

AÑO 1964

I TRIMESTRE

NUM. 73

NOTAS Y COMUNICACIONES

I / 10 - 3 - 1  
DEL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



# LABORATORIOS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

En el reciente desarrollo industrial español, tanto al productor de primeras materias, como al transformador y al utilizador de las mismas, se le plantean continuamente problemas en relación con la elección y utilización de los minerales y productos mineralúrgicos y metalúrgicos más adecuados para los fines que desea.

Los laboratorios del Instituto, con más de cien años de experiencia, ayudan a resolver cuantos problemas de minerales, productos metalúrgicos, materiales de construcción, combustibles, etc., se le presenten.

Los laboratorios en funcionamiento del Instituto Geológico y Minero de España, son los siguientes:

AGUAS SUBTERRANEAS	ANALISIS QUIMICO
COMBUSTIBLES Y TIERRAS CO- LOIDALES	DIFRACCION DE RAYOS X
ESPECTROQUIMICA	SEMICONDUCTORES
RADIOACTIVIDAD Y GEONU- CLEONICA	MACROPALEONTOLOGIA
METALOGENIA	MICROPALEONTOLOGIA
PETROLOGIA Y MICROSCOPIA	FOTOGEOLOGIA
PREPARACION MECANICA	MINERALOGIA
	FOTOGRAFIA TECNICA

Los asuntos relacionados con ellos, se pueden tratar directamente en la Sección de laboratorios del Instituto o por correspondencia.



Ríos Rosas, 23      MADRID - 3      Tel. 253 46 05

# SOCIEDAD DE GRANDES REDES ELECTRICAS, S. A.

CANALIZACIONES SUBTERRANEAS - TUNELES  
ELECTRIFICACION DE FERROCARRILES  
OBRAS HIDRAULICAS - CONSTRUCCIONES  
EN GENERAL



Juan de Mena, 8  
MADRID

Vía Layetana, 4  
BARCELONA

# INSTITUTO GEOLOGICO y MINERO



Ríos Rosas, 23

Teléfono 253 46 05

MADRID - 3

# GEOFASA

## ESTUDIOS GEOLOGICOS

**Hidrología.-** Estudios sobre aguas. Cuencas hidrográficas. Drenaje. Presas. Diques. Regadíos. Acarreos subterráneos. Estudios geofísicos. Sondeos.

**Ingeniería Civil.-** Terrenos en general. Estudios sobre la superficie y el subsuelo. Presas, túneles y puertos. Depósitos subterráneos. Materiales de construcción. Accesos. Oleoductos.

**Comunicaciones.-** Caminos, Carreteras y Ferrocarriles. Aeropuertos. Canales.

**Minería.-** Criaderos minerales. Investigación y puesta en funcionamiento de los mismos. Organización y puesta a punto de diferentes tipos de Laboreo de Minas. Estudios de Geología del Petróleo. Gas natural. Productos químicos. Canteras. Materiales de construcción.

**Geología en general.-** Mapas geológicos. Tectónica. Estratigrafía.

## ESTUDIOS FOTOGRAFICOS

Para sus actividades de ingeniería, geología, arqueología, hidrología, minería, agricultura, etc.:

- Trabajos fotográficos informativos.
- Vuelos fotogramétricos.
- Mosaicos y Fotoplanos.

## ESTUDIOS FOTOGRAMETRICOS

Levantamiento de planos a diferentes escalas en planimetría y altimetría, por medio de fotografía aérea y terrestre.

Trabajos especiales para la redacción de proyectos con registro en cinta perforada.

Cea Bermúdez, 14 - 5.º

MADRID - 3

7/10/64 ✓  
NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

## INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

73

PRIMER TRIMESTRE

MADRID

1964

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

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Geológico y Minero de España.

Queda hecho el depósito que marca la Ley

#### EXPLICACION DE LA PORTADA

Foto: J. M. López de Azcona

Esquistos ondulados paleozoicos de color gris oscuro azulado, con capas concordantes blancas. Se aprecia el dibujo fotografiado debido a la diferencia de 5° entre las direcciones de estratificación y de esquistosidad.

Fotografía tomada el 1-5-1961, con dirección N 135.

Pertenece a Cabanas (Lugo), Hoja 8-C-3.

Depósito Legal M. 1882.-1958

JOSE LUIS SAAVEDRA (\*)

## DATOS PARA LA INTERPRETACION DE LA ESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO Y SECUNDARIO DE ANDALUCIA

### RESUMEN

Empezamos comparando los criterios de Stainforth y Drooger sobre la distribución estratigráfica de los Foraminíferos pelágicos en el Oligoceno-Mioceno y discutiendo las diferencias entre ambos como causa de discrepancia en las determinaciones de la edad de las muestras, señalando que el de Stainforth resulta más convincente.

Se estudian los diferentes niveles estratigráficos del Oligoceno al Plioceno de Andalucía en sus dos facies, nerítica y pelágica; señalando la situación que cada uno ocupa en Andalucía.

Para explicar la actual disposición del Secundario y Terciario es preciso admitir una serie de procesos, que son analizados y pueden resumirse en cinco fases:

a) Del Paleozoico superior al Trías inferior, en que la sedimentación sobre el borde de la Meseta es sólo continental y ésta está unida con la zona Bética formando un conjunto emergido con estrato cristalino-Paleozoico, seguido de un Permo-Trías detrítico.

b) Del Trías medio al Trías superior (y posiblemente al Infalías) en que se produce la entrada del mar en el surco nort-bético y su aislamiento posterior.

c) Del Lías medio al Paleoceno, con nueva llegada del mar al surco nort-bético y depósito extenso, que forma Pre-bético, Sub-bético y borde Bético N. y S.

d) Del Eoceno al Burdigaliense con levantamiento de la parte bética del zócalo y su posible aproximación a la Meseta, lo cual deja al descubierto la parte sur del Secundario y forma un mar interior más estrecho que el Secundario, con un golfo en Murcia y otro en Gibraltar.

e) En el Helveciense se acentúa el levantamiento y aproximación a la meseta de la zona bética, lo que produce el deslizamiento del Sub-bético en «nappes», especialmente sobre las margas del Keuper, la formación de un golfo entre el Sub-bético y la Meseta y los arrastres de «olistostromas» en el borde y base de este golfo.

Se presenta una serie de cinco cortes a lo ancho de Andalucía con indicaciones sobre su evolución en diferentes momentos.

(\*) Jefe del Laboratorio de Micropaleontología del Instituto Geológico y Minero de España.

A modo de resumen se detalla la evolución de Andalucía con un corte hipotético N.-S. por Córdoba, estudiado en los diversos períodos geológicos desde el Triás inferior al Plioceno y se esquematiza la evolución del surco nort-bético, con el desplazamiento hacia el norte de su eje de máxima profundidad.

ABSTRACT

We begin studying the different stratigraphic levels of the Oligo-Miocene in both pelagic and neritic facies and appointing their position in Andalusia.

To know the actual position of the Secondary and Tertiary it is necessary to admit several geologic process, which are analyzed and resumed in five phases:

a) From Upper Paleozoic to Lower Triassic the Meseta and the Betic constituted a continental massif, with detritic sedimentation.

b) From Middle to Upper Triassic (and probably to Infraliassic) occurs the transgression of the sea in the nort-betic furrow and its further isolation.

c) From Middle Liassic to Paleocene the sea comes again in the nort-betic furrow, where it forms extensive sediments on the Prebetic, Subbetic and the north and south margins of the Betic.

d) From Eocene to Burdigalian the Betic rises and probably approaches to the Meseta, and an interior sea smaller than the secondary develops, with gulfs in Murcia and in Gibraltar.

e) During the Helvetian the double movement of the Betic accentuates and produces the subbetic nappes, especially on the Keuper marls, the formation of a gulf between the Meseta and the Subbetic and dragging of olistostromas in to the basis of this gulf.

Then, we interpret five cuts of Andalusia with indications about their evolution in different moments.

As a summary, we detail the evolution of Andalusia with an hypothetic N.-S. cut across Cordoba, studied in the different geologic periods from the Lower Triassic to Pliocene, we schematize the evolution of the nort-betic furrow, with the displacement toward the north of the axis of biggest depth.

En el curso de los últimos años he tenido que intervenir en el estudio de numerosas muestras de superficies y de sondeos realizados en Andalucía, y la comparación de los resultados del laboratorio con las observaciones de campo nos han hecho ir adquiriendo una serie de conceptos, que en su mayoría coinciden y confirman los de gran número de geólogos, que se van ocupando de Andalucía.

Vamos a exponer en esta nota los que se refieren a estratigrafía y tectónica del Terciario, que en la mayoría de los casos tienen repercusión directa sobre la interpretación geológica del Secundario.

EL PROBLEMA DE LA CRONOLOGÍA DEL TERCIARIO

La primera dificultad que nos encontramos al tratar de hacer cualquier interpretación en el Terciario andaluz, es la de datar con certeza sus niveles. Esta dificultad, que a veces es imposibilidad, nace de que aunque conoce-

mos el orden en que se han sucedido en el tiempo las diferentes asociaciones de microfósiles, formando niveles faunísticos, no tenemos certeza de la correspondencia de estos niveles con la escala estratigráfica habitual.

Como los Foraminíferos pelágicos, al igual que los demás fósiles de este ambiente han tenido una distribución general y prácticamente instantánea, se les ha prestado especial atención como fósiles característicos, haciendo con ellos zonas estratigráficas. Así, diversos autores han publicado esquemas de la aparición de las principales especies de Globigerinidos y Globorotálidos, con discrepancias que llegan a ser del orden de un período geológico. Incluso llegó a admitirse que la mayoría de estos restos aparecían antes en América que en Europa. Sucesivos tanteos y estudios generales han ido reduciendo las diferencias, pero todavía se siguen criterios bastante discrepantes.

Las posturas en litigio vienen representadas por Drooger (1956) y Stainforth (1960), cuyos esquemas estratigráficos, basados en Foraminíferos pelágicos, comparamos en la página siguiente (cuadro 1).

La aplicación práctica de estos esquemas produce evidentes discrepancias, que nacen de la diferente cronología usada. Las más notables son:

1.<sup>a</sup>) El momento de máxima renovación de faunas, que se produce al desaparecer *G. dissimilis* Cushman y Bermúdez, *Globigerinatella* y el grupo de formas afines a *Globigerinoides bisphaericus* Todd para ser sustituidos por *Orbulina* (derivada de *G. bisphaericus*), *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth y *Globorotalia foehsi* Cushman y Ellisor, representa para Stainforth el tránsito entre el Aquitaniense y el Burdigaliense y Drooger el tránsito Helveciense-Tortonense.

2.<sup>a</sup>) La presencia de *Globigerina ampliapertura* Bolli y *G. ciproensis* Bolli, es para Stainforth propia del Lattorfiense (admitiendo que en el Mediterráneo han sido halladas hasta el Chattense), mientras que Drooger cita *G. globularis* (el dibujo que da, corresponde a la misma *G. ampliapertura*) y *G. opima* (cuyo dibujo es afín a *G. ciproensis*) hasta el Burdigaliense, con *Miogypsina intermedia* y *M. irregularis*.

3.<sup>a</sup>) La aparición de *Globorotalia menardii* d'Orbigny y *Sphaeroidinella* ocurre, para Stainforth, en el principio del Helveciense y, para Drooger, en el medio del Tortonense.

Frente a estas discrepancias, que podemos llamar lógicas, porque vienen encadenadas desde la primera, nos encontramos con algunas analogías que, paradójicamente, impiden asimilar exactamente los dos esquemas, como es el dato de la *Globorotalia mayeri* Cushman y Ellisor, que se extingue para ambos al final del Helveciense.

Aparte de las naturales variaciones en la datación de la edad de las muestras, el empleo de los dos esquemas a los niveles de Andalucía produce otras

	STAINFORTH					
	LATIO.	ESTAM. CHATT.	AQUIT.	BURDI.	HELVE.	TORTO.
G. ampliapertura		.....				
G. ciproensis		.....				
G. dissimilis						
G. trilobus						
G. altispira						
G. mayeri						
Globigerinatella						
G. bisphaericus						
Orbulina						
G. praemenardii						
G. fohsi						
G. menardii						
Sphaeroidinella						
	LATIO.	ESTAM. CHATT.	AQUIT.	BURDI.	HELVE.	TORTO.
	LATIO.	ESTAM. CHATT.	AQUIT.	BURDI.	HELVE.	TORTO.
G. globularis						
G. opima						
G. dissimilis						
G. venezolana						
G. trilobus						
G. dehiscens						
G. mayeri						
Globigerinatella						
Globigerinita						
G. bisphaericus						
O. suturalis						
O. universa						
G. fohsi						
G. menardii						

CUADRO 1.—Relación entre los criterios de Drooger y Stainforth.

dificultades secundarias, derivadas de la necesidad lógica de rellenar los huecos que nos presente la estratigrafía, definiendo los niveles que no estén claros, con criterios poco convincentes.

Así, E. Perconig (1960) al describir el sector Centro-Norte del valle del Guadalquivir, nos da las mismas especies pelágicas en el Helveciense que en el Tortoniense, con la diferencia de Globigerina concinna Reuss y Orbulina biolobata (d'Orbigny), que cita sólo en el Helveciense, pero que sin duda existen también en el Tortoniense.

Y, efectivamente, con el esquema de Stainforth se presenta frecuentemente el problema de no poder precisar la edad de una marga con Orbulina, Globigerinoides y Globoquadrina, que puede ser cualquier cosa desde el Burdigaliense al Tortoniense, a menos que existan indudables Globorotalia praemenardii Cushman y Stainforth y G. fohsi, en cuyo caso serán Burdigalienses.

Con el esquema de Drooger (1956) las dificultades se presentan especialmente en la parte inferior.

En efecto, Drooger y Magné (1959), al describir las microfauñas de los diversos pisos en el Mediterráneo, dan desde el Rupeliense al Burdigaliense las mismas asociaciones de restos pelágicos, a base de Globigerinoides trilobus (Reuss), Globigerinoides irregularis Le Roy, Globigerina dissimilis Cushman y Bermúdez, Globigerina unicava Bolli, Loeblich y Tappan, Globigerina parva Bolli, Globigerina aff. ampliapertura Bolli, Globigerina venezolana Hedberg y Globigerina opima (Bolli), con lo que resulta que no podemos determinar la edad de una muestra margosa del tramo Rupeliense-Burdigaliense, a menos que se intercale en ella un nivel nerítico con Miogypsinidos, de los que en Andalucía sólo hemos visto los dos extremos de la serie evolutiva, M. complanata y M. mediterranea.

Según Drooger (1956 y 1959), M. mediterranea Bronnimann se extingue inmediatamente antes del nivel con las primeras Orbulinas (lo que para él ocurre en el Tortoniense), y esto hace que distribuya el resto de la serie de Miogypsinidos por el Mioceno, hasta el Rupeliense-Chatienense, en que vivió el Miogypsinoides complanata (Schlumb.).

Pero, de acuerdo con Stainforth, las primeras Orbulinas son Burdigalienses; de donde parece deducirse que todo el filum desde Miogypsinoides complanata a Miogypsinina mediterranea debe comprimirse entre el Chatienense-Aquitaniense y el Burdigaliense, a menos que los niveles con Orbulina que Drooger encuentra sobre los de M. mediterranea, no correspondan al momento en que apareció Orbulina. Hanzawa en su excelente trabajo de 1962 señala, en efecto, que M. mediterranea es del Aquitaniense-Burdigaliense.

En relación con esto quiero indicar que en la provincia de Granada pasa algo parecido a lo que dice Drooger: los niveles neríticos con M. medite-

rranea están cubiertos a veces por niveles margosos con *Orbulina*. Junto con las *Orbulinas*, vemos *Globorotalia menardii*, pero no *G. mayeri*, lo cual define al Tortoniense. Sólo que en este caso la discordancia es visible entre ambas formaciones.

Por eso creemos posible que los estratos con *Orbulina* que Drooger supone Tortonienses, lo sean realmente, pero no representen el momento de la aparición de las *Orbulinas* en el mundo, sino que en muchas localidades mediterráneas los movimientos producidos por la orogenia alpina durante el Helveciense hacen que el Tortoniense en facies margosa fina se apoye sobre una serie Oligo-Miocena en facies nerítica, de caracteres completamente diferentes. De ser así, como creemos, la presencia de *Orbulina* puede empezar aparentemente en el Tortoniense, y los niveles con *M. mediterranea* no son Helvecienses, sino Burdigaliense-Aquitanienses.

En resumen, podemos relacionar así los dos esquemas (cuadro 2):

DROOGER		STAINFORTH	
RUPELIENSE-CHATT.			
AQUITANIENSE		ESTAMPIENSE	
BURDIGALIENSE		CHATTIENSE	
HELVECIENSE		AQUITANIENSE	
INF.		BURDIGALIENSE	
TORTONIENSE		HELVECIENSE	
SUP.		TORTONIENSE	

CUADRO 2.— Probable posición estratigráfica de los niveles de los esquemas de Stainforth y Drooger.

#### NIVELES MICROPALÉONTOLÓGICOS DEL TERCIARIO MODERNO

En la serie sedimentaria Oligoceno-Mioceno-Plioceno, podemos distinguir hasta 14 niveles diferentes, en dos sucesiones sincrónicas, que corresponden a dos facies: una con restos más pelágicos y otra con restos más neríticos.

- A) (más nerítica), con *Lepidocyclínidos* y *Miogypsinoides complanata*.  
 A') (más pelágica), con *Globigerina ampliapertura*, *G. ciperensis* y *G. dissimilis*.

- B) (más nerítica), con *Miogypsina tani*, *M. gunteri*, y *Spiroclypeus* (no visto en Andalucía).  
 b) (también nerítica), con *Miogypsina irregularis* y *M. intermedia*.  
 B') (más pelágica), con *Globigerinoides bisphaericus* y formas afines, *Globorotalia mayeri* y *G. fohsi* (o una forma relacionada con ella).  
 C) (más nerítica), con *Miogypsina burdigaliensis* (no vista en Andalucía) y *Miogypsina mediterránea* (zona prebética).  
 C') (más pelágica), con *Orbulina*, *Globorotalia praemenardii* y *G. fohsi*.  
 D) (más nerítica), con *Heterostegina costata* (en la base de las margas azules).  
 D') (más pelágica), con *Orbulina*, *Globorotalia menardii* y *G. mayeri*.  
 E) (más nerítica), con *Elphidium crispum* y *Rotalia beccarii*.  
 E') (más pelágica), con *Orbulina*, *Globorotalia menardii* y *Sphaeroidinella*.  
 F) (más nerítica), con *Elphidium crispum*, *Rotalia beccarii-inflata* y niveles estériles.  
 F') (más pelágica), con *Orbulina*, *Globorotalia punctulata* y *Sphaeroidinella*.  
 G) (transición a ambiente lacustre), con tubos margosos y calcificaciones de Algas.

Como se ve, en estos niveles hemos situado las facies neríticas que Drooger define con los *Miogypsínidos*, en la misma posición relativa en que este autor las supone, aunque reunimos el nivel con *M. tani* Drooger y *M. gunteri* Cole y el nivel con *M. irregularis* (Michelotti) y *M. intermedia* Drooger en el Aquitaniense, siguiendo el criterio de Hanzawa (1962); así como el nivel con *M. burdigaliensis* (Gümbel) y el nivel con *M. mediterranea* (Bronn.), que con el mismo criterio incluimos en el Burdigaliense.

Los niveles con *Miogypsinas* que no hemos encontrado en Andalucía, de existir, deben encontrarse en la zona pre-bética.

Como faunas de facies equivalentes a los neríticos con *Miogypsinas*, sustituimos las que dan Drooger y Magné (1959), y que parecen corresponder a una misma edad Rupeliense-Chattiense, por las de Stainforth, que encontramos especialmente en las «moronitas».

Ya hemos dicho que sobre su edad se discute y discutirá mucho, pero no sobre su posición relativa.

Por parecernos más apropiado en Andalucía, seguiremos el esquema de Stainforth. En él los niveles vienen encajonados así (cuadro 3):

Stainforth	ESTAMPIENSE-CHATTIENSE	A	A'			
	AQUITANIENSE	B	B'			
	BURDIGALIENSE	C	C'			
	HELVECIENSE			D'	D	
	TORTONIENSE			E'	E	
	MIOCENO SUP.-PLIOCENO			F'	F	
	LACUSTRE PLIOC.-CUAT.					G
		zona Pre-bética	«moronitas»	«margas azules»	areniscas	En puntos aislados
		Al S. del valle del Guadalquivir		En el valle del Guadalquivir		

CUADRO 3.—Posible posición de los niveles micropaleontológicos en la escala estratigráfica.

