Cuaternario, Geomorfología.

881187. **Evolución geomorfológica de las lagunas de Rueda (Albacete - Ciudad Real).** ORDONEZ, S.; GONZALEZ MARTIN, J. A., y GARCIA DEL CURA, M. A.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 227-239, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Laguna, Travertino, Carniola, Sedimentación fluvio-lacustre, Cuaternario, Geomorfología, Terraza, Provincia Ciudad Real.

## GEOLOGIA DEL INGENIERO

872292. **Factores geomecánicos que influyen en la selección de equipos de arranque. Minas y obras a cielo abierto.** PERNIA, J. M.; ABAD, M.; LOPEZ JIMENEZ, C.; PLA, F., y TOLEDO, J. M.

*ITGE* (1987), 137 pp., 76 ref., esp., CD ITGE.

\* Mecánica rocas, Propiedad geotécnica, Mina, Cielo abierto, Obra pública, Excavación.

872298. **Riesgos geológicos. Guía didáctica. Colección de diapositivas.**

*ITGE* (1987), 46 pp., 8 ref., esp., SP ITGE.

\* Divulgación geológica, Catástrofe natural, Previsión, Riesgo sísmico, Morfodinámica, Corteza, Erosión, Volcán, Diapirismo, España.

872299. **Mapa geotécnico y de riesgos geológicos de la ciudad de Gijón. E. 1:25.000 y 1:5.000.**

*ITGE* (1987), 100 pp., 22 ref., esp., SP ITGE.

\* Memoria explicativa, Mapa geotectónico, Previsión, Catástrofe natural, Gijón, Asturias.

872300. **Mapas previsores de riesgos de inundaciones en núcleos urbanos. Puerto Lumbreras, Totana, Lorca, Archena.**

*ITGE* (1987), 53 pp., 42 ref., esp., SP ITGE.

\* Mapa, Previsión, Corteza, Mapa geomorfológico, Zona urbana, Provincia Murcia.

872368. **Impacto de la agricultura sobre el medio ambiente.** COLMENAR, E.

*Rev. MOPU* (1987), núm. 346, 14-19, esp., bibl. ITGE.

\* Estudio impacto medio, Agricultura, Contaminación, Pesticida, Residuo agrícola.

872369. **Aplicaciones de la teledetección.** RECUERO, A.

*Rev. MOPU* (1987), núm. 347, 40-46, esp., bibl. ITGE.

\* Teledetección, Método satélite, Estudio medio, Protección medio ambiente.

872371. **Depósitos bajo tierra para residuos tóxicos y peligrosos.** LUCIO, A.

*Rev. MOPU* (1987), núm. 347, 76-81, esp., bibl. ITGE.

\* Almacén subterráneo, Vertido controlado, Sustancia tóxica, Protección medio ambiente, Provincia Madrid.

872372. **Control de calidad de las aguas continentales.** COLMENAR, E.

*Rev. MOPU* (1987), núm. 348, 52-57, esp., bibl. ITGE.

\* Agua superficie, Calidad agua, Contaminación, Protección medio ambiente, Planificación cuenca hidrogeológica, Divisoria de aguas, España.

872374. **Cavernas en la roca para residuos nucleares.**

*Rocas miner.* (1987), núm. 188, 93-97, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Almacén subterráneo, Vertido controlado, Residuo radiactivo, Mecánica roca, Propiedad geotécnica, Protección medio ambiente, Suecia.

872375. **Función de la geofísica en los estudios de estabilidad de las estructuras mineras.** RAMIREZ OYANGUREN, P.

*Rocas miner.* (1987), núm. 189, 48-69, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Mina, Estabilidad, Mecánica roca, Propiedad geotécnica, Método geofísico, Previsión.

872379. **Avenidas e inundaciones.** MARTINEZ GOYTRE, J.; GARZON, M. G., y ARCHE, A.

*MOPU* (1987), 67 pp., esp., bibl. ITGE.

\* Río, Crecida, Catástrofe natural, Plano inundable, Erosión fluvial, Previsión, España.

872381. **El deslizamiento de Los Olivares (Granada) de abril de 1986.** AYALA, F. J.; DURAN, J. J.; RODRIGUEZ ORTIZ, J. M., y PRIETO, C.

*ITGE*, 57 pp., esp., res. ing., SP ITGE.