#### CARACTERES DE LOS NIVELES MICROPALAEONTOLÓGICOS

##### 1) *Oligoceno (Rupeliense-Chattiense)*

Es exclusivo del borde S. del valle del Guadalquivir, pero más desarrollado en el extremo oriental de Andalucía y en Murcia, donde lo hemos visto situado, tanto encima del Sub-bético y Bético y formando parte de ellos, como en el Pre-bético.

De una manera general debemos suponer que el mar Oligoceno formaba un brazo, entre el borde sur de la meseta y el macizo bético, que estaba emer-

gido al Sur. (Tal brazo de mar no parece profundo en ningún caso, y en él se depositaron, según las condiciones, las moronitas y las areniscas con *Lepidocyclinas*).

Con este esquema (fig. 1) queremos representar el mar interior Eoceno-Oligoceno en regresión, cuyo fondo va a emerger en el Helveciense, en el que la parte ocupada por el mar se desplaza más al Norte y forma dos golfos independientes. Según luego veremos, en la base de este mar Oligoceno pueden depositarse acumulaciones caóticas margosas formando «olistostromas», procedentes de la costa S. de este brazo de mar sobre las cuales se depositaron las «moronitas».

1 A) *En su facies más nerítica* son las calizas areniscoso-brechoides con *Lepidocyclinas*. En muchos trabajos se viene atribuyendo al Aquitaniense el nivel con *Miogypsinoides complanata* y *Nephrolepidina*, que Drooger y Magné sitúan en el Chattiense.

En muchas muestras la asociación es homogénea:

*Eulepidina dilatata* Michelotti.  
*Nephrolepidina tournoueri* Lem. y Douv.  
*Gypsina*.  
*Spiroclypeus*.  
 Rotálidos gruesos (entre ellos formas pustulosas).  
 Equinodermos (fragmentos).  
 Lamelibranquios.  
 Briozoos.  
 Amphistegina.  
*Melobesias* (especialmente *Lithophyllum*).  
 Foraminíferos arenáceos (*Textularia*, *Spiroplectammina*, *Vulvulina*, *Martinottiella*, *Haplophragmoides*).  
 Lagénidos (*Robulus*, *Stilostomella*).  
 Ostrácodos.  
 Rupértidos (*Rupertia*, *Carpenteria*).  
*Miogypsinoides complanata* (Schlumberger).

Casi siempre acompañan, como elementos detríticos, cuarzo y fragmentos calizos, entre ellos *Globotruncanas* y restos eocenos.

En otras muestras no es tan claro: los *Lepidocyclínidos* están rotos y dan la impresión de ser resedimentados, pero el aspecto litológico es semejante, aunque de grano más fino.

En muchos puntos, como la Sierra de Marmolance, vemos que hay casi 200 metros de esta formación areniscosa, con elementos litorales, en la que se intercala algún nivel lleno de *Lepidocyclinas*, seguido de otros sin ella. Como

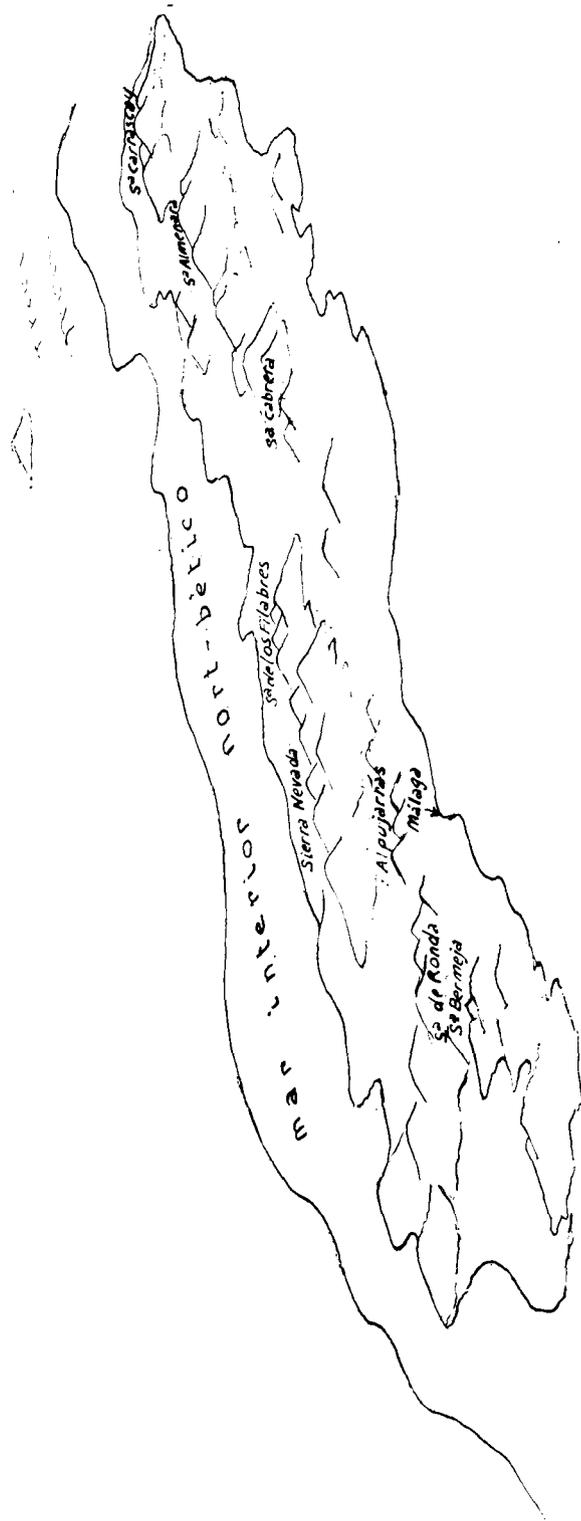


Fig. 1. — Posición del mar durante el Oligoceno.

no se ve interrupción clara, tenemos que pensar que todo el conjunto es continuo.

No creemos posible que sea todo el mismo Oligoceno, sino que debe incluir niveles diferentes hasta el Mioceno. Así Foucault (1960) dice haber encontrado ejemplares del Género *Miogypsina* hacia el medio de las areniscas de Marmolance.

Los niveles con *Spiroclypeus*, *M. gunteri* y *M. tani*, que para Drooger serían ya Aquitanienses, no han sido descritos; lo mismo que los niveles con *M. irregularis* y *M. intermedia* (Aquitanienses o Burdigalienses). Ocupando el lugar de estos dos niveles puede estar la serie de areniscas sin *Lepidocyclínidos*, que, según acabamos de decir, continúan con igual facies la serie nerítica Rupeliense-Chattienense, y en la que Foucault cita *Miogypsina* sp. También en el borde del prebético encontramos este tramo arenoso, formando la continuación, de grano más fino, del mismo depósito con *Lepidocyclínidos*.

Sobre la presencia de *Lepidocyclínidos* debemos anotar que la aparición de *Nephrolepidina* es más extensa que la de *Eulepidina*, se extiende a terrenos Aquitanienses y acaso Burdigalienses (¿resedimentación?).

1 B) *En su facies más pelágica*, son margas algo arenosas de tipo mononitoide, con riquísima microfauna:

- Globigerina dissimilis* Cushman y Bermúdez.
- G. venezuelana* Hedberg.
- G. ampliapertura* Bolli.
- G. bulloides* d'Orbigny.
- G. ciproensis* Bolli.
- G. mayeri* Cushman y Ellisor.
- G. parva* Bolli.
- Globigerinoides trilobus* (Reuss).
- Globoquadrina quadraria* (Cushman y Ellisor).
- Cibicides* (entre ellos *C. aff. perlucidus* Nuttall).
- Planulina renzi* Cushman y Stainforth.
- Anomalina aff. alazanensis* Nuttall.
- Nonion pompilioides* (Fichtel y Moll).
- Neorotalia* sp.
- Almaena hieroglyphica* (Sigal).
- Almaena* sp. (*aff. osnabrugensis*).
- Gyroidina girardana* (Reuss).
- Bulimínidos (*Bulimina*, *Uvigerina*, *Bolivina*, *Reussella*).
- Siphonina* sp..
- Stilostomella verneulli* (d'Orbigny).
- S. subspinosa* (Cushman).
- Otros Lagénidos (*Lagena*, *Robulus*, *Astacolus*, *Dentalina*).

*Spiroplectammina carinata* (Orbigny).  
*Pullenia* aff. *bulloides* d'Orbigny.  
*Sphaeroidina* aff. *variabilis* Reuss.  
*Pleurostomella* spp.  
 Ostrácodos, Radiolarios, espículas de Esponjas.

Asociaciones parecidas citan Colom y Gamundi (1951) en las moronitas, y Durand Delgá, Didon, Fontboté, Magné y Peyre en margas del Bético de Málaga.

Recordamos el hecho de que Stainforth dice que en América *G. ampliapertura* y *G. ciperoensis* no son más modernas que el Lattorfiense (= Sanoisense). De ser esta su edad no existiría el hueco en la sedimentación que normalmente viene admitiéndose en toda Andalucía entre el Eoceno superior y el Aquitaniense.

Las diversas asociaciones que dan Drooger y Magné (1959) como aquitanienses (es decir, correspondientes a tramos margosos relacionados con *Miogypsina gunteri* y *M. tani*) y burdigalienses (correspondientes a tramos margosos contemporáneos de *M. irregularis* y *M. intermedia*) son análogas, en sus especies de Globigerínidos, a éstas que ponemos como ejemplo de Rupeliense-Chattiense.

Como detalles importantes subrayaremos dos que son fundamentales: las faunas, tanto pelágicas como neríticas, pueden cubrir todo el Oligoceno y las mismas asociaciones se encuentran a ambos lados de la Cordillera Penibética: en las moronitas al Norte y sobre el Bético de Málaga al Sur.

## 2) *Aquitaniense*

En todos sus caracteres, el Aquitaniense forma continuación con el resto del Oligoceno, como correspondiendo al mismo brazo de mar extendido por la región Nort-bética desde Cádiz a Murcia y con profundidades siempre escasas. Sus sedimentos se apoyan por el Sur sobre el Sub-bético y sobre las «areniscas del Aljibe» y en general nos muestran un mar interior de extensión mucho menor que el del Secundario.

2 A) En su facies más nerítica son areniscas, a veces muy calizas, que continúan la formación Oligocena, con *Melobesias*, *Amphistegina* y *Miogypsina* y que pueden presentar, como variante, la forma de caliza brechoide arrecifal, formada fundamentalmente por concreciones calizas de *Melobesias*. En los casos en que la orientación de la sección es favorable, hemos confirmado, sin lugar a dudas, que se trataba de verdaderas *Miogypsinas*. Nos falta experiencia en este grupo de Foraminíferos, pero tenemos la seguridad de que en muchas muestras de esta formación nerítica que forma la prolongación del Oligoceno con *Eulepidina* y *Nephrolepidina*, existe la *M. medite-*

rranea Bronn., cuya posición estratigráfica ya hemos discutido. La presencia de esta especie demuestra la continuidad de la sedimentación durante el Oligoceno y Mioceno inferior.

2 B) En su facies más pelágica son margas, a veces «moronitoides», parecidas a las Chattienses, pero caracterizadas por esta asociación:

*Globigerina dissimilis* Cushman y Bermúdez.  
*G. venezuelana* Hedberg.  
*Globigerinoides trilobus* (Reuss).  
*Globoquadrina* aff. *dehiscens* (Chapman, Parr y Collins) (o *G. quadraria* C. v. Ellisor).  
*G. altispira* (Cushman y Jarvis).  
*Globorotalia mayeri* Cushman y Ellisor.  
*Globigerinatella insueta* Cushman y Stainforth.  
*Globigerinoides bisphaericus* Todd.  
*G. transitorius* Blow.  
*Globorotalia fohsi* Cushman y Ellisor.  
*G. canariensis* (afin a *G. fohsi*).

Así pues, en la evolución de la fauna oligocena vemos que, durante el Aquitaniense falta *G. ampliapertura*, *G. ciperoensis* y *Almaena*, mientras que en su parte superior aparecen *G. fohsi* y los probables antecesores de *Orbulina* (*G. insueta*, *G. bisphaericus* y *G. intermedius*); a la vez que continúa *G. dissimilis*, *G. venezuelana*, *G. trilobus*, *G. mayeri* y *Globoquadrina*. Insistimos en el detalle confirmado muchas veces de que *Globorotalia fohsi* existe ya junto con *Globigerinoides bisphaericus*.

Las margas con la microfauna citada, que son exclusivas del borde sur de la cuenca del Guadalquivir y de la región murciana, forman parte, tanto de la serie prebética como de la subbética.

M. Alvarado nos ha facilitado gran número de muestras de la zona al norte de Huéscar, en las que se ve que los niveles más modernos de la serie prebética son margas grises, que pueden tomar un aspecto casi pizarroso en el contacto con el subbético que las cabalga. Tales margas contienen:

*Globorotalia mayeri* Cushman y Ellisor.  
*Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins).  
*Globigerinoides trilobus* (Reuss).  
*G. bisphaericus* Todd.  
 Radiolarios.  
 espículas.  
*Stilostomella verneulli* (d'Orbigny).  
*Cibicides* aff. *mexicanus* Cushman.

*C. pseudougerianus* Cushman.  
*Uvigerina rustica* Cushman y Edwards.  
*Bulimina* sp.  
*Eponides umbonatus* (Reuss).  
*Gyroidina girardana* (Reuss).  
*Martinottiella communis* (d'Orbigny).

Esta asociación la encontramos también en algunos niveles de las «moronitas» apoyadas sobre el borde N. del Subbético.

### 3) *Burdigaliense*

Las atribuciones al Burdigaliense deben hacerse con la misma cautela que las del Aquitaniense, porque también debe ser exclusivo del borde Sur de la cuenca del Guadalquivir y formar la continuación de aquellos niveles.

Según el esquema de Stainforth (1960), sólo queda definido por la asociación de *Orbulina*, *Globorotalia praemenardii* y *G. fohsi*.

No he encontrado niveles neríticos que presenten diferencias particulares y puedan representar la facies litoral del Burdigaliense. De existir, serán los niveles con *Miogypsina mediterranea* que forman parte del paquete nerítico que contiene el Oligoceno.

En sus facies pelágica está formado por margas «moronitoides» análogas a las Aquitanienses, pero caracterizadas por:

*Globigerinoides trilobus* (Reuss).  
*Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis).  
*Globorotalia mayeri* Cushman y Ellisor.  
*G. fohsi* Cushman y Ellisor.  
*Orbulina suturalis* Bronnimann.  
*O. universa* (d'Orb.).  
*Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth.

Como se ve, los cambios en la fauna de las «moronitas» son muy notables: se extinguen *G. dissimilis*, *Globigerinateila insueta* y el grupo de formas parecidas a *Globigerinoides bisphaericus* y aparecen formas muy características, como son las *Orbulinas* y *Globorotalia praemenardii* (igual a *G. tumida* (Brady)).

### 4) *Helveciense*

Es difícil de caracterizar y distinguir del Tortoniense. Según Stainforth sólo se diferencia en la *Globorotalia mayeri*, que existe aquí y falta en el Tortoniense. Pero los dos pisos juntos presentan muy claras diferencias con respecto al Burdigaliense, especialmente la presencia de *G. menardii* y

*Sphaeroidinella*. Pero ocurre que de todas las muestras examinadas por nosotros en el valle del Guadalquivir propiamente dicho, que contienen *G. menardii* y *Sphaeroidinella*, no hemos visto ninguna que contenga además la *G. mayeri*.

Por ello nos parece posible, que el Helveciense esté muy reducido y tal vez limitado a la parte más baja de las «margas azules».

4 A) En su facies más nerítica debe estar representado por las areniscas, de carácter transgresivo sobre el Paleozoico, con *Heterostegina costata* (d'Orbigny), que en todo el borde N., y bajo el valle del Guadalquivir forma un nivel muy típico, que a primera vista recuerda una caliza numulítica. Su edad no está completamente segura, aunque debe pertenecer al Helveciense.

Ya el autor, en otro trabajo (1962), señaló que esta arenisca brechoide puede alcanzar los 30 m., y contiene gran cantidad de cuarzo, *Lamelibranchios* (especialmente *Pectínidos* y *Ostréidos*), fragmentos de *Equínidos*, *Heterostegina*, *Cibicides*, *Melobesias* y moldes en pirita de un coralarío (*Turbinolia multiserialis* Mich.).

4 B) En su facies más pelágica, son margas que se caracterizan porque faltan *Globorotalia praemenardii* y *G. fohsi*, que son substituidas por *G. menardii* y las formas vítreas del Género *Sphaeroidinella*. Una asociación normal contiene entre los restos pelágicos:

*Globigerinoides trilobus* (Reuss).  
*Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis).  
*Globorotalia mayeri* Cushman y Ellisor.  
*G. menardii* (d'Orbigny).  
*Orbulina suturalis* Bronnimann.  
*O. universa* (d'Orbigny).  
*Sphaeroidinella* aff. *dehiscens* (Parker y Jones).  
*Globigerina bulloides* d'Orbigny.  
*G. concinna* Reuss.  
*Pullenia bulloides* d'Orbigny.  
*Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny.  
*Globigerinoides conglobatus* (d'Orbigny).  
*G. rubra* (d'Orbigny).

junto con espículas, Radiolarios, diatomeas, *Bulimina*, *Uvigerina*, *Cibicides*, *Eponides*, *Anomalina*, *Stilostomella*, *Nodosaria*, *Robulus*, Foraminíferos arenáceos, etc., etc.

Esta fauna forma sucesión ininterrumpida con la Tortoniense, de la que se distingue por la presencia de *Globorotalia mayeri* que, según Stainforth, viene apareciendo desde el Aquitaniense y se extingue con el Helveciense.

Este es el primer momento que vemos capas cuyo desarrollo hacia el Atlántico indica claramente un golfo abierto hacia el Océano.

La base de las «margas azules», que suponemos Helveciense, está definido de modo muy diverso, según señaló el autor (1962).

Unas veces tiene carácter detrítico por intercalación de gran cantidad de fragmentos de rocas margosas y calizas y dan faunas del Cretáceo, Eoceno y Oligoceno, en mezcla con escasos restos Miocenos. Encontramos muy apropiado el nombre de «olistostromas» que le aplicó E. Perconig.

Y otras veces es la arenisca con Heterosteginas ya descritas, formando la orilla N. del Golfo Nort-Bético en el Vindoboniense, pero ¿dónde está la orilla S. de este golfo?

### 5) *Tortonicense*

Forma la mayor extensión del valle del Guadalquivir, en las provincias de Córdoba y Sevilla, con espesores progresivamente mayores hacia el Atlántico.

Como los otros pisos, puede presentarse en dos facies, una más nerítica y otra más pelágica, pero no hemos visto que ambas formaciones sean simultáneas. Por el contrario, parece indudable que la facies pelágica de margas del Helveciense superior se continúa por el Tortonicense, mientras que la facies más nerítica, areniscosa, cubre a la anterior y debe representar la parte superior del mismo Tortonicense o ya, en muchos casos, el Mioceno superior.

5 A) En su facies más pelágica se distingue del Helveciense con dificultad. Para Stainforth, falta la *G. mayeri*, pero continúa el resto de la fauna de Globigerínidos y Globorotálidos:

*Globigerina concinna* Reuss.  
*G. bulloides* d'Orbigny.  
*Globigerinoides trilobus* (Reuss).  
*G. conglobatus* (d'Orbigny).  
*G. rubra* (d'Orbigny).  
*Orbulina suturalis*.  
*O. universa* (d'Orbigny).  
*Globorotalia menardii* (d'Orbigny).  
*G. scitula* (Brady).  
*Sphaeroidinella aff. seminulina* (Schwager).  
*Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny.  
*Pullenia bulloides* d'Orbigny.

No hemos encontrado una sola muestra de superficie en las provincias de Córdoba, Sevilla y Huelva, que contengan junto con estos Foraminíferos, la *G. mayeri*, que definiría el Helveciense.

5 B) La formación de areniscas superiores, debe interpretarse como regresiva. Empieza con lechos intercalados entre las «margas azules», con los mismos restos fósiles que éstas. Luego predominan las areniscas, hasta quedar ellas solas.