\* Deslizamiento terreno, Velocidad, Catástrofe natural, Manto, Aloctonia, Jurásico, Marga, Ensayo «in situ», Ensayo laboratorio, Propiedad geotécnica, Provincia Granada.

881020. **Desprendimiento de rocas en la C. G. 3 de Andorra La Vella a la Massana, Principado de Andorra.** LOPEZ CARRERAS, C.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 26-27, 7-8, esp., bibl. ITGE.

\* Deslizamiento terreno, Catástrofe natural, Pizarra, Metamorfismo fuerte, Corneana, Falla, Cabalgamiento, Riesgo natural, Previsión, Estabilidad ladera, Andorra.

881021. **Yacimientos y hundimientos en Cabezón de la Sal.** GONZALEZ DOMINGO, J. C.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 26-27, 15-16, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Diapiro, Evaporita, Keuper, Mina, Estudio impacto medio, Subsistencia, Dominio catástrofe natural, Provincia Santander.

881026. **La ingeniería geológica reduce costes en la obra civil.** ORDONEZ, J. L.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 26-27, 62-63, esp., bibl. ITGE.

\* Obra pública, Papel del geólogo, Coste.

881047. **La geología aplicada en el tercer ciclo de la enseñanza superior.** FOYO, A.; TOMILLO, C., y NOVO, R.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 119-124, esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Enseñanza superior, Programa, Geotécnica, España.

881061. **Educación para conservar: una parte de la Geología Ambiental.** AIZPURI, A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 243-248, esp., bibl. ITGE.

\* Filosofía, Enseñanza, Geología ambiental, Protección medio ambiente.

881083. **El conocimiento geoambiental.** TRILLA, J.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 513-518, esp., bibl. ITGE.

\* Geología medio ambiente, Estudio impacto medio, Acción hombre, Cartografía.

## PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

881166. **Osos, Mammalia, Carnivora, Ursidae del Pleistoceno Ibérico. II. Estudio anatómico y métrico de la mandíbula, hoides, atlas y axis.** DE TORRES, T.

*Bol. Geol. Min.* (1988), vol. 99, núm. 2, 220-249, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Ursus, Ursidae, Ursus spelaeus, Fissipedia, Anatomía esqueleto, Mandíbula, Biometría, Evolución biológica, Pleistoceno, Península Ibérica.

881192. **Decouverte de deux nouveaux gisements de poissons fossiles Messiniens dans le Bassin de Nijar-Carboneras (Andalousie Orientale). Signification paleoecologique et implications paleogeographiques.** CHAPPELLE, G., y GAUDANT, J.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 279-297, 25 ref., fr., res. esp., ing., bibl. ITGE.

\* Yacimiento fosilífero, Nuevo dato, Teleosteos, Mioceno Sup., Medio lagunar, Medio marino, Paleocología, Paleogeografía, Provincia Almería.

881193. **Mymomys Ischus N. sp. y M. Realensis N. Sp.: Dos nuevos arvicolídos (Rodentia, Mammalia) del Plioceno de la Cuenca del Júcar (Albacete).** ESTEBAN, F. J., y MARTINEZ SALANOVA, J.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 299-308, 15 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Mymomys Ischus, Mymomys Realensis, Rodentia, Arvicolídos, Taxón nuevo, Diente, Plioceno Sup., Provincia Albacete.

881194. **Morfología comparada de los dientes humanos fósiles de Ibeas (Sierra de Atapuerca, Burgos).** BERMUDEZ DE CASTRO, J. M.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 309-333, 69 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Yacimiento fosilífero, Homo sapiens, Diente, Morfología, Pleistoceno Medio, Provincia Burgos.

881212. **Sobre la identidad del fragmento craneal atribuido a Homo Sp. en Venta Micena, Orce, Granada.** AGUSTI, J., y MOYA-SOLA, S.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 535-538, 4 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Revisión, Preneandertaliense, Homo, Cráneo, Equus, Hipomorfa, Pleistoceno Inf., Provincia Granada.

881219. **Los macromamíferos del Mioceno Medio de Tazara de Aragón. Depresión del Ebro, Provincia de Zaragoza.** ASTIBIA, H.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 11-42, 71 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Ursidos, Fissipedia, Proboscídeos, Perissodactyla, Equídeos, Rhinocerotidae, Artiodactyla, Ruminantia, Bóvidos, Diente, Anatomía esqueleto, Tafonomía, Paleocología, Mioceno Medio, Cuenca Ebro, Provincia Zaragoza.

881220. **La fauna de roedores en el Aragoniense Medio del Barranco del Caudel, Buñol, Provincia de Valencia, España.** ADROVER, R.; MEIN, P., y BELINCHON, M.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 43-61, 18 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

\* Gliridae, Cricetidae, Miomorfa, Sciuromorfa, Diente, Biometría, Mioceno Inf., Provincia Valencia.

881221. **Fortunictis nov. gen. acerensis nov. sp. nuevo Metallurini, Mammalia, Carnivora del Mioceno Superior de la Península Ibérica.** PONS-MOYA, J.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 63-68, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Taxón nuevo, Fissipedia, Diente, Biometría, Mioceno Sup., Provincia Murcia, Provincia Teruel.

881223. **Triceromoryx turlasonensis nov. sp., Palaeomerycidae, Artiodactyla, Mammalia del Aragoniense Medio de la Cuenca del Ebro, España.** ASTIBIA, H., y MORALES, J.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 75-115, 32 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Taxón nuevo, Ruminantia, Diente, Cráneo, Anatomía esqueleto, Biometría, Mioceno Medio, Cuenca Ebro, Provincia Zaragoza.

881226. **Los rumiantes, Cervoidea y Bovoidea, Artiodactyla, Mammalia del Ateniense, Mioceno Inferior, de Navarra del Río, Teruel, España.** MOYA-SOLA, S.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 247-269, 35 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Análisis cladístico, Taxón nuevo, Bovidae, Cervidae, Ruminantia, Evolución biológica, Filogenia, Biogeografía, Anatomía esqueleto, Mioceno Inf., Provincia Teruel.

881227. **Una nueva especie de Dicerorhinus, D. montesi (Rhinocerotidae, Perissodactyla) del yacimiento de Buñol (Orleanense Medio) (Valencia, España).** SANTAFE-LLOPIS, J. V.; CASANOVAS, M. L., y BELINCHON, M.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 271-293, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Taxón nuevo, Ceratomorfa, Rhinocerotidae, Anatomía esqueleto, Biometría, Mioceno, Provincia Valencia.

881229. **La heterocronicidad de algunas faunas de mamíferos fósiles con theridomyidae del Oligoceno en las fisuras cársicas, rellenas de las «Fosforitas del Quercy».** MAYO, N. A.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 305-324, 48 ref., esp., res. al., ing., bibl. ITGE.

\* Síntesis bibliográfica, Diacronismo, Karst, Roca fosfatada, Sciuromorfa, Diente, Evolución geológica, Bioestratigrafía, Oligoceno, Quercy, Lot, Suiza.

**PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS**

881191. **Sutural simplification in Physodoceratinae (Aspidoceratidae, Ammonitina).** CHECA, A.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 271-278, 12 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

\* Jurásico Sup., Ammonoidea, Ornamentación cabeza, Anatomía esqueleto, Perisphinctida.

881209. **Oxfordian and Kimmeridgian «Aspidoceras» in the Mediterranean. A Methodological approach.** CHECA, A., y OLORIZ, F.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 513-520, 8 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

\* Teoría, Evolución biológica, Perisphinctida, Kimmeridgiense, Mar Mediterráneo.

881217. **Primeras evidencias fósiles de los zooides graptolíticos.** GUTIERREZ MARCO, J. C.

*Not. paleontol.* (1988), núm. 11, 6-8, esp., bibl. ITGE.

\* Graptoloidea, Rhabdosone, Anatomía esqueleto, Estudio crítico, Ordovícico.

**PALEOBOTANICA**

881228. **Datos para el conocimiento de las floras pliocénicas de Cataluña.** SANZ DE SIRIA, A.

*Paleontol. evol.* (1987), núm. 21, 295-303, 12 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

\* Yacimiento fosilífero, Flora angiosperma, Flora gimnosperma, Análisis polínico, Plioceno, Cataluña.

**TECTONICA**

881165. **Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Cobaltes - Tanes, Asturias, NO de España.** HEREDIA, N., y RODRIGUEZ HERNANDEZ, L. R.

*Bol. Geol. Min.* (1988), vol. 99, núm. 2, 213-219, 25 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Mapa geológico, Corte geológico, Manto, Cabalgamiento, Escama, Flexura, Carbonífero, Capa carbón, Asturias.