En uno de los lechos areniscosos intercalados entre las margas encontramos:

*Globigerina concinna* Reuss.  
*G. bulloides* d'Orbigny.  
*Orbulina suturalis* Bronnimann.  
*Globorotalia menardii* (d'Orbigny).  
*Pullenia bulloides* d'Orbigny.  
*Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny.  
*Nonion boueanum* (d'Orbigny).  
*Trifarina bradyi* Cushman.  
*Uvigerina peregrina* Cushman.  
*Bolivoides miocenicus* Gianotti.  
*Hopkinsina bononiensis* (Fornasini).  
*Elphidium complanatum* (d'Orbigny).  
*E. crispum* (Linneo).  
*Cibicides praecinctus* (Karrer).  
*C. lobatulus* (Walker y Jacob).  
*Bolivina arta* Macfadyen.  
*Eponides umbonatus* (Reuss).  
*Robulus echinatus* (d'Orbigny).  
*Nodosaria longiscata* d'Orbigny.  
*Rotalia beccarii* (Linneo).  
*Valvulineria bradyana* (Fornasini).

Se ve una progresiva disminución del número de restos, en los que pasan a predominar las especies neríticas, especialmente *Rotalia beccarii*, *Elphidium crispum*, *Nonion boueanum* y *Cibicides lobatulus*, pero sin que dejen de encontrarse los pelágicos, especialmente *Globigerina*. Esto demuestra el proceso regresivo, pues hacia la parte más alta de la formación areniscosa, encontramos ya niveles estériles o pobres en restos, que parecen rodados. En efecto: en el residuo levigado de estas areniscas vemos a veces los mismos Foraminíferos que en las anteriores (*Globigerina*, *Cibicides* y *Elphidium*), pero muy escasos y rotos, como sedimentados en litoral batido por el oleaje.

Sobre su edad surgen algunas dudas: sus características sólo indican un ambiente muy litoral, pero no la edad, pero teniendo en cuenta que la formación de areniscas es continua con respecto a las «margas azules», debemos situar sus niveles más altos en la parte superior del Tortoniense y en el Mioceno superior.

#### 6) Mioceno superior-Plioceno

Aunque en gran parte del valle del Guadalquivir los niveles más modernos son del Tortoniense superior o Mioceno superior, bajo las marismas del Guadalquivir la serie marina se continúa en igualdad de facies durante el Plioceno. Como encontramos Plioceno margoso rematado por areniscas, es evidente que mientras en Carmona se depositaban las areniscas del Mioceno superior, en las marismas todavía seguía la sedimentación margosa del golfo marino en retirada hacia la actual costa.

6 A) En su facies más fina, son margas grises, idénticas a las del Tortoniense.

La falta de un piso bien definido como Mioceno superior marino puede subsanarse prolongando el Tortoniense hasta el límite con el Plioceno, pero, realmente, en las margas del final del Mioceno encontramos especies bastante constantes, que no se encuentran en el Tortoniense s. e. Citaremos:

Bolivina aff. spathulata (Williamson) (es una forma intermedia entre B. spathulata y B. placentina).

Bulimina buchiana d'Orbigny.

B. aculeata d'Orbigny.

Pseudoglanduina glans d'Orbigny.

Orthomorphina tenuicostata Costa.

Todas estas especies continúan apareciendo en el Plioceno, junto con

Globorotalia punctulata (d'Orbigny).

G aff. crassula Cushman y Stewart.

Discorbis globularis (d'Orbigny).

Sphaeroidinella aff. dehiscens (Parker y Jones).

Nos parece especialmente significativa la Globorotalia punctulata, que en Italia está citada desde el Mioceno superior, pero en Andalucía no la hemos encontrado nunca con las especies típicas del Mioceno, como Lagenerodosaria spinicosta (d'Orbigny), L. scalaris (Batsch), Uvigerina rustica Cushman y Edwards, Bolivinoidea miocenicus Gianotti, Cibicides robertsonianus (Brady) y Spiroplectamina carinata (d'Orbigny).

6 B) En su facies más nerítica son areniscas que suelen contener los

mismos restos litorales que citamos en el Tortoniense: Cibicides lobatulus (Walker y Jacob), Elphidium crispum (Linneo), Nonion boucanum (d'Orbigny), Rotalia becarrii (L.) var. inflata Seguenza. A veces contienen los restos neríticos junto con los pelágicos (como G. punctulata); otras veces contienen sólo los restos litorales, rotos y escasos, y otras, son estériles. Por tanto, están representados todos los tránsitos de una regresión.

#### 7) Plioceno-Cuaternario

Incluimos aquí una serie de margas y calizas de facies continental-lacustre y las margas y areniscas continentales, estériles, de Huelva.

Las margas son areniscosas, de colores ocres o rojizos, y por levigación dan solamente una especie de tubos margoso-calizos, que corresponden al revestimiento de vegetales y se forman como resultado de su propia actividad vital, que precipita a su alrededor el  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

La caliza lacustre es castaña, con muchos huecos irregulares finos, planos más margosos y claros y calcificaciones más compactas y oscuras, todo lo cual le da un cierto aspecto brechoide o de costra concrecionada. Su matriz es margosa y encierra una gran cantidad de calcificaciones de algas Clorofíceas y Cianofíceas.

Muchas veces, esta caliza lacustre, castaña o rojiza, aparece incluyendo y cementando fragmentos de calizas diversas, especialmente Jurásicas, y formando así un conglomerado.

No puedo aportar datos concluyentes sobre la edad de estas capas lacustres, cuya posición sobre el terreno nos permite suponerlas pliocenas mejor que cuaternarias.

#### POSICIÓN APROXIMADA DE LOS DIVERSOS PISOS EN ANDALUCÍA

Resumiendo los datos que hemos ido dando al hablar de cada piso, diremos que los sedimentos con G. ciperensis, G. dissimilis y G. ampliapertura y los con Lepidocyclinidos y Miogypsinoides complanata, los encontramos aflorando por el borde sur de la cuenca del Guadalquivir y en la parte E. de Andalucía, donde se continúa por la región murciana. Unas veces forman parte de la serie sub-bética o pre-bética y otras forman parte de la ancha banda de moronitas, que podemos considerar también como borde del Subbético. El hecho de que en los sondeos realizados desde el Guadalquivir hacia el N. no se hayan encontrado estos niveles debajo de las «margas azules», indica que éstas se limitan a cubrirlos lateralmente, en clara discordancia.

Los sedimentos con Globigerinoides bisphaericus y G. mayeri (Aquita-

niense) y los con *Miogypsina*, acompañan a los anteriores en las mismas zonas, formando parte de las mismas series; lo mismo que los niveles con *Globorotalia fohsi* y las primeras *Orbulinas* (*Burdigaliense*).

Por tanto, el Oligoceno-Burdigaliense, en sus dos facies, ocupa una misma posición por el borde S. y E. del valle del Guadalquivir, pero no bajo las margas Helveciense-Tortonenses de éste.

Los sedimentos con *Orbulina*, *G. menardii* y *Sphaeroidinella* y los con *Elphidium crispum*, *Nonion boueanum* y *Rotalia beccarii* (¿Helveciense? —Tortonense— Pliocenos), rellenan el actual valle del Guadalquivir, con espesores progresivamente mayores hacia la costa de Huelva y Cádiz. Estos sedimentos se apoyan transgresivamente, muchas veces por intermedio del nivel con *Heterostegina*, sobre el zócalo paleozoico, en toda la parte norte y central; y sobre capas muy heterogéneas en el borde sur y extremo oriental, en donde cubre por igual prebético y subbético. Así en muchos puntos el Oligoceno-Burdigaliense está recubierto por el Tortonense y acaso Helveciense, pero con visible discordancia.

Los sedimentos con *Globorotalia punctulata* (Plioceno) se reducen al extremo O. del valle y puntos aislados próximos a la costa actual del Mediterráneo de Andalucía y Murcia.

Y los sedimentos lacustres con calcificaciones de Algas (Plioceno-Cuaternario) son formaciones aisladas adosadas a cualquiera otra más antigua, de la que suelen incluir cantos más o menos rodados.

#### DATOS DE IMPORTANCIA EN TECTÓNICA

El conjunto de fenómenos que han concurrido para determinar la actual estructura de Andalucía parecen concentrarse en tres momentos: el Triás, el Eoceno medio y el Helveciense. Los procesos de sedimentación y tectónicos que tuvieron lugar en cada uno de estos momentos deben estar forzosamente relacionados entre sí, y vamos a procurar puntualizar algunas de estas relaciones.

#### EL PROBLEMA DEL TRIÁS

Los datos acumulados sobre el Triás forman por sí solos un volumen considerable, y nuestro propósito es sólo sacar a relucir algunos detalles.

#### *Emersión de la zona bética*

En la zona bética se han descrito muchas series estratigráficas que demuestran la existencia de un núcleo estrato-cristalino y Paleozoico, que aflo-

ra desde la Sierra Bermeja al Mar Menor, y una cobertera (*Mischungzone*) que se apoya sobre las dos vertientes de la Bética.

El hecho de que la «*Mischungzone*» sea análoga al Norte que al Sur, pero que se apoye sobre términos diferentes de la serie estratocristalino-Paleozoico, junto con el buzamiento de aquella cobertura al N. y al S., sugieren fuertemente que ambos formaban una unidad y que en el Triás el núcleo se levantó, llevando sobre sí la *Mischungzone*, la cual se rompería y erosionaría, quedando en una posición análoga a la actual. Este levantamiento debe ser simultáneo al descenso de la zona más al N., que fue ocupada por el mar en el Triás medio.

Así, resulta que la zona bética debe haber estado emergida desde el Paleozoico, en el que formaría la continuación de la meseta española. Las capas del Triás inferior, tienen carácter detrítico continental, y están formadas a expensas del Paleozoico y estrato cristalino.

#### *Entrada del mar entre la zona bética y la meseta*

Las calizas y dolomías del Triás medio son claramente marinas, lo mismo que los niveles terminales del tramo detrítico, considerado Triás inferior. Este es el primer momento en que se ve la existencia de algo parecido a un surco sub-bético entre el Bético y la meseta, la cual se prolongaría mucho más al Sur que en la actualidad (fig. 2).

En el Triás superior el mar sub-bético, que había quedado aislado del Océano, eleva su salinidad y deposita las margas con yeso en la misma cuenca del Triás medio, continuando este régimen salobre hasta el Liás medio, en que se ahonda el «surco sub-bético», con entrada del mar mucho más extensa que en el Triás medio. Sin embargo, en ningún momento deja de estar emergido el macizo Bético.

Los sedimentos del Jurásico cubren a los del Keuper, llegando por el Sur hasta el propio Bético y por el Norte invaden una amplia extensión de la meseta.

El argumento decisivo nos lo dan los niveles jurásicos, que por bordear la zona Bética suelen incluirse en sus descripciones. En diferentes puntos del borde S. del Bético encontramos retazos de un Jurásico especial, que corresponde al borde del mismo mar que estaba depositando las calizas sub-béticas.

Así, Didon y Durand Delgá (1959) describen en el Bético de Málaga un Jurásico y Cretáceo, pero en series muy adelgazadas, como corresponde a zonas costeras. Lo mismo que Azema, Durand Delgá e Y. Peyre (1960) en el Palo de Málaga, donde en unas decenas de metros encuentran todo el Jurásico.

Los deslizamientos del sub-bético y la compresión de su borde sur por el

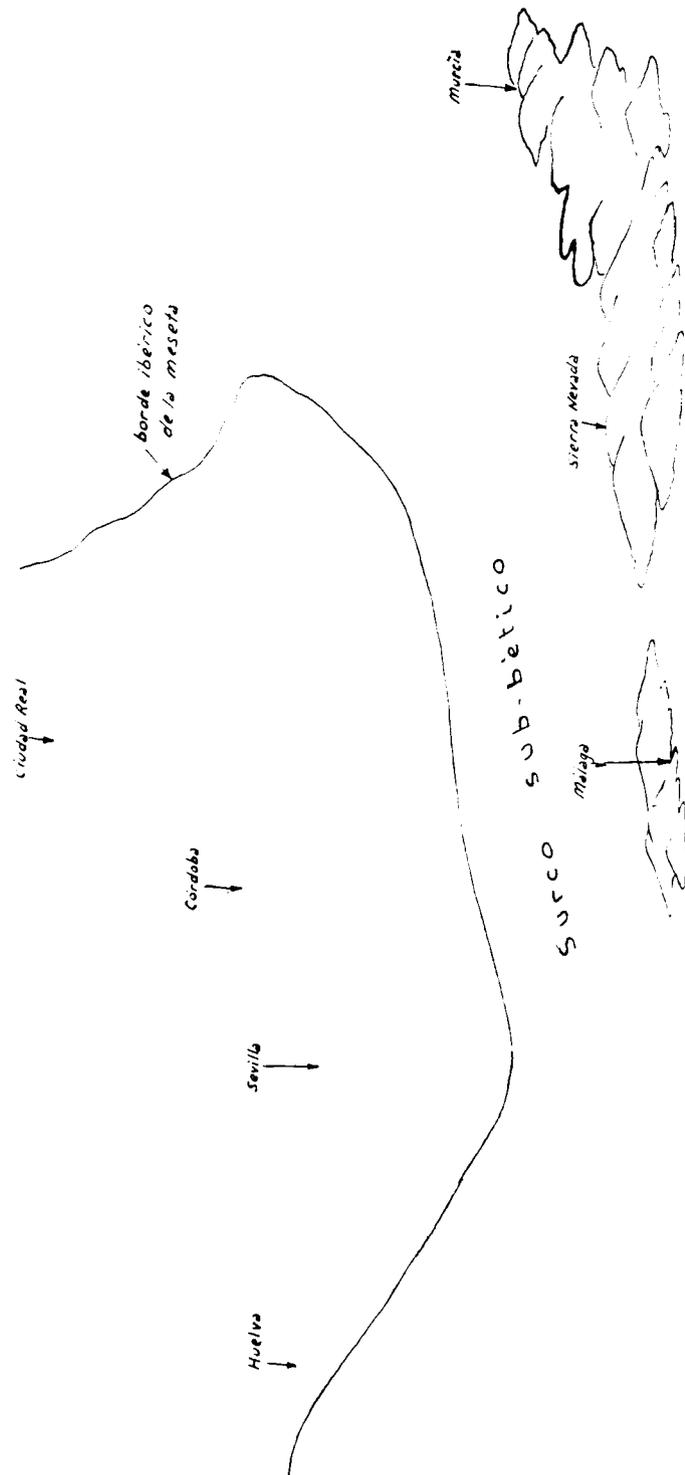


Fig. 2 — Posición durante el Triás medio.

Bético que lo empujó durante el Terciario, deben haber enmascarado los niveles correspondientes a la costa N. del Bético y equivalentes a los del S. citados por Didon, Durand Delgá, Azema y Peyre. Nosotros hemos reconocido tales niveles litorales en la Hoja de Vélez Rubio, donde los han encontrado Ricart y Sánchez Paus en el curso de los trabajos de campo para la explicación de esta Hoja, y en Murcia, donde los ha encontrado en Sierra España A. Navarro (comunicación oral de un trabajo en preparación de este autor). H. J. Mac Gillabry y T. Geel (1960) describen en Vélez Rubio la misma sucesión del Bético de Málaga en escamas cuya disposición les sugiere deslizamiento hacia el S. Sin duda que el empuje del Bético hacia el N., puede producir en su borde norte pliegues e imbricaciones hacia el S. por el movimiento relativo. Las lagunas estratigráficas que citan pueden ser debidas a laminación tectónica.

*Características de los diversos pisos del Triásico*

La mayor parte de las manchas triásicas son margas o arcillas abigarradas, con predominio del color rojo, a veces micáceas, a veces con yeso y sal y en las cuales asoman con frecuencia las ofitas en masas, que en el sub-bético no tienen raíces. También son frecuentes las calizas y dolomías negras o grises y los tramos detríticos de areniscas y conglomerados.

Las margas son atribuidas al Keuper en unos casos y al Bunt en otros, pues ya P. Fallot indicó que parte de la formación margosa puede ser más antigua que el Keuper. Este autor (1948) señala la existencia de margas irisadas con yeso *bajo las calizas* del Muschelkalk en diversas zonas entre el Segura y el Genil.

Alastrué, Fallot y Gignoux admiten la presencia de margas como las del Keuper en el Werferniense, lo cual es deducido de un nivel de calizas negras de *Muschelkalk intercalado* entre las margas abigarradas: del nivel calizo hacia arriba sería Keuper y hacia abajo Bunt.

En resumen: se admite que en el sub-bético un importante complejo margoso salífero, del tipo Keuper, yace bajo un potente Muschelkalk e incluso bajo las areniscas rojas del Triás inferior.

Igualmente se admite la existencia en el Keuper de niveles areniscosos como los del Bunt.

Yo creo que todo esto es dudoso, por el evidente deslizamiento de estas margas plásticas, tantas veces demostrado, y tales conclusiones se basan más en la disposición actual con relación a las calizas del Triás medio.

El aspecto microscópico de las margas superiores es idéntico al de las inferiores. Tan idéntico, que resulta difícil admitir que no sean de igual edad. Desde luego que la falta de fósiles impide la confirmación, pero creo que los tres tramos litológicamente diferentes que existen son, en verdad,

los tres niveles sucesivos del Triás clásico: areniscas, calizas y margas. El proceso lógico de su sedimentación lo confirma: las areniscas son continentales, formadas a expensas de fragmentos de rocas metamórficas; hay una invasión marino-salobre que depositó las calizas del Triás medio y esta misma masa de agua, por incomunicación con el Océano, sedimentó las margas con yesos del Triás superior.

### 1) *Triásico inferior.*

Son las areniscas rojas, con niveles intercalados de arcillas rojas, moradas y pardas y de areniscas ocreas, verdosas y grises.

Los niveles de margas yesíferas citados en el Bunt y situados en él por yacer entre las areniscas y las dolomías del Muschelkalk, deben interpretarse como una inversión (Triás inferior-Triás superior-Triás medio) y su contacto con el Bunt tiene que ser mecánico.

No hemos visto microfósiles, sólo fragmentos de micacitas, pizarras micáceas y cuarcitas. Todas estas rocas metamórficas son del Paleozoico y la forma del depósito indica una *cuenca continental*.

### 2) *Triás medio.*

Son calizas dolomíticas gris-oscúras, calizas pardo-oscúras y margas calcáreas, cuya posición con respecto a las margas abigarradas es dudosa, al punto de que J. Gavala en el mapa de Cádiz 1:100.000 lo empezó dando como Jurásico (J<sub>1</sub>) y luego por el hallazgo de Myophoria y Natica sospechó el Triás.

Vistas al microscopio resultan casi siempre fosilíferas. Las más dolomitizadas, tienen los restos borrosos e irreconocibles (incluso faltan del todo), pero en los niveles más margosos, de grano más fino, encontramos, aparte de la sustancia carbonosa a la que deben su color, fragmentos de Moluscos, principalmente Lucina y otros Lamelibranquios, y más raramente Gasterópodos muy pequeños, fragmentos de Crinoides y Equínidos, Ostrácodos, Ammodiscidos y Frondicularia aff. woodwardi Howel. Estos primitivos Foraminíferos están citados en muchos puntos, atribuidos siempre al Muschelkalk y señalan un ambiente tal vez salobre, o mal comunicado con el Océano, pero sin duda *marino*.

Según esto, los niveles del Triás medio deben ser transgresivos sobre las areniscas del Triás inferior y la masa de agua oceánica tenía una salinidad más o menos normal, que permitía la vida de gran número de seres.

De un modo aproximado, consideramos que el Triás medio continúa mientras persisten estas condiciones. Pero en un cierto momento, bien por aislamiento total con el mar libre, bien por evaporación intensa (o ambas cosas

a la vez), el ambiente cambia y se hace tan salobre que precipita el yeso y las otras sales. Sólo por esta razón nuestro pensamiento se dirige espontáneamente a admitir que se ha pasado al Triás superior.

### 3) *Triás superior-¿Infralías?*

Son las arcillas rojas, con frecuentes intercalaciones de sal y yeso. Ellas son uno de los principales responsables de la complicación de la tectónica, y ya son muchos los ejemplos que demuestran sus movimientos: largos desplazamientos de series jurásicas calizas realizados a caballo de este Triás yesífero, que actúa como lubricante del deslizamiento; las masas de diabasas carentes de raíces, como si hubieran sido arrancadas del lugar de su erupción y arrastradas en su movimiento por las margas.

La misma explicación damos a los grandes crestones de calizas del Muschelkalk o de areniscas del Bunt, que ahora nos encontramos, aparentemente intercalados en la marga, pero probablemente, en realidad, flotando en ella y formando descomunales losas que son arrastradas por su corriente, y también pueden descansar sobre las margas claramente, lo que hará que sean consideradas como Infralías.