881186. **Relaciones entre la fracturación y el Karst en el Macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo occidental).** LOPEZ MARTINEZ, J.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 217-225, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Karst, Fotogeología, Fractura, Orientación, Caverna, Correlación, Pirineos.

881189. **Implicaciones en la zona Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la cadena hercínica europea.** CASTRO, A.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 249-260, 41 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Geodinámica, Choque placas, Corteza continental, Corteza oceánica, Formación Rif, Orogenia hercínica, Deformación, Pliegue, Falla horizontal, Hercínico sur.

881202. **Estudio geológico-estructural de las mineralizaciones de arsenopirita de Viandar de la Vera, Sierra de Gredos, Cáceres.** FERNANDEZ RODRIGUEZ, C.; CASTAÑO, S., y LUQUE, F. J.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 409-424, 36 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Dique, Arsenopirita, Arsénico, Yacimiento hidrotermal, Paragénesis, Control tectónico, Microtectónica, Geometría, Fábrica, Zona cizallamiento, Provincia Cáceres, Hercínico centro, Sierra de Gredos.

881203. **La deformación hercínica en los macizos paleozoicos nororientales de la Cordillera Ibérica.** TEJERO, R., y CAPOTE, R.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 425-434, 25 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Orogenia hercínica, Tectónica superpuesta, Pliegue, Esquistosidad, Falla, Falla inversa, Cabalgamiento, Macizo Ibérico, Provincia Zaragoza.

881204. **Strike-slip faults in the southern border of the Vera basin, Almería, Betic Cordilleras.** SANZ DE GALDEANO, C.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 435-443, 12 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

\* Falla, Falla horizontal, Falla diestra, Geometría, Microtectónica, Neógeno, Provincia Almería, Zona Bética.

881205. **Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica. Depresión del Ebro y borde sur Pirenaico.** ALFARO, J. A.; CASAS, A. M., y SIMON, J. L.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 445-457, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Sismotectónica, Zonación, Riesgo sísmico, Macizo Ibérico, Cuenca Ebro, Pirineos españoles.

**HIDROGEOLOGIA**

881169. **Recopilación de criterios para selección de la grava de macizos filtrantes.** VILLANUEVA, M.; CANDIL, J., e IGLESIAS, A.

*Bol. Geol. Min.* (1988), vol. 99, núm. 2, 280-286, 3 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Metodología, Macizo filtrante, Galería de captación, Acuífero, Roca clástica.

881188. **Análisis correlativo y espectral de los caudales del manantial de Iturriotz (Vizcaya): El sistema del barranco de Peñalba como ejemplo de un tipo de Karst de características mixtas.** IBARRA, J.; CRUZ SANJULIAN, J., y GARCIA LATORRE, F.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 241-248, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Manantial, Karst, Acuífero, Precipitación atmosférica, Balance agua, Aforo, Tratamiento dato, Coeficiente correlación, Provincia Vizcaya.

**MINERALOGIA: NO SILICATOS**

881177. **Alteración supergénica de sulfuros en algunos yacimientos del SE de España. Nota preliminar.** ARANA, R., y LOPEZ AGUAYO, F.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 117-125, 13 ref., res. ing., bibl. ITGE.

\* Yacimiento polimetálico, Sulfuro, Alteración, Proceso exógeno, Composición mineralógica, Asociación mineral, Difracción RX, Análisis cuantitativo, Provincias Murcia, Almería.

**PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS**

881168. **Magnesita en caliches. Sierra de Gádor (Almería).** MOLINA, A. L.

*Bol. Geol. Min.* (1988), vol. 99, núm. 2, 262-279, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Índice mineral, Magnesita, Corteza calcárea, Caliche, Fábrica, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Provincia Almería, Zona Bética, Sierra de Gádor.

881183. **Estudio de rocas detríticas en la U. T. S-3 del Terclario Continental de la Cuenca del Júcar (Provincia de Albacete).** SANTOS GARCIA, J. A.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 185-195, 24 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca clástica, Granulometría, Análisis modal, Asociación mineral, Sedimentación fluvial, Abanico fluvial, Paleogeografía, Terciario, Provincia Albacete.