Así, en toda la sub-bética, debe ser carácter general que el Keuper esté en contacto anormal con todo lo demás, más moderno o más antiguo.

Ochoa y Barón en su estudio en curso de la Hoja de Rute (comunicación oral) interpretan una serie de dolomías, aparentemente intercaladas en las margas del Keuper como trozos de Triás medio arrancados de su posición verdadera.

El estudio microscópico no ha dado microfósiles nunca. Sólo cristales pequeños de jacinto de Compostela rojos o incoloros y cristales lenticulares de yeso. El jacinto tiene un origen dinámico, por recristalización del Si O<sub>2</sub>, pero el yeso es consecuencia de un ambiente de sedimentación muy salobre y sin comunicación con el mar libre.

Igual que en el tránsito del Triás medio al superior, pero a la inversa, nos parece lógico pensar que cuando este ambiente es reavivado por un nuevo aporte de agua que vuelve a formar calizas dolomíticas, se acaba el Keuper y estamos ya en el Lías.

La formación del Keuper andaluz típico parece exigir que un brazo del mar del Triás medio quedara aislado del resto y sufriera evaporación.

Esto ocurrió en el incipiente surco sub-bético, pero no tenemos pruebas de que ocurriera también hacia el lado sur del macizo bético.

Allí tenemos sobre el Bético un Triás bajo (Permo-Bunt) detrítico y un Triás medio calizo-dolomítico, análogos a los de la vertiente N., pero hasta ahora nunca hemos visto Keuper con sal y yeso. Esto puede interpretarse como que al final del Triás medio, la elevación del terreno que dejó aislada

la cuenca con yesos al N., no dejó aislado ningún golfo por el Sur, por donde el mar se retiró normalmente. O tal vez se formaron estas cuencas, pero mucho más al Sur en el actual Mediterráneo.

En todo caso, el mar del Lías medio llegó transgresivamente unas veces sobre el Triás medio y otras, sobre el Triás inferior de ambas vertientes del Bético, en las que encontramos las series del Lías-Malm, muy delgadas en facies de borde.

#### *Un problema en torno al Infralías*

Debemos añadir un detalle que no está suficientemente claro.

Bajo el nombre de Infralías suelen situarse todos los niveles de ambiente salobre o marino, formados por calizas dolomíticas gris-negras, de tipo carniola, calizas dolomíticas grises, a veces muy claras, y calizas dolomíticas de aspecto brechoide, también grises o pardo-ocres.

Esta parte basal debe ser muy dudosa, porque no contiene fósiles grandes y porque va ligada al Triás movable y en muchos casos debe haber sido transportada por él. En realidad, la atribución al Infralías se hace precisamente por estar encima del Keuper.

Pero de nuestros estudios hemos encontrado que la mayoría de las calizas y dolomías recogidas en estas condiciones tienen el mismo aspecto microscópico que el Triás medio. No se puede generalizar esta conclusión, pues pudiera existir alguna caliza y dolomía en el Infralías andaluz. De ser así, debemos admitir que en tal momento el ambiente de cuenca cerrada que depositó los yesos se reanimó con la llegada de nuevas masas marinas como las del Muschelkalk.

Pero la razón se acomoda mejor a la idea de que en muchos casos se ha tomado por Infralías a niveles del Triás medio, porque yacen encima de las margas con yeso.

Por otra parte, los primeros niveles fosilíferos son las «calizas marmóreas» recristalizadas, casi siempre blanquecinas, del Lías medio con Thaumatoporella. A partir de estos niveles, muy constantes en toda Andalucía, la sedimentación es continua en el surco subbético. Las «calizas marmóreas» son arrecifales y se apoyan a veces sobre Paleozoico, sobre Permotriás y sobre las margas del Keuper, de forma que se trata claramente de una transgresión, con microfacies *totalmente diferentes* de las vistas en el Triás medio.

Estos hechos nos hacen pensar en la posibilidad de que las margas con yeso corresponden al Keuper e Infralías, y que las calizas y dolomías consideradas como infralías sean del Triás medio, que tantas analogías muestra con ellas. La llegada de un mar en el Lías exige una renovación total en los fósiles, respecto del Triás medio, renovación que sólo vemos en el Lías medio.

#### *La sedimentación durante el Jurásico y el Cretáceo*

Considerando en su conjunto, el surco subbético ha tenido una sedimentación continua desde el Lías medio al Paleoceno. Su borde sur, apoyado sobre el Bético, tiene los mismos caracteres micropaleontológicos, y en las diferentes descripciones que de él se hacen, vemos diferencias poco notables en general, de las que la más constante parece ser el espesor mucho menor, lógico en una banda costera, que siempre parece muy estrecha.

El borde norte de este surco, que llamamos zona prebética, no es una estrecha banda litoral, sino que resulta una verdadera plataforma epicontinental de muchos kilómetros de anchura. Todas las descripciones coinciden en señalar su carácter detrítico, que la diferencia del Subbético, pero debemos hacer la salvedad de que, en general, la parte correspondiente al Senoniense, toma exactamente la misma «facies con Rosalinas» que en el subbético.

En la zona al norte de Huéscar, Foucault (1960 y 1961) dice que los tramos más bajos del Prebético son Aptenses, y lo mismo me ha confirmado el estudio de las muestras que de esta zona ha tomado M. Alvarado. Hay calizas con Trocholina y Orbitolina de esta edad, junto con niveles oolíticos y dolomíticos, cuya edad ya no está claramente definida. Los niveles superiores son margocalizas con enorme cantidad de Globotruncanas.

Ningún corte del Prebético incluye una serie jurásica completa y bien definida, sino que parecen empezar con los niveles dolomíticos citados.

En resumen, aunque vemos sedimentación continua, la epirogenia parece haber jugado su papel. Así, es posible que el mar Secundario vaya desplazándose de S. a N. Los niveles jurásicos más bajos van emergiendo por el Sur durante el Cretáceo, a la vez que por el Norte el mar invade áreas hasta entonces emergidas, con lo que se explica que en parte de la zona prebética lo más bajo sea el Cretáceo inferior.

Este hundimiento progresivo hacia el Norte explica también el hecho antes citado de que el Senoniense del Prebético sea igual al del Subbético, y no más detrítico, como el resto del Cretáceo. Es decir: el hundimiento que provoca la llegada del mar cretáceo a la zona prebética continúa y determina en el Senoniense una semejanza de ambiente con la zona subbética.

Las diferencias de profundidad entre ambas zonas no son forzosamente grandes. Los restos pelágicos y los sedimentos finos pueden pertenecer a profundidades relativamente pequeñas.

Gran número de trabajos describen series secundarias en las que faltan tramos estratigráficos: a veces de la base, a veces todo o parte del Cretáceo y a veces pisos intermedios. Tales hechos deben de tener un carácter puramente local y deben explicarse casi siempre por razones tectónicas.

## LOS PROBLEMAS DEL EOCENO

*Movimientos intra-eocenos*

Hay varios hechos que señalan la existencia de importantes movimientos en el Eoceno medio.

En primer lugar, recordemos que los depósitos con Nummulites y Discocyclinidos del Luteciense-Bartoniense se extienden desde la región murciana a la gaditana, cubriendo toda clase de formaciones desde el Paleoceno hasta el Triás (fig. 3).

En las areniscas de esta edad, de la Hoja de Lucena, recogidas por J. Coma y C. Felgueroso, encontramos:

- Melobesias (especialmente *Lithophyllum*).
- Fragmentos de Equinodermos.
- Cibicides.
- Dientes de peces.
- Nummulites *incrassatus* De la Harpe.
- N. aturicus* Joly y Leymeire.
- Discocyclina sella* d'Archiac.
- D. discus* Rutimeyer.
- Asterodiscus stellaris* Brunner.
- A. cuvillieri* Neumann.
- Actinocyclina.
- ¿*Spiroclypeus*?
- Ostrácodos.
- Trochammina.
- Amphistegina.
- Operculina.
- Globigerina.

El estudio de estos niveles demuestra que en unos puntos se trata de una formación efímera, de edad Luteciense exclusivamente, pero en otros, como en la provincia de Murcia, se asienta un verdadero golfo cuyo centro era lo bastante profundo como para que se depositasen importantes espesores de margas finas, que continúan durante el Eoceno superior.

Así, tenemos un Ypresiense-Luteciense definido por la asociación de *Globorotalia aragonensis* Nutall y *Hantkenina alabamensis* Cushman.

Luego deja de aparecer la *G. aragonensis*, lo cual, de un modo aproximado, puede servir para definir el Eoceno superior.

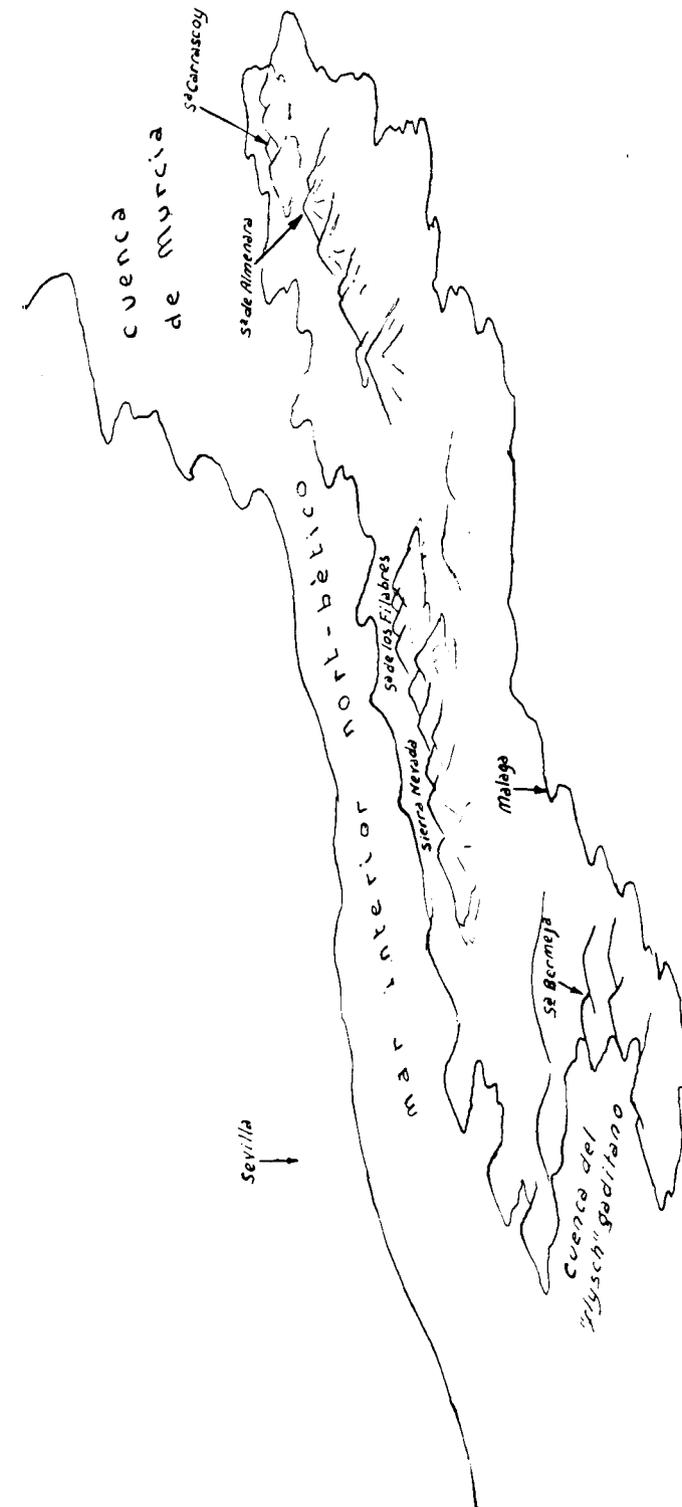


Fig. 3. — Posición del mar durante el Eoceno.

Un hecho de relativa importancia es la dispersión de restos del Eoceno nerítico (Nummulites y Discocyclinidos) en las formaciones neríticas del Oligoceno-Burdigaliense, que muchas veces han dado lugar a errores en la datación de su edad.

Esta gran cantidad de restos resedimentados demuestra que durante el Chattien-Burdigaliense los sedimentos eocenos estaban en gran parte emergidos, es decir, que tras el Eoceno medio se produce una regresión.

#### *Formación y edad del «flysch del Campo de Gibraltar» y de las «areniscas del Aljibe»*

En su minuciosa descripción de la provincia de Cádiz, J. Gavala (1924) señaló los límites y caracteres de estas dos formaciones peculiares. El «flysch» de las sierras del Campo de Gibraltar está formado por una potente sucesión de margas areniscosas grises y pardas, con niveles más finos intercalados, seguidos por margas verdosas y rojizas, en un espesor total de más de 1.000 metros.

En la formación areniscosa se han descrito microfaunas eocenas: en los niveles más finos *Globorotalia crassata* (Cushman), y *G. aragonensis* Nuttall, y en los más groseramente detríticos, incluso Nummulites.

La formación margosa da la típica fauna de Foraminíferos arenáceos (*Rhyzammma*, *Bathysiphon*, *Haplophragmoides*, *Cyclammma*, *Rhabdammina*, *Ammodiscus* y *Glomospira*), que se interpretan como de agua turbia o salobre; a los que suelen acompañar Foraminíferos cretácicos y eocenos.

Las «areniscas del Aljibe» son, de acuerdo con J. Gavala, un depósito de casi 2.000 metros de areniscas cuarcíferas estériles, que descansan sobre el «flysch del Campo de Gibraltar» y, a su vez, soportan a las «moronitas». Desde un principio llamó la atención de los geólogos la falta de fósiles y el hecho de que se haya formado tal depósito de arena de cuarzo, sin que exista un macizo silíceo próximo (todo lo visible es calizo o margoso).

Creemos que la solución de este problema debe hallarse en una visión lo más amplia posible. Y para ello, veamos lo que ocurría en Andalucía durante la sedimentación del flysch y de las areniscas del Aljibe (figs. 1 y 3).

La parte areniscosa del «flysch del Campo de Gibraltar» ha podido ser datada como eocena, y tenemos que suponerla equivalente al resto de los depósitos eocenos que se extienden por Andalucía y Murcia.

Las margas verdosas y rojizas del flysch y las areniscas del Aljibe tienen que ser situadas entre el Eoceno superior y el Chattien de las capas más antiguas de «moronitas».

Es pues evidente que a la vez que en Murcia se individualizaba una cuenca marina del Eoceno medio y superior, con caracteres normales y depósitos de margas llenas de restos, en Cádiz se originó otra cuenca de ca-

racteres muy diferentes: los fósiles del «flysch» en facies de fondo somero, a lo largo del espesor de 1.000 m., indican hundimiento progresivo, una subsidencia análoga a la de las cuencas parálidas, con importante aporte detrítico, especialmente cuarzo, común en todo el Eoceno con Nummulites.

Otras cuencas semejantes, pero menores, pudieron formarse en las costas del sur del mar interior Nort-bético, por la retirada de este mar hacia el Norte.

La evolución natural de estas cuencas produjo su aislamiento parcial del resto del mar eoceno, cuyo aislamiento está delatado por la especial fauna de Foraminíferos arenáceos. En este momento el principal aporte detrítico debía proceder del Trias superior, y en menor grado del resto del Secundario y del propio Eoceno, lo cual explica el color rojizo-verdoso de estas margas, análogo al del Keuper, y la presencia de Foraminíferos resedimentados del Cretáceo superior y Eoceno.

Seguramente fueron erosionados todos los pisos del Secundario, pero sólo los cretáceo-paleocenos contenían buenas faunas en margas blandas. Didon y Durand Delgá (1959) describen Titónico-Neocomiense en el «flysch», en el que seguramente forma escamas deslizadas, pero ello no parece argumento para pensar que el «flysch» propiamente dicho no sea en su totalidad eoceno, como pensaba J. Gavala.

La parte de margas verdosas y rojizas, podemos situarlas en el Eoceno superior, por analogía con la región murciana.

Más adelante, la cuenca quedaría definitivamente aislada del mar (éste estaría hacia el O.) y bordeada al E. y NE. por el asomo de Paleozoico y Trias cuya parte más septentrional es la Sierra Bermeja, lo cual parece una buena explicación de su falta de fósiles.

A la vez la subsidencia debió continuar hasta formar el tremendo espesor que ahora vemos: los aportes detríticos, denudado el Keuper, se hicieron a expensas del Trias inferior, siempre muy cuarcífero, o del propio Paleozoico, cuyo levantamiento y empuje lateral en el E. y SE. del Golfo eoceno de Cádiz durante el Helveciense ha sido el responsable del deslizamiento hacia el N., NO. y O. del Sub-bético y de las formaciones que lo sobremontan: el «flysch» del Campo de Gibraltar y las «albarizas».

Aunque la edad de las areniscas del Aljibe tiene que estar comprendida entre el Bartonien (niveles superiores del flysch) y el Estampiense-Chattien (edad que por el esquema de Stainforth corresponde a las albarizas inferiores) no debemos olvidar que en estas cuencas especiales se pueden depositar enormes espesores en poco tiempo (recuérdese el Wealdense de la parte N. de la Cordillera Ibérica), con lo que todo el conjunto pudo haberse sedimentado en un solo piso, por ejemplo, en el Eoceno superior o en el Lattorfiense y existir un hiato entre las areniscas y las albarizas.

## PROCESOS OCURRIDOS DURANTE EL MIOCENO MEDIO

### *Desplazamiento del Sub-bético*

En la sucesión cretácico-miocena que forma el Pre-bético de Granada, en las Hojas de Huéscar y San Clemente, encontramos que los tramos más modernos, que según los estudios de campo de M. Alvarado están levantados hasta invertirse, cerca del borde del Sub-bético, contienen *Globorotalia foysi*, *G. mayeri* y *O. suturalis*, que, de acuerdo con el esquema de Stainforth definen el Burdigaliense. Por tanto, el desplazamiento del Sub-bético ha debido tener lugar aproximadamente en el Helveciense en este punto.

### *Transgresión del Mioceno medio, que rellenó la cuenca del Guadalquivir*

El desplazamiento del Sub-bético, parece relacionado con el dato anteriormente señalado, de que el depósito del valle del Guadalquivir hasta el borde de la meseta comprende sólo tramos modernos, de los que los más antiguos pueden ser Helvecienses. El hecho de que siempre que aparece la arenisca con *Heterostegina costata*, es transgresiva sobre terrenos muy antiguos, confirma que en el Helveciense el golfo Nort-bético dejó bajo las aguas amplias zonas que en el Burdigaliense eran continentales (fig. 4).

E. Perconig (1960-62) y el propio autor (1962) ha insistido en el hecho de que el eje de máxima profundidad del mar mioceno se desplaza hacia el N.; de modo que en el Helveciense retrocede su costa sur, dejando emergidas en la retirada las «amoronitas» y areniscas del Chattiense al Burdigaliense, mientras que avanza por el Norte, depositando los sedimentos transgresivos (brecha con *Heterostegina*). El final de los primeros y la base de los segundos pueden ser, cuando mucho, sincrónicos, o faltar algo entre ellos. En nuestra opinión puede faltar parte del Helveciense, cuya orilla sur creemos probable que haya sido cubierta y rebasada en su totalidad por el Sub-bético y demás masas en movimiento.

### *Origen de las «margas azules»*

El desplazamiento de la línea de costa, cubriendo hacia el N. partes de la meseta, que desde el Paleozoico no habían estado bajo las aguas, debe estar provocado, o al menos relacionado con el hundimiento del aparentemente rígido macizo paleozoico y estrato-cristalino, con la formación de una depresión alargada en la que entró el mar Tortonense formando un golfo Nort-bético abierto hacia el Atlántico.

En este golfo se depositaron las «margas azules» cuyas microfauas son muy homogéneas y de tipo Tortonense con abundantes fosilizaciones en

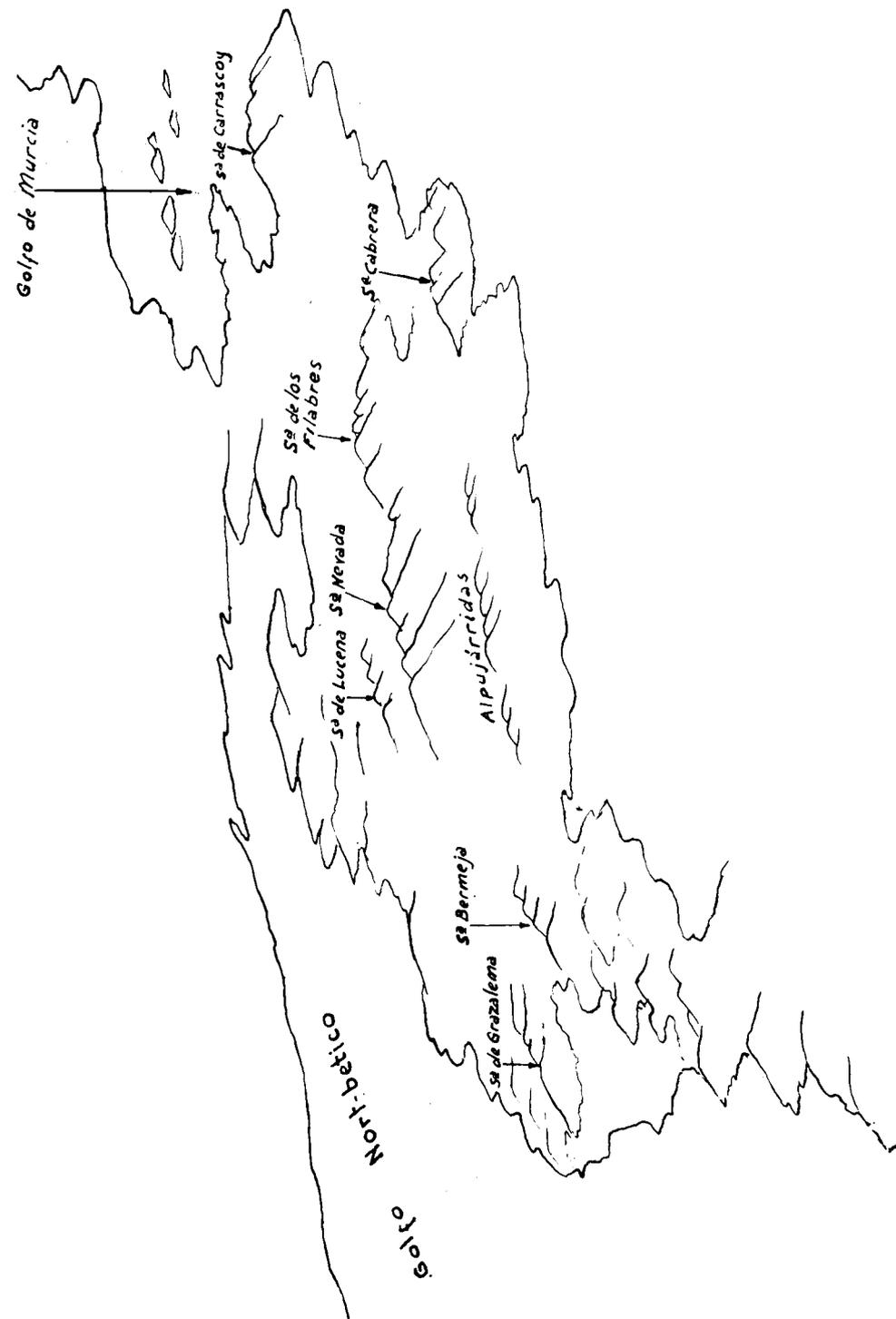


Fig. 4.—Posición del mar durante el Tortonense.

pirita. Suponemos la existencia de Helveciense, al menos en parte, pero no hemos podido confirmar la existencia de *Globorotalia mayeri*. Hacia el oeste del valle del Guadalquivir la facies de «margas azules» se prolonga hasta el Plioceno, según antes hemos descrito.

#### *Desplazamiento de «olistostromas» y nappes con «albarizas» encima*

En los datos de los sondeos de E. N. Adaro y de la C. I. P. «Valdebro», dados a conocer por E. Perconig, se señala la enorme extensión de verdaderos «olistostromas» con elementos del Secundario y Terciario, que según este autor soportan las «albarizas».

Los elementos más modernos encontrados en estas acumulaciones caóticas serán los de las propias «albarizas» y acaso algunos microfósiles del Vindoboniense, en cuyo seno se estaban introduciendo los «olistostromas».

Al producirse el juego de hundimiento del valle del Guadalquivir y levantamiento de toda la tierra al Sur de éste, junto con el macizo bético, se produjo una inversión en la inclinación de las capas del Sub-bético, respecto a cómo se habían sedimentado. Esta disposición en plano inclinado hacia el Norte, junto con el posible empuje del macizo bético desde el S., o de la meseta desde el N., produjeron el deslizamiento hacia el N. de todos los terrenos capaces de deslizarse, especialmente el Triás superior y las margas del «flysch» del Campo de Gibraltar, que en su movimiento arrastran las capas que tenían encima: el Sub-bético, las moronitas y las areniscas del Aljibe; y a veces también parte de lo que tenían debajo (Muschelkalk y Bunt). Al producirse estos deslizamientos, todos los niveles que reposaban sobre el Triás margoso y sobre «flysch» margoso han sido afectados como acabamos de decir, salvándose del deslizamiento sólo las calizas secundarias que se apoyan directamente sobre el Bético, por el Sur, y sobre la meseta, por el Norte, es decir, las correspondientes a los bordes del mar secundario; el borde sub-bético y el pre-bético respectivamente.

El movimiento de «nappes» y «olistostromas» es sincrónico y semejante, con la diferencia de que los «olistostromas» son deslizamientos submarinos, mientras que el desplazamiento del Sub-bético sobre el Pre-bético realizado con ambos emergidos debe recibir el nombre de «nappe».

Al producirse los desplazamientos sobre una masa plástica margosa del Keuper o «flysch», puede la masa que se mueve terminar su deslizamiento en la superficie del terreno, como ocurre en Granada y Murcia, donde quedan en contacto Pre-bético y Sub-bético.

Pero otras veces el deslizamiento de la «nappe» llega a ponerla en contacto con el mar o golfo Nort-bético y entonces el deslizamiento submarino es mucho más rápido y los «olistostromas» en movimiento se extienden hasta rellenar el eje de máxima profundidad de la cuenca marina.

En Sevilla y Cádiz los «olistostromas» se formaron en el Oligoceno, bajo el mar que estaba sedimentando las «albarizas», y éstas quedaron apoyadas sobre aquéllos. En el Vindoboniense, al desplazarse el eje de máxima profundidad hacia el N., continuó el movimiento de los «olistostromas» que llevaban encima las «albarizas». Las partes de los «olistostromas» que quedaron fuera del mar tortonense no parecen sufrir cambios, pero la que quedó bajo las aguas, al continuar su movimiento, fue probablemente asimilando e incluyendo en su masa las capas de moronitas, cuyos Foraminíferos encontramos ahora en mezcla con los del Cretáceo y Eoceno.

Por tanto, según el punto que se considere, el movimiento de la «nappe» ha podido tener lugar en un momento diferente. Ya hemos visto que en Cádiz duró del Oligoceno al Helveciense. T. Roey y Mac Gillavry (1962) describen en Vélez Rubio las mismas unidades del Bético de Málaga, con Oligoceno transgresivo sobre Permotrias, en la zona de Salud, y creen que el movimiento de la «nappe» de esa especie de «Bético de Málaga» ocurrió después del depósito de este Oligoceno. Y lo mismo dicen Durand-Delga y Fontboté (1960) del movimiento de las «nappes» alpujarridas.

En resumen: considerando que cada una de las tres unidades, Bético, Sub-bético y Pre-bético se pueden romper e imbricar sobre sí mismas en varias escamas o unas sobre otras, todo este conjunto de movimientos no debe haber sido sincrónico, pero los más importantes deben haber ocurrido en el Helveciense-Burdigaliense superior.

#### *Representación de los procesos paleogeográficos*

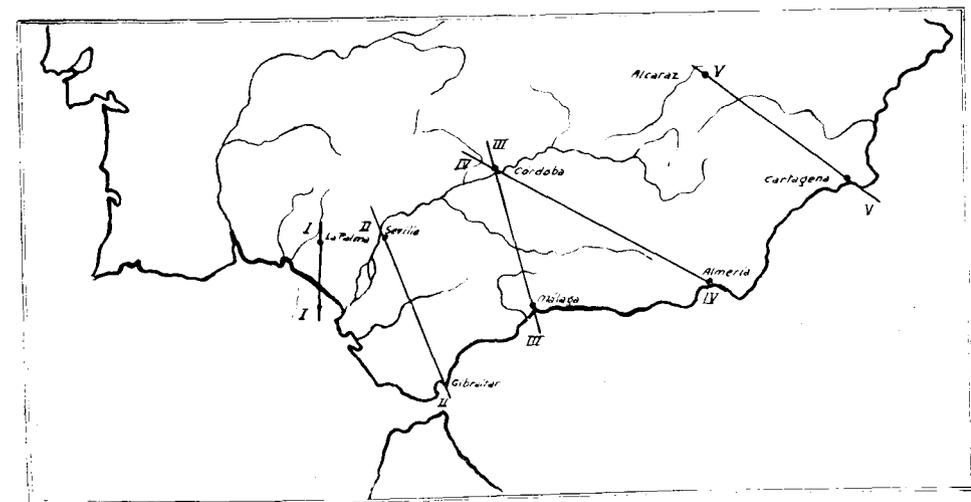


Fig. 5.—Posición de los 5 cortes. I-I, corte N-S por La Palma del Condado; II-II, corte por Sevilla y Gibraltar; III-III, corte por Córdoba y Málaga; IV-IV, corte por Córdoba y Almería; V-V, corte por Alcaraz y Cartagena.

Con la obligada esquematización vamos ahora a hacer un resumen de las vicisitudes por las que ha debido pasar Andalucía.

Para ello interpretamos una serie de cinco cortes a lo ancho de Andalucía y Murcia, representados en la fig. 5. Cada uno de ellos lo estudiaremos en varios momentos, Secundario, Eoceno y Tortonense.

*CORTE I, corte N-S. por La Palma del Condado.*

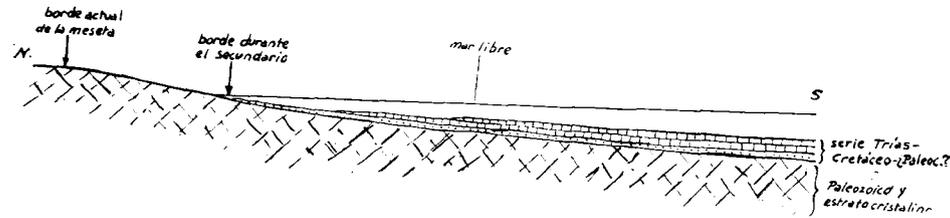


Fig. 6.—I-1. Durante el Secundario. El mar estaba abierto hacia el S. y la sedimentación de todo el Secundario debe haber sido normal, e igual que el que ahora se encuentra en Portugal, con espesores progresivamente mayores hacia el S. La serie marina visible comprende desde el Triás medio al Paleoceno en Portugal, pero en Huelva no afloran ninguno de estos pisos. Tan sólo en Ayamonte hemos reconocido el Secundario, en muestras encontradas por A. Quesada. Pero los sondeos realizados por «Valdebro» en esta provincia demuestran su existencia bajo las «margas azules».

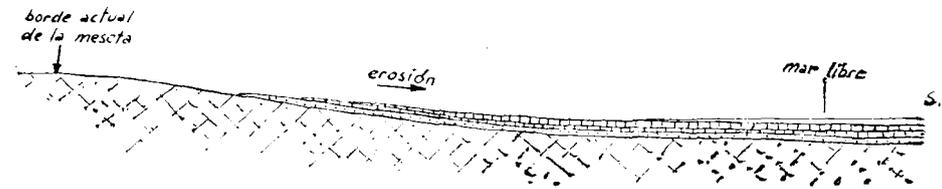


Fig. 7.—I-2. Durante el Eoceno, Oligoceno y Burdigaliense el zócalo paleozoico se levantó, con lo que la costa se retiró hacia el Sur y la erosión arrasó el Secundario, cuyas capas, según E. Perconig, llegan tanto más hacia el N. cuanto más antiguas.

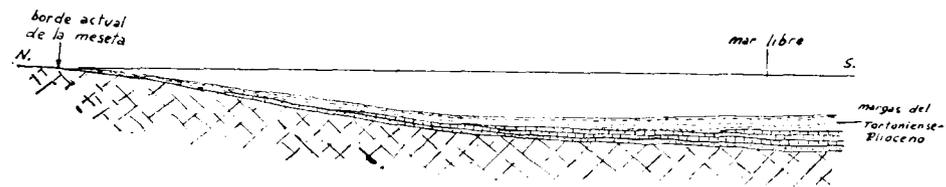


Fig. 8.—I-3. Durante el Helveciense y Tortonense el hundimiento del zócalo de la meseta inclinado hacia el Atlántico, permitió la entrada del Océano hasta el actual borde de la meseta, formando el golfo Nort-bético, cuyos sedimentos cubren el contacto Paleozoico-Secundario, que según los datos de los sondeos debe quedar en una línea NO.-SE., que deja hacia el N. a Villalba del Alcor e Isia Mayor y hacia el Sur a Aimonte.

*CORTE II por Sevilla y Gibraltar.*

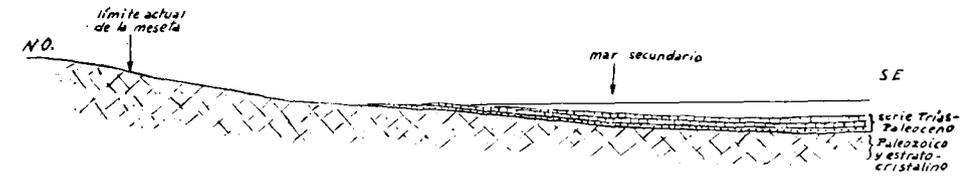


Fig. 9.—II-1. En el Secundario se depositó sobre el Paleozoico-estrato cristalino de La Meseta toda la serie Triás-Paleoceno, hasta un límite mucho más al Sur que el actual borde de la Meseta.



Fig. 10.—II-2. En el Eoceno y Oligoceno se levanta, acaso con fractura, parte del zócalo paleozoico. Esto hace emerger el Secundario, que será roto y erosionado. El mar Luteciense forma un «golfo de Gibraltar», en el que se deposita el «Flysch del Campo de Gibraltar» y las «areniscas del Aljibe», con aportes detríticos del Secundario, especialmente del Triás.

Esta cuenca subsidente forma parte del brazo de mar interior que se continúa hasta Murcia y que en el Oligoceno-Burdigaliense depositó las «moronitas».

Según Didon y Durand Delgá (1959) en el «flysch» del Campo de Gibraltar se incluyen varias capas de deslizamiento del Titónico al Oligoceno terminal, superpuestas o yuxtapuestas en la serie margo-yesosa; las unidades más elevadas son las más internas. También Robaux (1934) describió Senoniense en este complejo.

En la descripción de Durand-Delgá y Didon de la serie margo-yesosa, con restos que han podido datarse del Neocomiense-Titónico, se habla de «calizas oolíticas» y de «calizas con filamentos», que en nuestra opinión deben ser todavía más antiguas (Dogger).

Todo esto lo interpretamos como un claro conjunto de margas deslizadas del Keuper, que incluyen y arrastran en su movimiento toda clase de rocas secundarias depositándose en el «golfo de Gibraltar» en forma de «olistostroma» y procedentes de la cobertura secundaria del Bético que debía estar hacia el E. y del que es la parte más septentrional la actual Sierra Bermeja. La posición de todas estas capas sugiere que éste es el extremo del largo macizo Bético y que el deslizamiento de su cobertura sedimentaria se produjo tanto hacia el N. como hacia el O.

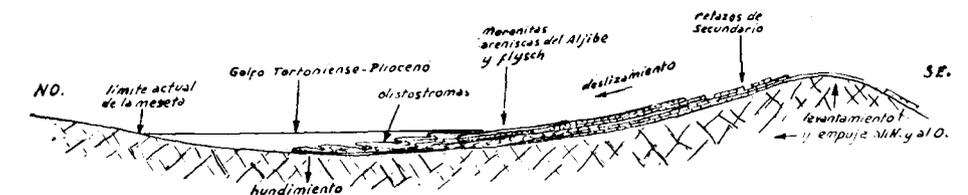


Fig. 11.—II-3. En el Helveciense se acentuó el movimiento del zócalo con desplazamiento de la zona de hundimiento hacia el Norte. Así, se hunde el borde de la Meseta, con lo que el mar anterior, que ya es un golfo Nort-bético, se desplaza

un poco más al N., cubriendo parte de la meseta, que desde el Paleozoico estaba emergida (recuérdese que las capas con *Heterostegina* son transgresivas sobre Paleozoico y forman con las «margas azules» una unidad independiente del resto Terciario). Por el sur de este mar entran, imbricándose en la base de las «margas azules», los «olistostromas», que ya en el Eoceno-Oligoceno habían iniciado su movimiento, y que ahora arrastran consigo a las «moronitas» que se habían depositado en su parte superior.

### CORTE III por Córdoba y Málaga.

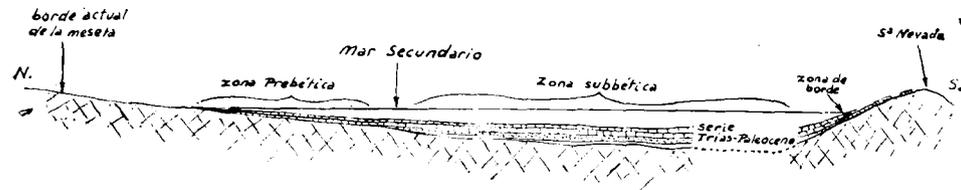


Fig. 12.—III-1. En el Secundario, se deposita sobre el surco Sub-bético, entre el macizo Bético y el borde sur de la meseta, mucho más al Sur que en la actualidad, toda la serie Triás-Paleoceno, con espesores progresivamente mayores hacia el centro. Sus bordes recibieron el depósito del Pre-bético y del Secundario Bético.

El conjunto Bético emergía del mar secundario. Según Robaux, Azema, Didon, Y. Pevre y Durand-Delgá, sólo el Bético de Málaga posee Jurásico y Cretáceo, pero adelgazados, como corresponde a zonas de profundidad escasa y estable. Faure-Muret, Solé, Fontboté y Fallot (1959) describen el Bético de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, y de sus estudios se deduce que la cobertura o «Mischungzone» es análoga en las vertientes N. y S., pero el complejo metamórfico sobre el que se apoya, ofrece términos diferentes al N. que al S., de donde parece deducirse que en el Triás inferior debían estar estas sierras béticas cubiertas por igual por la «Mischungzone».

A lo largo del Secundario se advierte el mismo proceso de desplazamiento hacia el N. del surco Nort-bético, que vemos en el Terciario. En efecto: en grandes extensiones del Pre-bético la serie Cretácea tiene caracteres neríticos durante el Aptense-Cenomanense, con niveles dolomíticos, oolíticos y con *Orbitolinas*, pero el Senoniense es ya más puro, con enorme cantidad de *Globotruncanas*, lo que da una microfacies idéntica a la del Sub-bético. Este hecho puede explicarse admitiendo que en el Senoniense el fondo se hundió un poco en amplias zonas en las que el resto del Cretáceo era nerítico y de facies pre-bética. En estas mismas zonas el Cretáceo ya no cubre al Jurásico, cuyo mar a su vez era más extenso hacia el S.

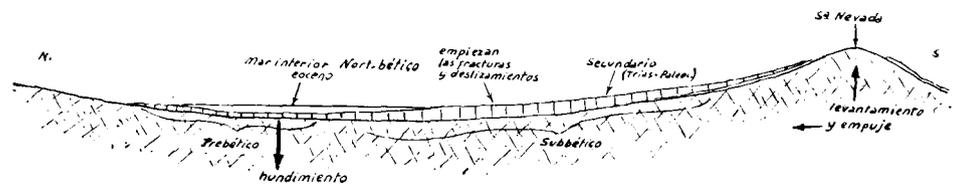


Fig. 13.—III-2. En el Eoceno-Burdigaliense, vemos que, seguramente por levantamiento del Bético, hay roturas y deslizamientos del Secundario, junto con una clara reducción de la extensión del mar que queda reducido a un estrecho mar interior

Nort-bético, en el que se depositan los niveles areniscos y las «moronitas» en discordancia sobre todo lo anterior, desde el Triás al Paleoceno. Así, el Eoceno medio es menos extenso que el Cretáceo superior y sus areniscas cubren parte del Pre-bético y del Sub-bético.