881184. **Aplicación de los métodos de pirólisis Rock-Eval y Fischer al estudio de la materia orgánica contenida en rocas sedimentarias de Guipúzcoa y Vizcaya.** DORRONSORO, C., y GONZALEZ, A.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 197-207, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca sedimentaria, Esquisto bituminoso, Materia orgánica, Pirólisis, Metodología, Maduración, Provincias Guipúzcoa, Vizcaya.

881190. **Las bloconstrucciones de corales y sus facies asociadas durante el Malm en la Cordillera Ibérica Central (Provincia de Zaragoza).** AURELL, M., y MELENDEZ, A.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 261-269, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Sedimentación arrecifal, Medio marca, Medio alta energía, Medio baja energía, Constructor de arrecifes, Bioherma, Variación nivel, Jurásico Sup., Macizo Ibérico, Provincia Zaragoza.

881200. **Caracterización de rocas calcáreas sobre las que se desarrollan suelos forestales de la reserva de Grazalema, Cádiz.** GONZALEZ, J. L.; MERIDA, J.; CORRAL, L., y PANEQUE, G.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 387-392, 20 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca carbonatada, Análisis mayores, Análisis menores, pH, Dato RX, Roca madre suelo, Suelo, Suelo par-do forestal, Jurásico Inf., Provincia Cádiz.

**PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS**

881164. **Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte I: Características litológicas.** TUBIA, J. M.

*Bol. Geol. Min.* (1988), vol. 9, núm. 2, 165-212, 95 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Tesis, Mármol, Metapellita, Migmatita, Anfibolita, Milonita, Micaesquisto, Peridotita, Kinzigita, Gneis, Dolerita, Acuífero, Mapa geológico, Provincia Málaga, Zona Bética, Alpujarras.

881179. **Enclaves con espinela-corindón-sillimanita en rocas andesítico-dacíticas (Noguera, Sierra de Albarracín, Teruel).** AUQUE, L. F.; SANCHEZ CELA, V., y APARICIO, A.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 139-147, 35 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Andesita, Dacita, Enclave roca, Oxido, Inosilicato, Sillimanita, Corindón, Espinela, Paragénesis, Condición presión-temperatura, Génesis, Provincia Teruel.

881181. **Mineralogía y condiciones de cristalización en el complejo subvolcánico de Barcarrota (Badajoz, España).** GALINDO, C., y CASQUET, C.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 169-177, 30 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca ígnea, Gabro, Diorita, Granito, Composición alcalina, Cristalización, Temperatura, Geotermometría, Provincia Badajoz.

881185. **Revisión de la zonación metamórfica y los procesos de blastesis. Deformación de la región de Somosierra (Sistema Central Español).** GONZALEZ CASADO, J. M.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 209-216, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Metapellita, Cuarzo, Recristalización, Orogenia hercínica, Facies metamórfica, Deformación, Zona cizallamiento, Hercínico Centro.

881195. **Caracterización morfosférica de los materiales piroclásticos sálicos del Sur de Tenerife, Islas Canarias.** ALONSO, J. J.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 337-344, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Piroclástico, Piedra pómez, Granulometría, Textura, Análisis químico, Alteración, Dato MEB, Actividad freatomagmática, Canarias, Isla Tenerife.

881197. **Análisis e interpretación de los materiales volcánicos del Cerro de los Fralles, Cabo de Gata, Almería.** FERNANDEZ SOLER, J. M.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 359-366, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Piroclástico, Colada cenizas, Colada lava, Brecha volcánica, Piedra pómez, Composición andesítica, Domo, Análisis modal, Mioceno, Provincia Almería.

881198. **Mineralogía y geotermometría de los diques ácidos con grafito asociados a rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda, Málaga.** LUQUE DEL VILLAR, F. J.; RODAS, M.; VELASCO, F., y GALAN, E.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 367-375, 42 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Geotermometría, Dique, Composición ácida, Anatexia, Peridotita, Grafito, Alteración hidrotermal, Estructura cristalina, Dato RX, Provincia Málaga.

## YACIMIENTOLOGIA: METALES

881167. **Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza).** GARCIA GIL, E.; VINDEL, E., y LUNAR, R.

*Bol. Geol. Min.* (1988), vol. 99, núm. 2, 250-261, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Cobre, Tetraedrita, Calcoestibina, Yacimiento hidrotermal, Cuarzita, Brecha tectónica, Paragénesis, Control tectónico, Análisis químico, Ordovícico, Provincia Zaragoza.

881171. **Puesta en explotación de la planta Cucala para concentrado de cobre en Minas de Cala.**

*Cant. explot.* (1988), núm. 253, 28-43, esp., bibl. ITGE.

\* Skarn, Cobre, Hierro, Magnetita, Calcopirita, Producción, Reserva, Explotación, Cielo abierto, Provincia Huelva.

## YACIMIENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

881172. **La normalización y certificación como instrumentos de apoyo tecnológico al sector de rocas industriales.** OBIS, J., y CARRASCO, J.

*Cant. explot.* (1988), núm. 254, 44-57, esp., bibl. ITGE.

\* Material ornamentación, Normalización, Granito, Mármol, Caliza, Pizarra, España.

881173. **El sector minero de la piedra natural.** RATO, M.

*Cant. explot.* (1988), núm. 254, 60-62, esp., bibl. ITGE.

\* Mármol, Pizarra, Granito, Producción, Valor producción, Importación, Valor importación, Exportación, Valor exportación, 1982-1987, España.

## SUELOS

872319. **Reconocimiento y evaluación de suelos del Valle del Guadalquivir: Zona Marmolejo - Menjíbar, Jaén. I. Relaciones Geomorfología - Suelos.** GIL, J.; CORRAL, L., y PANEQUE, G.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 1-2, 67-89, 35 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Zonografía suelo, Ladera, Altitud, Propiedad química, Análisis factorial, Provincia Jaén, Cuenca Guadalquivir.

881060. **Estudi d'un sol con actitud interdisciplinar. Introducció a les tècniques experimentals, confecció d'audiovisuals i utilització d'un programa de computadora per a recollir i tabular els resultats.** ESCALES, M. T.; SERRA, N.; ROSSELL, S., y SANTANA, E.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 231-241, 11 ref., cat., res. esp., bibl. ITGE.

\* Pedología, Enseñanza, Metodología, Suelo, Perfil suelo, Granulometría, Ión, pH.

881115. **Estudio edáfico de la Sierra de Cazorla (Jaén). III. Características de suelos con epipedión mollico.** GONZALEZ PARRA, J.; GONZALEZ HUECAS, C., y LOPEZ LAFUENTE, A.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 7-8, 799-812, 4 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Perfil suelo, Estructura suelo, Clasificación, Suelo, Suelo calcáreo, pH, Materia orgánica, Pedogénesis, Provincia Jaén.

881116. **Suelos de La Rioja Alavesa. I. Entisoles y Aridisoles.** OCIO, A. J.; GUERRA, A.; JIMENEZ BALLESTA, R., y BATLLE, J.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 7-8, 813-833, 27 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Suelo, Suelo calcáreo, Perfil suelo, Estructura suelo, Entisol, Aridisol, pH, Conductividad eléctrica, Materia orgánica, Capacidad carga catión, Análisis mayores, Provincia Alava.

881117. **Suelos de La Rioja Alavesa. II. Inceptisoles.** OCIO, A. J.; JIMENEZ BALLESTA, R.; BATLLE, J., y GUERRA, A.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 7-8, 835-852, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Suelo, Perfil suelo, Estructura suelo, Inceptisol, Gra-

nuometría, Materia orgánica, pH, Conductividad eléctrica, Capacidad carga catión, Análisis mayores, Provincia Alava.

881118. **Caracterización de una toposecuencia en las Navas (Dunas estabilizadas) del Parque Nacional de Doñana.** SILJESTROM, P., y CLEMENTE, L.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 7-8, 853-861, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Arena, Sedimentación eólica, Sedimentación estuario, Duna, Suelo, Perfil suelo, Estructura suelo, pH, Materia orgánica, Capacidad carga catión, Pedogénesis, Superficie piezométrica, Provincia Huelva.

881119. **Evolución edafo-geomorfológica de las lagunas temporales del Parque Nacional de Doñana.** SILJESTROM, P., y CLEMENTE, L.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 7-8, 863-874, 15 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Depresión, Laguna, Acuífero, Manto colgado, Suelo, Pedogénesis, Perfil suelo, Estructura suelo, Materia orgánica, pH, Oxido hierro, Capacidad carga catión, Conductividad eléctrica, Provincia Huelva.