Al igual que en el corte II, también aquí vemos que en el Oligoceno el desplazamiento del Sub-bético, llega hasta el mar y forma «olistostromas» sobre los que sigue el depósito de las «moronitas».

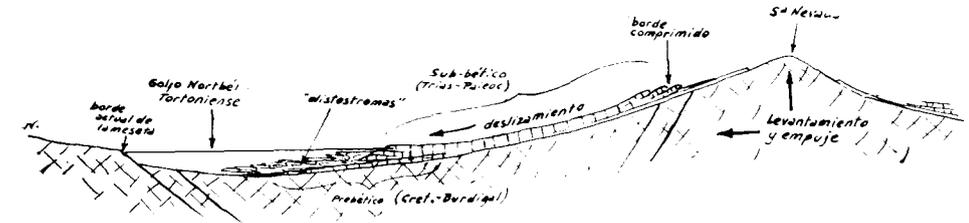


Fig. 14.—III-3. En el Helveciense se eleva al máximo el Bético de Sierra Nevada. La «Mischungzone» nos da una idea de la inclinación a que se ve sometida su cobertura sedimentaria. El conjunto Sub-bético se desliza sobre una base plástica de Keuper, rompiéndose y cabalgando sobre sí mismo y sobre el Pre-bético. Su zona de borde sobre el Bético forma pliegues e imbricaciones con vergencia hacia el Sur, lo que indica que el Bético de Sierra Nevada, además de elevarse se mueve lentamente, empujando hacia el N., o tal vez es la Meseta la que empuja hacia el S.

El hundimiento del borde de la Meseta (que en esta zona parece debido a fracturas) permite la entrada del Golfo Nort-bético, abierto hacia el Atlántico. El desplazamiento de los «olistostromas» continúa dentro de este golfo, imbricándose en la base del Vindoboniense y llevando sobre sí las moronitas burdigaliense-aquitanienses.

Las «margas azules» tortonienses, recubren el conjunto.

### CORTE IV por Córdoba y Almería.

Durante el Secundario y el Eoceno-Oligoceno tenemos los mismos procesos que en el corte anterior, con un brazo de mar entre el borde de la Meseta, mucho más al Sur que en la actualidad y el macizo Bético que desde el Paleozoico no ha dejado de estar emergido.

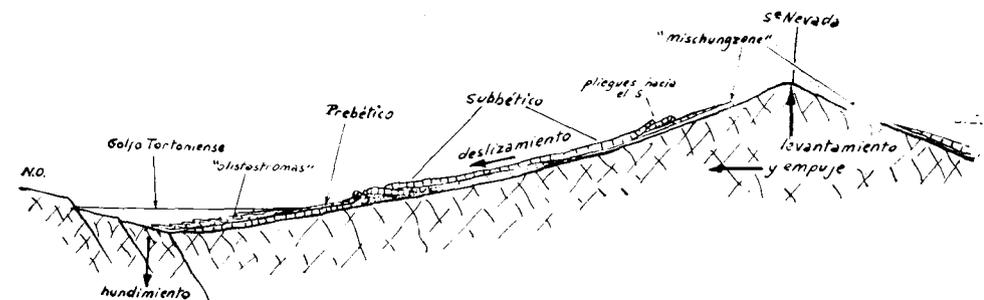


Fig. 15.—IV-1. Este corte es oblicuo al anterior y corresponde a los tiempos Vindobonienses. Con él queremos señalar la relación entre los depósitos cretáceo-burdigaliense-

galienses del Pre-bético, el borde de la «nappe» de Sub-bético que monta sobre él y el mar helveciense-tortoniese, que en este dibujo se supone cubriendo sólo las capas del Pre-bético, aunque muchas veces recubre el contacto del Pre y Sub-bético, del que salen los «olistostromas» que se intercalan en el Helveciense (ver esquema precedente).

Los procesos de levantamiento y desplazamiento lateral del Bético con respecto a la Meseta, deben haber sido más notables en el Terciario, pero sin duda ya venían ocurriendo durante el Secundario.

Por ejemplo: en el Río Fardes, Fallot, Magné y Sigal (1959) describen la sucesión Albiense-Eoceno superior con restos pelágicos, en contacto con Triás. En esta serie el Turonense-Senoniense inferior resultan demasiado detríticos para situarlos en el surco sub-bético y los autores piensan que durante el Cretáceo medio algo debe haber modificado la sedimentación.

En realidad, en toda la serie descrita, el Albiense, Cenomanense, Turonense y Senoniense inferior son detríticos y están formados por margas oscuras gris-verdosas «con cierto aspecto de Triás», mientras que del Senoniense al Eoceno superior vemos un sedimento más fino. En nuestra opinión esto es un «flysch» u «olistostroma» de margas triásicas que se deposita sobre el fondo del mar cretácico del Albiense-Cenomanense, cuyas capas tienen aspecto de Triás y contienen yeso, junto con los restos pelágicos clásicos de estos pisos. Las margocalizas blancas y rojas del Senoniense nos demuestra que había cesado el fenómeno y esta sedimentación pura se prolonga por todo el Eoceno.

#### CORTE V por Alcaraz y Cartagena.

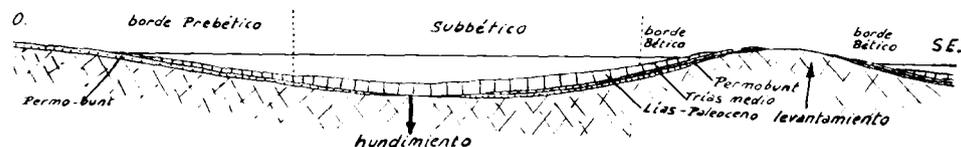


Fig. 16.—V-1. Durante el Secundario se deposita toda la serie Triás-Paleoceno en el brazo de mar situado entre el Bético y la Meseta, que por este lado se prolonga en una larga plataforma continental indispensable para explicar la gran extensión de la zona nerítica o Pre-bética. Por el Sur el borde del Sub-bético sólo es nerítico en una estrecha banda que corresponde al litoral del Bético emergido, cubierto casi totalmente por el Permo-bunt continental y por el NO. pasamos a otra facies considerada como el Triás, pero que debe corresponder al cretáceo.

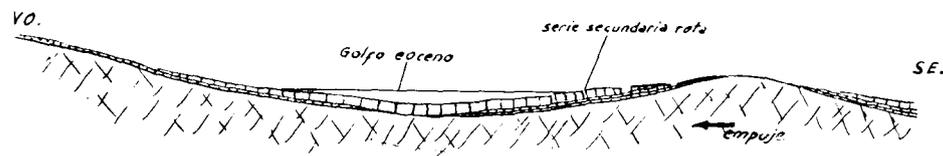


Fig. 17.—V-2. En el Eoceno se levanta el estrato-cristalino-Paleozoico por el Sur SE., con rotura y denudación del Secundario que lo recubre, con lo que el Eoceno medio y superior se depositan en discordancia sobre cualquier clase de terreno desde el Triás al Cretáceo y se forma un golfo que continúa todo el Eoceno con depósitos en el centro. Este depósito es la continuación del encontrado por Fallot, Magné y Sigal en el río Fardes.

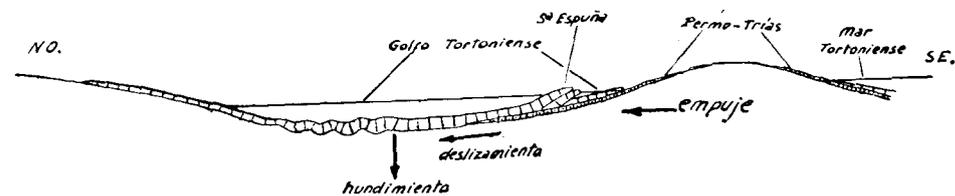


Fig. 18.—V-3. En el Helveciense-Tortoniese continúa el desplazamiento del Bético acercándose a la Meseta. Este movimiento hace que emerja todo el borde sur de los sedimentos eocenos; que se deslice el Sub-bético, a partir del Triás superior, arrastrando al Eoceno; que en los depósitos secundarios del borde Bético se formen pliegues y fracturas de inclinación hacia el Sur; que el mar tortoniense forme un golfo más al N. que el eoceno; y que las capas de Secundario Prebético del fondo de ese golfo se replieguen.

#### Evolución de Andalucía a lo largo del Secundario y Terciario

En las figuras siguientes (19 a 24) vamos a representar un corte hipotético N.-S. por Córdoba y la evolución que debe haber sufrido para llegar a ser como en la actualidad.

La figura 19 corresponde al Triás inferior.

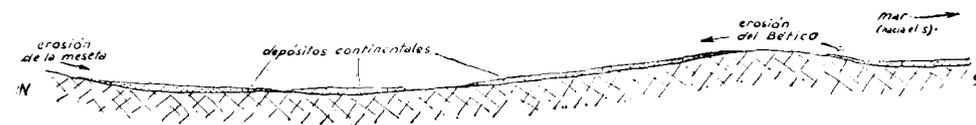


Fig. 19. El conjunto estrato-cristalino-Paleozoico está emergido desde la Meseta a la actual zona bética y aún más allá. En toda Andalucía el Permo-bunt es continental, formado por aportes detríticos a expensas de las partes elevadas de la Meseta y del Bético. El resultado de la erosión debe haber sido un depósito discontinuo con grano muy variable, a base de conglomerados, areniscas y arcillas, que ahora podemos encontrar modificados por un metamorfismo suave.

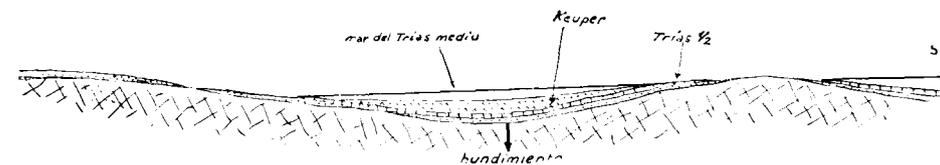


Fig. 20.—La figura 20 representa la posición en el Triás medio y superior.

El mar del Triás medio convierte en isla o islas la parte más elevada de la zona Bética. Por el S. puede haber sido un mar amplio, pero por el N. el mar estaba limitado por la Meseta, cuyo borde debía estar próximo. En este momento ya existe, sin duda, un suave surco sub-bético en el que depositan calizas y dolomías parecidas a las del mar libre del S.

Tras el Triás medio, el conjunto debe elevarse, retirándose el mar más hacia el Sur, pero parte del surco sub-bético, falto de desagüe, forma una cuenca cerrada a lo largo del Bético que lo aísla del mar. Sólo en una cuenca de este tipo pueden haberse depositado las margas con yeso y sales, que deben corresponder al Keuper y acaso también al Infralías. En todos los casos estas margas deben sedimentarse encima del Triás medio y ocupar menos extensión que éste, porque se trata de una parte del mismo mar que se está desecando.

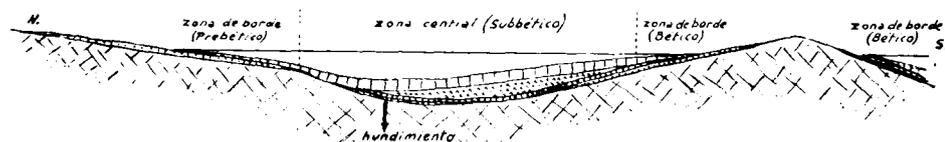


Fig. 21.—La figura 21 representa el Jurásico y Cretáceo. En el Liás medio vuelve a entrar el mar en el surco sub-bético, depositando calizas marmóreas y sobre ellas todo el resto del Jurásico.

En esta figura representamos juntos Jurásico y Cretáceo, pero ya hemos dicho que el mar cretácico llega mucho más al N. que el jurásico y, a su vez, las capas jurásicas ya deben emerger por el sur del mar cretácico.

Los sedimentos de la zona central de este mar forman el Sub-bético; la zona del borde norte, ancha, es el Pre-bético y la zona del borde sur, estrecha, se incluye ahora en el Bético. Según lo que acabamos de decir, el Secundario sobre el borde Bético (Bético de Málaga) ya debe estar emergido en el Cretáceo superior y faltarán estos niveles; mientras que el Secundario del Prebético no debe incluir la base de la serie jurásica, pero sí el Cretáceo completo y en muchos casos parece empezar precisamente con el Cretáceo.

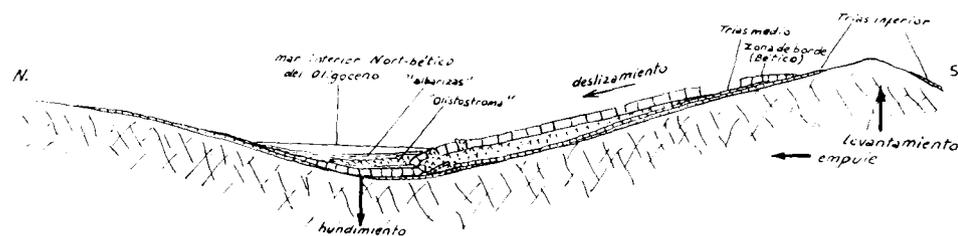


Fig. 22. Corresponde al Oligoceno-Eoceno.

El surco sub-bético está ocupado por un mar mucho más estrecho que en el Cretáceo.

En este momento debe haber empezado la rotura y deslizamiento del Secundario. Por elevación del macizo Bético, y acaso por su desplazamiento con respecto a la Meseta, se produce el despegue del Jurásico, con su cobertura cretácica, en toda la superficie en que estaba cubriendo las margas del Keuper. La parte del Jurásico que se apoyaba sobre el Triás medio, Triás inferior o Bético, no se desliza, pero sí sufre los efectos del movimiento relativo del Bético y se fractura. Tampoco se desliza la parte del Pre-bético que está apoyada directamente sobre la Meseta o sobre Triás bajo o medio.

El deslizamiento de las margas triásicas rompe el Secundario que lleva encima y arranca grandes trozos del Triás medio e inferior del fondo, arrastrándolos en su corriente.

En este movimiento el Secundario roto y las margas del Triás avanzan sobre el

resto del Secundario (Pre-bético) y pueden llegar hasta el mar oligoceno, donde se forma un «allistostroma» caótico, que será cubierto por las «albarizas» sedimentadas en ese mar.

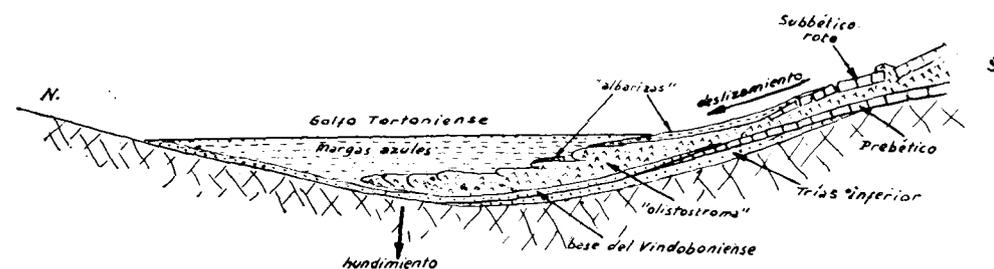


Fig. 23.—La figura 23 representa sólo el borde de la masa deslizada durante el Tortonense. El mar helveciense está reducido a un golfo atlántico, que deposita en su fondo un nivel detrítico, contemporáneo del nivel con *Heterostegina costata*.

El deslizamiento del «allistostroma», formado fundamentalmente por Triás margoso, continúa dentro del mar vindoboniense, apoyándose sobre el nivel detrítico basal. Las capas de «moronitas» son arrastradas en este movimiento y en algunos casos parecen haber sido digeridas por el «allistostroma».

Las «margas azules» tortonenses rellenan la cuenca hasta la retirada del golfo Nort-bético, con una parte superior areniscosa, que será tanto más moderna, cuanto más próxima al Atlántico.

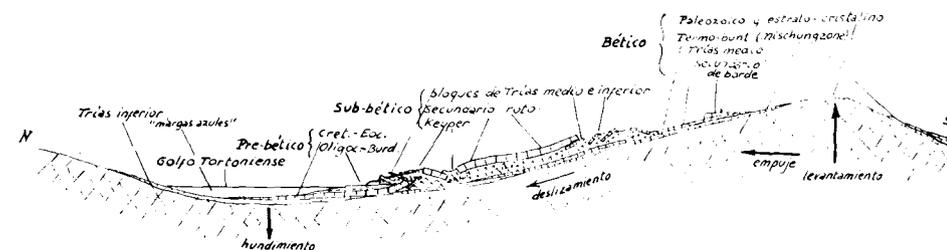


Fig. 24.—La figura 24 es una variación de la anterior.

En ella vemos una base de Paleozoico y estrato-cristalino, que aflora en el borde sur de la Meseta y en el Bético, y las 4 zonas:

El Bético, en el que se incluye, además del Paleozoico-estrato-cristalino, y de la «Mischungzone», la parte del Triás medio y de Jurásico que formaba el borde sur del mar sub-bético y queda adosada al macizo bético.

El Sub-bético, con base de Triás inferior y medio sobre basamento antiguo, Keuper plástico, que arranca grandes losas de Triás medio e inferior y el resto del Secundario (incluido Paleoceno), también roto por innumerables fracturas, producidas en el movimiento.

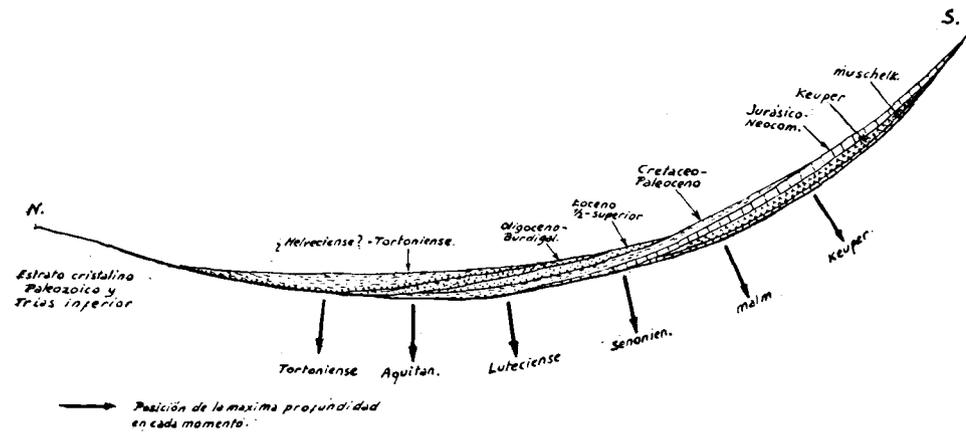
El Pre-bético, delgado, formado por la serie cretácica-burdigaliense, cuya parte superior son las «moronitas».

Y las «margas azules» del valle del Guadalquivir, cubriendo el contacto del Pre-bético con la base, que será en algunos casos el Paleozoico o Triás inferior y en otros, el estrato-cristalino.

Hemos supuesto aquí que el borde de la «nappe» sub-bética se limita a cubrir el Pre-bético y las «albarizas», sin llegar al golfo tortoniense. Es un caso relativamente frecuente encontrar el borde del Triás margoso encima del Mioceno bajo.

### Cambio de posición del surco Nort-bético

En la sucesión de esquemas que acabamos de describir puede verse el proceso, al que hemos hecho referencia repetidas veces, de desplazamiento hacia el norte del brazo de mar que llamamos surco sub-bético, pero que tal vez deberíamos llamar nort-bético, porque los límites de las zonas de Fallo tienen una razón de ser tectónica, más que paleogeográfica.



En la figura 25 representamos la posición de las capas de los diversos periodos en la posición que tendrían considerando la elevación del Bético por el S. y el desplazamiento hacia el norte del eje de máxima profundidad del surco nort-bético y suponiendo que no hubieran ocurrido deslizamientos ni fracturas.

De un modo general, vemos que a partir del Triás medio no se produce un cambio en la posición de la cuenca interior marina hasta el Lías medio; luego se estabiliza durante el Dogger, Malm y Neocomiense; vuelve a desplazarse en el Cretácico medio, estabilizándose durante el Cretácico superior-Paleoceno; se desplaza en el Eoceno medio; se estabiliza en el Eoceno superior; vuelve a desplazarse a lo largo del Oligoceno y del Burdigaliense y de nuevo en el Helveciense, sin variar ya durante el Tortoniense y Plioceno.