881120. **Ordenación agronómica de un área de montaña de Galicia. I. Datos del medio físico.** CALVO, R.; MACIAS, F., y BLAZQUEZ, R.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 7-8, 875-896, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Zona rural, Utilización terreno, Planificación, Metodología, Suelo, Perfil suelo, Estructura suelo, Pendiente ladera, Roca madre suelo, Granito, Granulometría, pH, Capacidad carga catión, Materia orgánica, Mineralogía arcilla, Provincia Pontevedra.

881121. **Ordenación agronómica de un área de montaña de Galicia. II. Una alternativa de planificación.** CALVO, R.; MACIAS, F., y BLAZQUEZ, R.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 7-8, 897-908, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Zona rural, Utilización terreno, Planificación, Suelo, Propiedad físicoquímica, Provincia Pontevedra.

881122. **Suelos de la Sierra del Maigmo (Alicante). II. Descripción de perfiles. Datos analíticos, clasificación y distribución.** ALIAS, L. J., y DE LA TORRE, A.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 7-8, 905-930, 36 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Suelo, Perfil suelo, Estructura suelo, Clasificación, Suelo esquelético, Suelo poco evolucionado, Sierozem, Rendzine, Carbono orgánico, Nitrógeno, pH, Conductividad eléctrica, Provincia Alicante.

881159. **Problemas de caracterización del complejo de cambio en suelos de Galicia.** CALVO, R. M., y ALVAREZ RODRIGUEZ, E.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 9-10, 1021-1037, 28 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Cambio iónico, Capacidad cambio catión, Aluminio, pH, Suelo, Ranker, Andosol, Histosol, Suelo pardo, Galicia.

881160. **Suelos de La Rioja alavesa. III. Mollisoles, Alfisoles y síntesis final.** OCIO, A. J.; JIMENEZ BALLESTA, R.; MARTIN DE VIDALES, J. L., y GUERRA, A.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 9-10, 1059-1075, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Suelo, Mollisol, Alfisol, Diferenciación horizonte, Análisis químico, Textura, Capacidad cambio catión, pH, Materia orgánica, Pedogénesis, Provincia Alava.

881161. **Morfología y evolución de los suelos de las lagunas permanentes del Parque Nacional de Doñana.** SILJESTROM, P., y CLEMENTE, L.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 9-10, 1077-1087, 16 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

\* Zonografía suelo, Suelo, Entisol, Suelo hidromorfo, Laguna, Propiedad física, Capacidad cambio catión, Materia orgánica, Provincia Huelva.

881162. **Evolución edáfica en la vera arcillosa del Parque Nacional de Doñana.** SILJESTROM, P., y CLEMENTE, L.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 9-10, 1089-1101, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Suelo, Vertisol, Suelo hidromorfo, Textura, Propiedad física, Propiedad química, Capacidad cambio catión, Diferenciación horizonte, Provincia Huelva.

881163. **Suelos con horizontes argílicos en el macizo de Ayllón y Sierra de Alto Rey, Sistema Central: pautas de distribución con el paisaje.** IBAÑEZ, J. J.; GALLARDO, J., y JIMENEZ BALLESTA, R.

*An. edafol. agrobiol.* (1987), vol. 46, núm. 9-10, 1103-1116, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Zonografía suelo, Suelo, Alfisol, Ultisol, Relieve continental, Suelo argiloso, Biorhexistasis, Pedogénesis, Provincia Segovia.

881175. **Metodología para la evaluación de la aptitud de los suelos del sector noroccidental de Sierra Nevada, Granada, para usos agronómicos (agrícolas, forestales y ganaderos).** DELGADO, G.; SANCHEZ MARAÑON, M., y DELGADO, R.

*Ecología* (1987), núm. 1, 5-25, 45 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Planificación regional, Utilización terreno, Suelo, Agricultura, Provincia Granada.

881176. **Mapas de suelos y de capacidad de uso de las formaciones edáficas del sector NE de la provincia de Cuenca.** BATLLE, J., y GUERRA, A.

*Ecología* (1987), núm. 1, 85-98, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Mapa pedológico, Suelo, Grupo suelo, Utilización terreno, Mapa utilización terreno, Provincia Cuenca.

## GEOQUIMICA

881178. **Estudio de la influencia del efecto matriz en el análisis de rocas carbonáticas por fluorescencia de Rayos X.** BUSTILLO, M., y FORT, R.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 127-137, 17 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca carbonatada, Fluorescencia RX, Metodología, Matriz roca, Regresión estadística.