### BIBLIOGRAFÍA

1. AZEMA, J., DURAND-DELGÁ, M. y PEYRE, Y.: *Corte del Mesozoico y del Eoceno en el Palo de Málaga*. «NOT. Y COM. INS. GEOL. MIN. ESPAÑA», núm. 50, 1960.
2. BLUMENTHAL, M.: *Géologie des chaînes pénibétiques et Subbétiques entre Antequera et Loja, et des zones limitrophes (Andalousie)*. «Bull. Soc. France», t. (5) I, 1931.

3. COLOM, G. y GAMUNDI, J.: *Sobre la extensión e importancia de las «moronitas» a lo largo de las formaciones aquitano-burdigalienses del estrecho Nortbético*. «Est. Geol.», núm. 14, 1951.
4. DIDON, J. y DURAND-DELGÁ, M.: *Existence d'un flysch marno-gréseux du Tithonique-Neocomien au Nord de Gibraltar (Espagne méridionale)*. Compt. Rend. Acad. Scien., 1959.
5. DROOGER, C. W.: *Transatlantic correlation of the Oligo-Miocene by means of foraminifera*. «Micropaleontology», vol. II, núm. 2, 1956.
6. DROOGER, C. W. y MAGNE, J.: *Miogypsinids and planktonic Foraminifera of the algerian Oligocene and Miocene*. «Micropaleontology», vol. V, núm. 3, 1959.
7. DURAND-DELGÁ, M., DIDON, J., FONTBOTÉ, J. M., MAGNE y PEYRE, Y.: *El Oligoceno superior del Bético de Málaga (Andalucía)*. «NOT. Y COM. INST. MIN. ESPAÑA», número 61, 1961.
8. DURAND-DELGÁ, M. y FONTBOTÉ, J. M.: *Le problème de l'âge des nappes Alpujarrides d'Andalousie*. «Rev. Geog. phys. et geol. dynam.», vol. III, 1960.
9. FALLOT, P.: *Les Cordillères bétiques*. «Estudios Geológicos C. S. I. C.», núm. 8, Barcelona.
10. FALLOT, P., MAGNE, J. y SIGAL, J.: *Sur les formations crétaées et tertiaires du rio Fardes aux abords du Mencil (prov. de Grenade, Andalousie)*. «Compt. Rend. Acad. Scien.»; t. 248, 1959.
11. FAURE-MURET, M. A., SOLÉ, L., FONTBOTÉ, J. M. y FALLOT, P.: *Profil géologique à travers le massif du Vélez (Sierra Nevada, Andalousie)*. «Compt. Rend. Acad. Scien.», 1959.
- 11A. FAURE-MURET, M. A., SOLÉ, L., FONTBOTÉ, J. M. y FALLOT, P.: *Sur la constitution géologique de la partie orientale du massif de la Sierra Nevada (Andalousie)*. «Ibid».
- 11B. FAURE-MURET, M. A., SOLÉ, L., FONTBOTÉ, J. M. y FALLOT, P.: *Le betique de la partie occidentale de la Sierra de los Filabres (Andalousie), Espagne*. «Ibid».
12. FOUCAULT, A.: *Sur la tectonique de la zone subbétique de la région de Huéscar (prov. de Grenade, Espagne) et sur son Nummulitique*. «Bull. Soc. Geol. France», 7.<sup>a</sup> serie; t. II, 1960.
13. FOUCAULT, A.: *Note préliminaire sur la tectonique de la région de Castril (prov. de Grenade, Espagne)*. «Bull. Soc. Geol. France», 7.<sup>a</sup> serie, t. III, 1961.
14. GAVALA, J.: *Mapa geológico de la provincia de Cádiz 1:100.000*. «Inst. Geol. Min. España». Madrid, 1924.
15. HANZAWA, S.: *Upper Cretaceous and Tertiary three-layered larger foraminifera and their allied forms*. «Micropaleontology», vol. VIII, núm. 2, 1952.
16. MAC GILLAVRY, H. J. y GEEL, T.: *Note préliminaire sur la serie géologique des environs de Vélez Rubio (Sud de l'Espagne)*. «Mem. Soc. Geol. France a la memoria de P. Fallot», 1960-1962.
17. PERCONIG, E.: *Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir*. «Mem. Soc. Geol. France a la mem. de P. Fallot», 1960-1962.
18. ROBAUX, A.: *Sur la présence de Crétacé supérieur à la base de la série du flysch du Sud de la province de Cádiz*. «Compt. Rend. Acad. Scien.», t. 200, 1934.

19. ROBAUX, A. : *Sur la présence de Crétacé supérieur sur le Paleozoïque du Bétique de Málaga (Andalousie)*. «Compt. Rend. Acad. Scienc.», t. 202, 1936.
20. ROEP TH., B. y MAC GILIBRY, H. J. : *Preliminary note on the présence of distinct tectonic units in the Betic of Malaga of the Vélez Rubio region (S. E. Spain)*. *Geologie en Mijbouw*, 41.º, Jaargang, 1962.
21. SAAVEDRA, J. L. : *Los Foraminíferos del Terciario superior y Cuaternario del valle del Guadalquivir*. «Bol. Inst. Geol. Min. España», 1962. T. LXXII.
22. STAINFORTH, R. M. : *Current status of transatlantic Oligo-Miocene correlation by means of planctonic Foraminifera*. «Rev. de Micropaleontologie», vol. 2, núm. 1, 1960.

Recibido 30-marzo-1963.

TIRSO FEBREL MOLINERO y JESUS SAENZ DE SANTAMARIA

## EL DEVONIANO DEL SUR DEL BATOLITO DE LOS PEDROCHES EN LAS PROVINCIAS DE CORDOBA Y BADAJOZ

(NOTA PRELIMINAR A LAS HOJAS DE MAGUILLA 856 Y VALSEQUILLO 857)

El estudio geológico que para la Empresa Nacional Carbonífera del Sur ha hecho la Empresa Nacional Adaro, sobre la cuenca carbonífera de Peñarroya-Bélmez y las formaciones del substrato, nos permite, tras dieciocho meses de trabajo de campo, tener actualmente un conocimiento geológico y tectónico de esta zona superior al que existía, basado en investigaciones y estudios mucho más ligeros

Aparte de algunas franjas de estrato cristalino (Devoniano metamórfico en facies estrato cristalina, como explicamos en la Memoria de la Hoja de Maguilla) alargadas según la dirección impuesta por la tectónica regional herciniana, la sucesión estratigráfica de las formaciones del substrato en esta zona es, a *grandes rasgos*, en orden de edad decreciente:

a) Cuarцитas inferiores, con potencia de decenas de metros [20 a 30 mts. donde son atravesadas por el ferrocarril a Almorchón en la Sierra Patuda (Hoja de Valsequillo)]. A menudo ferruginosas, hasta el punto de haber dado lugar a alguna denuncia minera en los territorios de las Hojas de Valsequillo y Fuenteovejuna, con estrechas intercalaciones de pizarrillas oscuras y aún de capas de un carbón de mala calidad con 83 por 100 de cenizas (mina de carbón de la Sierra Patuda en la Hoja de Valsequillo). De las cuarcitas con disyunción en bancos potentes, hasta un metro, se pasa a cuarcitas en lechos más finos con intercalaciones de pizarras.

b) Paso gradual de las cuarcitas, que en lámina delgada son más areniscas que cuarcitas por su textura, a areniscas feldespáticas (arkosas) rojizas, en facies de la arenisca roja antigua (Old red sandstone). En estos tramos propios de una sedimentación costera existen lentejones y masas de calizas arrecifales (biohermos), niveles de conglomerados, generalmente pegados a las cuarcitas inferiores y con cantos procedentes de esta última formación y menores intercalaciones de pizarras grises. Estos estratos, formados

en aguas muy poco profundas, tienen cambios laterales y verticales muy acusados y potencias siempre reducidas.

c) Concordante con los sedimentos detríticos anteriores se encuentra una extensa formación de pizarras grises oscuras, con menores intercalaciones de grauwackas, que limitan por el Sur al batolito de Los Pedroches en la Hoja de Valsequillo, constituyen el límite meridional de la cuenca carbonífera de Peñarroya en la Hoja de Fuenteobejuna y afloran al norte de la aldea de Maguilla, en la Hoja de este nombre.

d) Discordantes sobre las formaciones enumeradas, que constituyen una

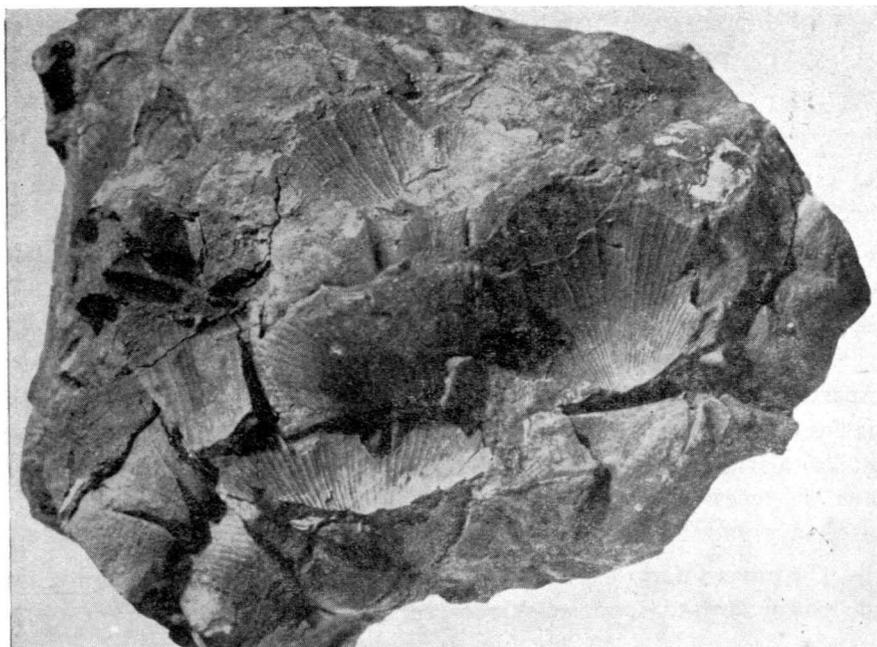


Fig. 1. —*Cyrtospirifer disjunctus* Sow Cobleciense-Frasniense.

unidad tectónica, yacen las primeras capas del Carbonífero productivo de edad viseana-namuriense (Dinantiense superior-Westfaliense).

Nadie duda de la edad devoniana media de los sedimentos detríticos de la segunda formación, que tienen, tanto arenistas como calizas arrecifiales, una abundante fauna de edad Cobleciense superior-Eifeliense. En los planos estructurales de las Hojas de Maguilla y Valsequillo señalamos los afloramientos fosilíferos hallados, donde puede encontrarse todas las especies que citamos en los capítulos de Paleontología.

El Devoniano medio de las rañas de Monterrubio de la Serena (Hoja de Monterrubio, situada al norte de la de Valsequillo) fue cartografiado, aunque sin detalle, por Gonzalo y Tarín en el plano que acompaña a su Reseña Fí-

sico-Geológica de la provincia de Badajoz (1879). Es indudable que Mallada conocía este magnífico trabajo al publicar su Memoria Descriptiva de la Cuenca Carbonífera de Bélmez-Espiel (1901), y la banda devoniana que Mallada cita en la provincia de Córdoba (Hoja de Valsequillo) es prolongación de la de Monterrubio de la Serena (Badajoz) que, como hemos dicho, estudió Tarín en trabajo anterior. Estas dos publicaciones son excelentes, y para nosotros tienen esos dos grandes geólogos un mérito extraordinario, pues pensamos en los medios que contarían en aquella época, cuando actualmente nos excedemos al llamar a los medios de comunicación carreteras locales de tercer orden y a las posadas fondas de tercera categoría.

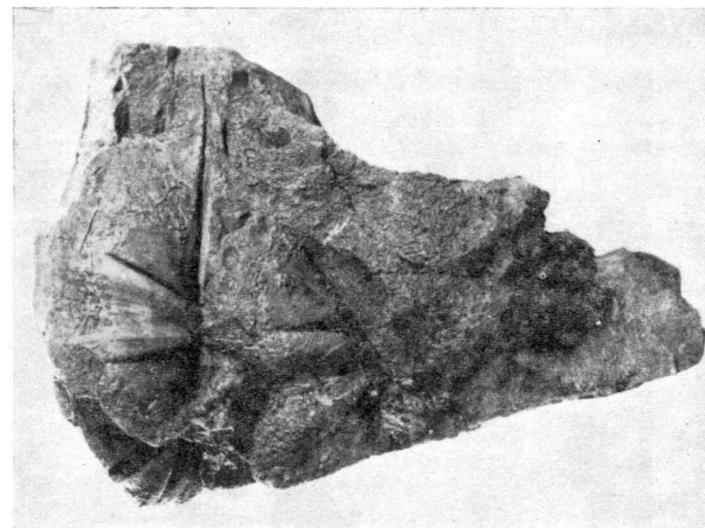


Fig. 2. —*Cyrtospirifer verneuili* Murch Frasniense.

Inexplicablemente atribuyen edad ordoviciense a las cuarcitas inferiores a los tramos detríticos referidos. Gonzalo y Tarín quiso partir para su estudio de la frontera portuguesa, queriendo hallar la clave para el deslinde de las formaciones en el mapa geológico de Portugal, y adentrarse después en la provincia de Badajoz, pero dice que tuvo que modificar la marcha del estudio, dirigiendo sus observaciones posteriores a la región oriental y confines con la provincia de Ciudad Real, donde según explica «el sabio maestro, de imperecedera memoria, señor Prado, obtuvo conclusiones positivas». Añade: «los diversos yacimientos fosilíferos que entonces hallamos y el estudio mineralógico y estratigráfico que hicimos, nos suministraron medios de comparación para todas aquellas localidades donde no tuvimos la suerte de encontrar fósiles, porque la rapidez a que debíamos subordinar las investigaciones no nos permitiese registrar lo bastante, o, porque en efecto, no los hubiese».

Indudablemente hallaron fósiles ordovicienses en cuarcitas que se adentran en la provincia de Badajoz procedentes de la de Ciudad Real al norte del batolito de Los Pedroches. Nosotros hemos encontrado crucianas, *palaeophicus* y *tigillites* en las cuarcitas que saliendo de Castuera por la carretera a Almorchón, discurren paralelamente a la misma en dos alineaciones situadas al norte y sur de esa vía de comunicación, y forman *probablemente* un sinclinal (nuestras observaciones en este lugar, que dista muchos kilómetros de la zona de nuestro trabajo, han sido ligeras), cuyo eje es la mencionada carretera.

Al querer atribuir, como él dice, por semejanza de caracteres mineraló-

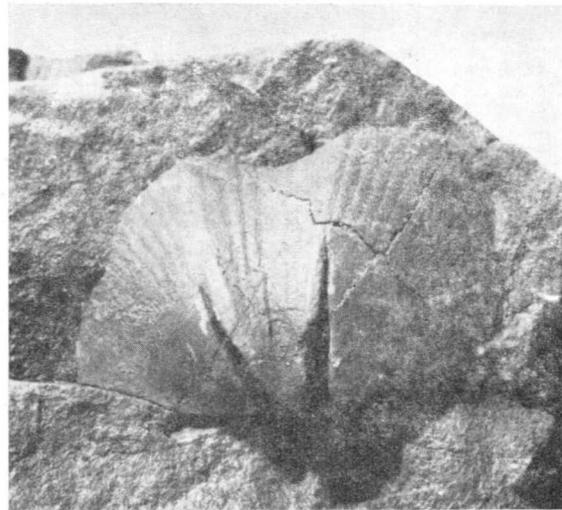


Fig. 3. --*Cyrtospirifer disjunctus*, Sow var *archiaci*, Murch Cobleciense-Frasniense.

gicos y estratigráficos, al Siluriano terrenos donde no hallaron fósiles dataron de esa edad a formaciones que no son silurianas. Al citar yacimientos fosilíferos (sin especificar lugar) en la provincia de Badajoz, siempre lo hace en los confines de esta provincia con los de Ciudad Real o Sevilla. Así, al referirse al Siluriano, dice: «es, en nuestro concepto, el que aparece con mayor desarrollo en la provincia de Badajoz, constituyendo una extensísima superficie a uno y otro lado del río Guadiana, a juzgar por la identidad de caracteres que existe entre las rocas donde no hemos hallado fósiles, y las que los contienen en más o menos abundancia. La presencia de fósiles característicos de la segunda y tercera fauna dentro de los límites provinciales, y la semejanza entre los caracteres mineralógicos y estratigráficos de ciertas rocas de la provincia de Badajoz, donde no hemos hallado fósiles, con los que en las inmediatas de la Ciudad Real y Sevilla han proporcionado el *Ellipsocephalus*

*Pradoanus* (Vern), un *Capulus* y un *Archaeocyathus marianus* (Roemer), revelan que en esta parte de la Península se encuentran rocas coetáneas o sincrónicas de la primera, segunda y tercera fauna silurianas».

De esta forma incluyeron en el Ordoviciense a las cuarcitas devonianas, como explicaremos, que afloran al sur del batolito de Los Pedroches, en territorio de nuestras Hojas, aunque refiriéndose a las mismas dice Gonzalo y Tarín en su trabajo: «Las cuarcitas no siempre constituyen capas de muchos metros de espesor; se las encuentra también en delgados lechos interstratificados con una pizarrilla, más bien filadio, a veces talcosa o micáfera, en el espacio comprendido entre el extenso macizo granítico de Quintana de la Serena y el manchón septentrional estrato cristalino (Estrato Cristalino de Maguilla). Las cuarcitas, en tal caso, no dan lugar a las masas escarpadas de Castuera, Cabeza de Buey, etc., y las de Paredes, Villarta de los Montes, ni a las altas crestas, tan frecuentes en las localidades citadas, y en Garlitos, He-



Fig. 4. --*Lindstromia cornu-hirci* Weiss Devoniano.



Fig. 5. --*Lindstromia cornu-hirci* Weiss Devoniano.

rrera del Duque, Alburquerque, etc. En esta cuarcita no hemos hallado fósiles».

Posterior al de Gonzalo y Tarín es el trabajo de Mallada sobre los sistemas Cambriano y Siluriano en la Península Ibérica (1895), y es de notar que en lo referente a este último, en la provincia de Badajoz, sólo dice haber hallado fósiles al norte del batolito de Los Pedroches, donde aflora, sin ninguna duda, el Siluriano. En unas cuarcitas negras con crucianas junto a Castuera, en las pizarras arcillosas de Herrera del Duque, con fósiles de la segunda fauna, y en los filadios y ampelitas gráficas, con graptolitos de la fauna tercera, de las trincheras y el túnel de Cabeza de Buey.

Sin ningún fundamento, como Gonzalo y Tarín, considera silurianas a las cuarcitas del sur del granito de Los Pedroches, cuando dice que la mancha devoniana de Peraleda de Zaucejo no queda cortada en el Zújar, sino que continúa en la provincia de Córdoba penetrando en territorio andaluz por el Puerto de Cinta y la Sierra Trapera, donde calizas compactas, veteadas, algo magnesianas y síliceas, se apoyan sobre cuarcitas silurianas. No-

sotros hemos hallado fósiles devonianos, como detallaremos, en las cuarcitas de la Sierra Patuda, prolongación oriental de la Traperera, que Mallada considera silurianas. Al atribuir edad siluriana a las cuarcitas inferiores tienen que reconocer estos investigadores una discordancia Ordoviciense-Devoniano medio, y así dice Gonzalo y Tarín en su trabajo: «Sobre los materiales del período siluriano y en espacios generalmente de reducida e insignificante extensión, descansan otros que consisten en pizarras arcillosas con mica, areniscas más o menos micáceas, calizas compactas de color azul oscuro y cuarcitas: unos y otros muy fosilíferos en la mayor parte de los casos, determinando claramente la fauna que encierra la formación devoniana.

Los estratos de este sistema se encuentran muy levantados y simulando concordancia con los silurianos que les sirven de apoyo: pero con un detenido examen se consigue a veces comprobar discordancias notables, como pudimos reconocer en el Castillo de Alange, Cabeza de Buey y Herrera del Duque». Todas estas localidades se encuentran alejadas de nuestro territorio, pero las dos últimas se hallan en el límite de la provincia de Badajoz con la de Ciudad Real, en la prolongación occidental de las formaciones estudiadas por A. Almela y otros, que no reconocen discordancia alguna.