881182. **Génesis de nódulos de cuarzo en el Paleozoico de la Ibérica (Rama Aragonesa).** NAVAS, A., y TENA, J.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 3-4, 179-184, 4 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca clástica, Pelita, Nódulo, Cuarzo, Epigénesis, Diagénesis, Sílice, Movilización geoquímica, Primario, Macizo Ibérico, Aragón.

881199. **Determinación e incidencia del fondo geoquímico de las pizarras areniscosas del Tremadociense sobre las concentraciones minerales. Zócalo de la rama sur de la Ibérica. Provincias de Soria y Zaragoza.** GUTIERREZ, A.; MONSEUR, J.; GUIJARRO, J.; ALVAREZ, J. B., y MORENO, A.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 377-386, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Fondo geoquímico, Pizarra, Plomo, Cobre, Cinc, Antimonio, Plata, Mineralización, Control litológico, Control

estratigráfico, Control paleogeográfico, Tremadoc, Provincias Soria y Zaragoza, Macizo Ibérico.

### FISICA DEL GLOBO

881206. **Sobre la generación de sismogramas sintéticos en un medio semiinfinito.** BATLLO, J., y CORREIG, A. M.

*Estud. geol.* (1987), vol. 43, núm. 5-6, 459-469, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Programa ordenador, Sismograma sintético, Medio infinito, Medio semiinfinito, Falla, Falla vertical, Falla normal, Mecanismo focal.

## TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

— Año 1989 —

### Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

### DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

**Instituto Tecnológico GeoMinero de España**

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

### ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

**Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía**

Doctor Fleming, 7, 2.º

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid. España

Suscripción anual (6 números)

España: 3.840 ptas. (IVA incluido)

Demás países: 3.840 ptas.+ gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa .....

Profesión .....

Dirección ..... Teléfono .....

Ciudad (provincia) ..... D. P. ....

País ..... FIRMA

Fecha .....

## BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

### ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO  
WE HAVE RECEIVED  
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA  
WE ARE IN WANT OF  
IL NOUS MANQUE

FECHA ..... FIRMA .....  
DATE ..... SIGNATURE .....

NOMBRE .....  
NAME .....  
NOM .....

DIRECCION .....  
ADDRESS .....  
ADRESSE .....

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:

**Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Tecnológico GeoMinero de España**

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

## Áreas tecnológicas y sectores de actuación del ITGE

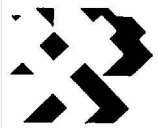
**GEOLOGIA Y GEOFISICA:** Cartografía geológica (Mapa Geológico Nacional), Cartografía temática.—Estudios geológicos específicos.—Investigación geofísica.—Cartografía marina y estudio de la plataforma continental.—Teledetección aplicada a la investigación geológico-minera.

**RECURSOS MINERALES:** Infraestructura metalogenética y minera.—Recursos energéticos y no energéticos.—Minerales y rocas industriales y ornamentales.—Desarrollo minero y mineralurgia.—Seguridad minera.

**AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOLOGIA AMBIENTAL:** Infraestructura hidrogeológica.—Investigación, captación y protección de aguas subterráneas.—Vertidos y control de contaminación de acuíferos.—Recursos geotérmicos.—Geología ambiental: Riesgos geológicos, medio ambiente minero, etc.

**CENTRO DE LABORATORIOS Y ENSAYOS:** Análisis químicos y mineralógicos.—Mineralurgia y ensayos geotécnicos.—Sondeos de investigación hidrogeológica y minera.—Ensayos de bombeo y tratamientos especiales de sondeos.—Desarrollo de nuevas tecnologías para procesos metalúrgicos.

**INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS:** Banco de datos geológico-mineros y de Ciencias de la Tierra.—Ordenación del fondo documental y bibliográfico.—Desarrollo de aplicaciones geomatemáticas, cartografía automática, análisis multivariante, etc.—Catastro Minero Nacional.—Publicaciones e informes.



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

**Sede Central:** Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID. Tel.: 441 65 00.

**Centro de Laboratorios:** C/. La Calera, s/n. - Polígono de Tres Cantos - Tel.: 803 22 00  
28770 COLMENAR VIEJO (MADRID) - Tel.: 803 22 00