Siempre hemos considerado devonianas a las cuarcitas inferiores del sur del batolito de Los Pedroches. Son inmediatamente inferiores a niveles fosilíferos de calizas arrecifales y arenisca roja del Devoniano medio, y entre cuarcitas y sedimentos superiores no hemos observado ninguna discordancia. En el anticlinal cuarcítico del Médico (Hoja de Valsequillo), que se sumerge (cabecero de pliegues) a Levante de una de las dos carreteras de Valsequillo a Hinojosa del Duque (El Gamonal), afloran calizas del Devoniano medio en sus dos flancos laterales y en el frontal: es decir, la concordancia parece perfecta.

De las cuarcitas se pasa a la arenisca roja (las cuarcitas también son ferruginosas y el conjunto tiene la facies de la arenisca roja antigua) gradualmente, e incluso hay tramos en las cuarcitas que son verdaderas areniscas.

Ultimamente obtuvimos una prueba paleontológica de gran valor al hallar fósiles devonianos (*Lindstromia cornuhirci*, Weis, Devoniano) en las mismas cuarcitas de la Sierra Patuda (Hoja de Valsequillo), que desde Gonzalo y Tarín y Mallada se vienen considerando ordovicienses, y en cuarcitas que afloran en el ángulo noroeste de la Hoja de Bujalance (muy distante de nuestra zona), poco antes de ser cubiertas por los terrenos modernos del valle del Guadalquivir. En esta Hoja, entre los kms. 6 y 7 de la carretera de Pedro Abad a Villanueva de Córdoba, después de pasar la presa sobre el río Guadalquivir, se cortan cuarcitas en una pequeña curva de la carretera, las mismas cuarcitas que limitan al norte la cuenca carbonífera de Peñarroya-Bélmez y forman alineación más meridional que las de Sierra Patuda, y en ellas hemos hallado el mismo tetracoralario de las cuarcitas de la Sierra

PROV. DE BADAJOZ

PROV. DE CÓRDOBA

DON BENITO

CASTUERA

HINOJOSA DEL DUQUE

CAMPILLO

ADAMUZ

EL CARPIO

GRANJA TORREHERMOSA

AZUAGA

CORDOBA

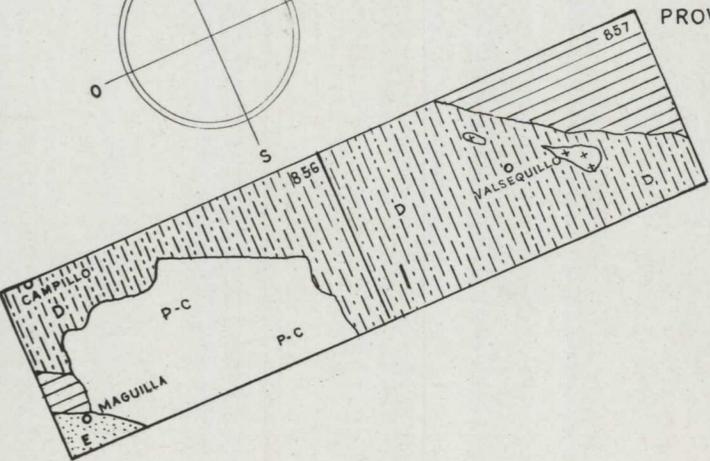
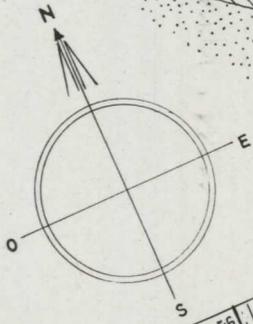
Fosiles Devonianos

PROV. DE BADAJOZ

PROV. DE CÓRDOBA

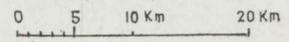
PROV. DE SEVILLA

RIO GUADALQUIVIR



- P-C PLIO-CUATERNARIO
- DEVONIANO SUP.-CARBONIFERO INF.
- DEVONIANO INF. Y MEDIO
- ESTRATO CRISTALINO
- GRANITO

- A ALUVIAL
- M MIOCENO
- H CARBONIFERO
- DEVONIANO
- SILURIANO
- Ca CAMBRIANO
- ESTRATO CRISTALINO
- GRANITO



Patuda, clasificado en el Laboratorio de Paleontología del Instituto Geológico como *Lindstromia cornuhirci*, que es el Devoniano. Ni que decir tiene que esas cuarcitas se han referido al Siluriano en la Hoja de Bujalance.

Todo lo expuesto, unido a la poca potencia de las alineaciones de cuarcitas, aunque a veces su extensión sea mayor porque forman sucesivos dobleces, nos llevan a incluir en la base del Devoniano lo que hasta ahora se ha considerado Ordoviciense.

Esta antigua asignación de toda clase de cuarcitas al Siluriano ha originado, a nuestro juicio, lamentables equivocaciones en Hojas publicadas posteriormente, donde se ha concedido al Siluriano una extensión que no tiene y se ha reducido extraordinariamente al Devoniano que aflora extensamente al sur del granito de Los Pedroches, en un país de tectónica suave y pliegues amplios, cuya topografía marcan las cuarcitas inferiores.

Tampoco ha existido unanimidad en la edad de las pizarras azoicas superiores, que constituyen la tercera de las formaciones que mencionamos.

Antiguamente se consideraron cambrianas por su facies, y Mallada atribuyó a desarreglos estratigráficos el que aparecieran superpuestas a las cuarcitas que él consideraba silurianas (devonianas). Ya Henke en 1926 decía refiriéndose a esta formación: «Al norte y sur de La Carolina se extienden, en una zona de muchos kilómetros de anchura, unas pizarras arcillosas grises, que en la parte Norte se superponen, sin límites netos, al Siluriano superior y por el Sur desaparecen bajo la formación triásica. Estas pizarras se habían atribuido al Cámbrico, por su facies, y se venían considerando faltas de fósiles; pero la fauna encontrada en ellas en 1923 (no es nada convincente, ver Antecedentes Geológicos en la Memoria de la Hoja de Valsequillo) y sus condiciones de yacimientos, sobre las pizarras andalucíticas consideradas del Silúrico superior, hicieron sospechar que toda la formación era más moderna». Henke termina refiriéndolas al Culm, por una fauna dudosa y porque, según él, no pueden asignarse al Siluriano superior ni al Devoniano, probablemente porque D. César Rubio le hizo notar que en la región de Huelva también se pasa del Siluriano al Culm sin límites claros.

También asigna Carbonell al Culm a casi toda la formación de pizarras y al granito de Los Pedroches por el sur en la Hoja de Villanueva de Córdoba. Considera, sin embargo, del Devoniano superior a un espesor de unos 300 mts. de pizarras inmediatamente superiores a los tramos detríticos del Devoniano medio, pizarras que no creemos fácil de separar del resto de la formación que él llama Culm, pues en este caso se pasaría insensiblemente de los niveles superiores del Devoniano a los del Carbonífero.

En la Hoja de Valsequillo las pizarras forman los estratos inmediatamente superiores a arenisca y calizas fosilíferas del Devoniano medio (Coblenziense superior-Eifeliense) y como la profundidad del sinclinal es escasa, pues en el centro del pizarral de nuevo afloran las cuarcitas inferiores en

Cerro Cohete, creímos en un principio que existía la posibilidad de que fuera devoniano, aunque nada hay que se oponga a que haya tramos del Carbonífero inferior, pues se trata de una formación azoica. Sobre estas pizarras yace discordante el Carbonífero de la cuenca de Peñarroya, cuyos primeros tramos pertenecen al Viseano-Namuriense (fauna de calizas arrecifales), como puede observarse haciendo un corte a lo largo de la carretera de Fuenteovejuna a La Granjuela, al norte de las Caleras (Hoja de Valsequillo). Es decir, las pizarras, si son del Carbonífero inferior, forman una unidad tectónica con el substrato devoniano y no con el resto del Carbonífero, del que están separadas por una discordancia tectónica que hay que atribuir a una fase inicial de la orogénia herciniana. Si el conjunto del pizarral fuese devoniano, sería la fase bretonica inicial de la orogénia herciniana la responsable de la discordancia Devoniano superior-Carbonífero viseano-namuriense.

Aunque las pizarras son azoicas, tienen pequeños lentejones de calizas oscuras y fétidas intercaladas, con una microfauna que ha sido asignada por el Dr. Enrico Perconig, técnico en micropaleontología, a una zona inferior del Carbonífero: él mismo especifica que no más antigua del Viseano por la presencia de *Archaeodiscus*. Esas calizas han sido cogidas por nosotros en el pizarral que aflora al norte de la aldea de Maguilla, inmediatamente al norte de la Casa de la Venta (Hoja de Maguilla) y en el que limita al sur la cuenca de Peñarroya, en la Hoja de Fuenteovejuna. Como se ve, micropaleontólogos y algunos geólogos (Henke) consideran del Carbonífero inferior a este pizarral, y es lógico que así sea, con excepción de sus primeros tramos, concordantes e inmediatamente superiores a niveles del Devoniano medio, que deben ser también devonianos.

Ultimamente nos ha reafirmado más en la idea de que gran parte de ese pizarral sea Carbonífero inferior, que nos hayan clasificado del Franiense a fósiles tomados en los tramos detríticos inferiores (*Cyrtospirifer Verneuili*, Murch. Devoniano) en un afloramiento de la Hoja de Maguilla, situado al norte del Corral del Puerto del Escribano, que señalamos en el plano estructural de la referida Hoja.

Todo esto indica el poco espesor de los niveles del Devoniano detrítico y la facilidad con que pueden pasar inadvertidos algunos tramos del Devoniano superior inmediatos a las pizarras superiores. No dudamos de que las primeras capas de ese extenso pizarral sean devonianas, pues, aparte de que son concordantes y a ellas se pasa gradualmente de los estratos del Devoniano medio, e incluso contienen intercalaciones de una arenisca roja como la del Devoniano vecino, puede observarse en el sinclinal de Los Blázquez y La Granjuela (Hoja de Valsequillo), cómo las primeras pizarras son inferiores a los lentejones de calizas arrecifales del Devoniano medio, situadas a izquierda e inmediatas a la carretera de La Granjuela a Los Blázquez.

El estudio geológico efectuado ha puesto de manifiesto, como acabamos

de detallar, que formaciones de antiguo dadas como cambrianas (las pizarras) o silurianas (las cuarcitas) son del Devoniano superior-Carbonífero inferior, hasta Viseano (las pizarras), y del Devoniano inferior, probablemente base del Cobleciense (las cuarcitas). Las pizarras fueron ya datadas correctamente por Henke y otros geólogos posteriores, y ahora el Dr. Enrico Perconig, que ha estudiado la microfauna aportada por calizas que hemos recogido en el campo y ha aportado datos micropaleontológicos de gran interés, y nuestras observaciones de campo han comprobado la rectitud de aquellas determinaciones. Las cuarcitas, por el contrario, siempre habían sido datadas como ordovicienses.

El estudio geológico del Carbonífero discordante que comienza en el Viseano-Namuriense, nos ha hecho cambiar los conceptos tectónicos y estratigráficos que sobre la cuenca de Peñarroya-Bélmez existían, basados fundamentalmente en el trabajo de Mallada, que hemos citado, y en otros posteriores de geólogos franceses que le siguen y repiten casi todos sus teorías, pero esto se sale del tema de esta Nota Preliminar, que se refiere exclusivamente a las formaciones del substrato.

En las fotografías de Paleontología reproducimos las principales especies fósiles, halladas en los niveles detríticos del Devoniano y en las cuarcitas inferiores, y en los bosquejos geológicos mostramos la geología de la zona, como aparece en el plano 1:1.000.000 y como es en las dos Hojas que hemos hecho, cuya superficie delimitamos. También indicamos la mancha siluriana donde hemos hallado fósiles devonianos en la Hoja de Bujalance.

La bibliografía consultada viene indicada en el mismo capítulo de las Memorias de las Hojas de Valsequillo y Maguilla.

Recibido 9-agosto-1963.

AXEL VON HILLEBRANDT (Munich)

## EL TERCIARIO BAJO DE LA ZONA DEL MONTE PERDIDO (HUESCA) (1) (2)

### RESUMEN

La secuencia estratigráfica del Terciario antiguo alcanza, en la zona del Monte-Perdido, desde el Danés hasta el Cuisense medio. Se puede practicar su subdivisión en diversos tramos diferenciables litológicamente. Con la ayuda de los macro y microforaminíferos resulta posible la atribución de edades a cada uno de esos tramos. Durante el Danés se sedimentaron dolomías y calizas banqueadas. Desde el Montense hasta el Ilerdense alternan repetidamente areniscas y calizas cuarcíferas, así como calizas. En el dominio limitrofe del Ilerdense inferior al medio se intercala, en las areniscas, un horizonte de margas. Durante el Ilerdense es posible apreciar y establecer en la zona la existencia de diferenciaciones de facies y de variaciones de espesores. El Ilerdense superior se compone de margas y calizas apizarradas. Los sedimentos del Cuisense están constituidos en facies flysch, el cual trasgrede sobre margas y calizas apizarradas de nuevo parcialmente erosionadas. Durante el Ilerdense el aporte de sedimentos procedía del S. SE. Con el comienzo del Cuisense la zona principal de hundimientos se transpone hacia el Sur. Dentro de la región es posible observar una disminución de la intensidad del plegamiento, tanto de Norte a Sur, como de cubriente a yacente.

### ABSTRACT

The stratigraphic sequence of the old Tertiary reaches, in the Monte Perdido zone, from the Danian up to the middle Cuisian. It is feasible to reach a subdivision in several stages on the basis of lithological differentiation, and it is also possible the determination of their respective ages with the help of macro and microforaminifera. During the Danian took place the sedimentation of well tanked limestones and dolomites. From the Montian up to the Ilerdian there is a repetitive alternation of quartziferous sandstones and

(1) Versión directa, por J. M. Ríos, del original alemán titulado *Das Alttertiär im Mont Perdido-Gebiet (Spanische Zentralpyrenäen)*, aparecido en «*Eclogae Geologicae Helvetiae*», vol. 55, núm. 2, 1962. Basilea. Se publica mediante amable y expresa autorización, tanto del autor como de la sociedad editora, la Schweizerische Geologische Gesellschaft, de Berna.

(2) La impresión del trabajo original alemán pudo ser llevada a cabo gracias a la ayuda del Fondo August Tobler, del Museo de Historia Natural de Basilea, por lo que manifiesto mis más expresivas gracias. A. v. H.

limestones, and also of limestones. In the adjacent area of the lower to the middle Ilerdian appears, intercalated in the sandstones, a horizon of marls. During the Ilerdian it is possible to notice and establish, within the zone, the presence of a variability both of thicknesses and facies. The upper Ilerdian is made up of marls and shaly limestones. The Cuisian sediments correspond to a flysch facies, which is transgressive over marls and shaly limestone, overly but partially subject to erosion. During the Ilerdian the source of sedimentary material was situated in a S.-SE. direction. With the beginning of the Cuisian the main subsidence area is displaced towards the South. It is easy to detect within the region a decrease of the intensity of folding, both from North to South, and from top to bottom.

#### A) INTRODUCCIÓN

Fui animado a la realización del siguiente trabajo por el Prof. Doctor P. Schmidt-Thomé. Las investigaciones fueron llevadas a cabo durante una expedición científico-montañera que tuvo lugar en los Pirineos a lo largo de cuatro semanas. La Sociedad Alpina Alemana (Deutschen Alpenverein) la apoyó financieramente, y aprovecho esta oportunidad para expresar de nuevo mi profundo agradecimiento. Las observaciones geológicas fueron llevadas a cabo por el Dr. D. Herm, del Museo de Baviera para Paleontología y Geología Histórica, y por el autor de estas líneas. El Dr. Herm se ocupó, sobre todo, del Cretáceo Superior, y el autor, del Terciario bajo. Tengo mucho gusto en aprovechar esta oportunidad para expresar públicamente mi profundo agradecimiento a mis camaradas de escalada, con cuya valiosa ayuda pude contar para los levantamientos en el terreno.

Como el Dr. Herm aún no ha podido terminar el estudio de las rocas del Cretáceo Superior, de momento sólo podemos entrar en la descripción del Terciario inferior de la zona del Monte Perdido.

Cuando indagaba acerca de cuál sería el perfil más continuo, en sedimentos de carácter marino, en el Cretáceo Superior y Terciario antiguo más bajo, el Prof. Dr. Schmidt-Thomé señaló a mi atención la «zona cretácea subcentral» de los Pirineos Medios meridionales. Las más altas cimas de esta Zona (Monte Perdido, Cilindro, Marboré, Casco, etc.), están constituidas precisamente por esas formaciones en el ámbito del Valle de Ordesa (Huesca), (figura 1), puesto que el Cretáceo Superior y el Terciario más bajo en facies marinas, se adentran allí profundamente hacia el Norte y participan en la composición de la divisoria principal. Gracias a las profundísimas diferencias del extraordinario relieve, las condiciones de exposición son óptimas.

Según Misch (1934), la zona cretácea subcentral se agrega por el S. a la zona principal axial, compuesta predominantemente por rocas paleozoicas. Al sur de la zona cretácea sub-central sucede la depresión de Boltaña-Jaca-Pamplona, prolongación de la «Conca de Tresp», y rellena de sedimentos del Terciario inferior, con extraordinaria potencia en facies de flysch. Como

también en la zona cretácea subcentral tuvo lugar una deposición de potentes sedimentos durante el Cretáceo Superior y Terciario inferior, la región resulta más que apropiada para estudios estratigráficos.

Se llevó a cabo el levantamiento de un apretado perfil de 950 m. de potencia en el Cretáceo Superior. Tres perfiles separados, de 200 a 450 m. de poten-

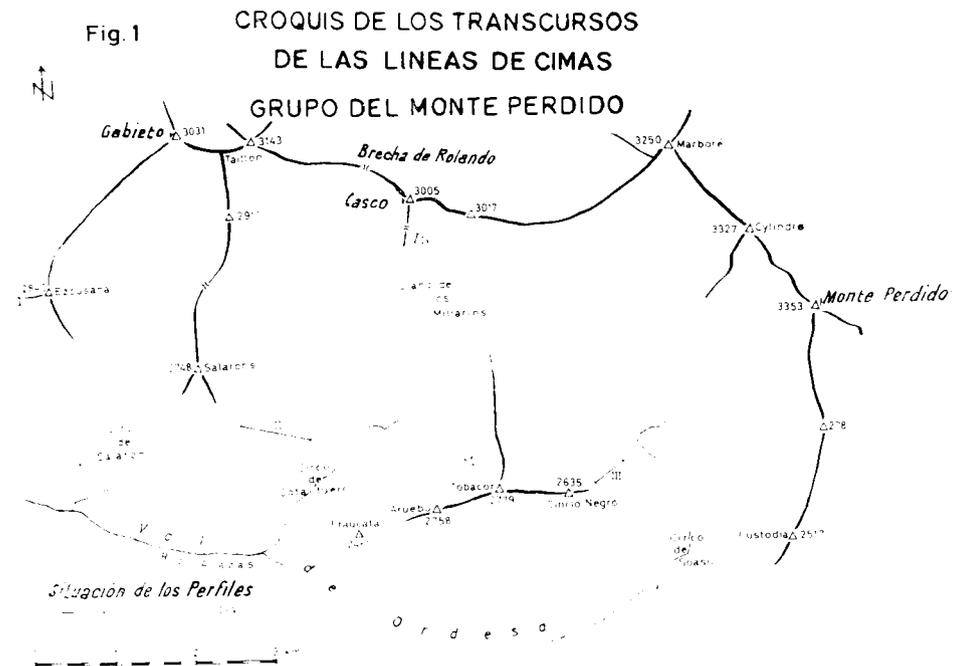


Fig. 1

cia en el Terciario inferior (fig. 1 y fig. 2) permitieron el establecimiento de comparaciones faciales dentro de la región investigada. En la elección de los cortes así como en su levantamiento y extracciones de muestras pusimos gran atención y profundo énfasis para que se tratase de series no trastornadas y absolutamente continuas. Muestras para comparación, procedentes de las zonas más intensamente tectónicas del área del Monte Perdido y del Cilindro, así como del flanco meridional del Valle de Ordesa, han permitido establecer las correlaciones con respecto a los perfiles principales en los dominios de los Circos de Cotatuero y de Salorós (fig. 2 y 3). Como base topográfica se empleó, sobre todo, el excelente mapa de F. Schrader a la escala 1:20.000 «Massiv de Gavarnie et du Mont Perdu».

Las muestras y preparaciones delgadas figuran, con la numeración que aquí se da, en las colecciones de foraminíferos de la Bayerische Staatssammlung fuer Palaeontologie und historische Geologie de la ciudad de Munich.

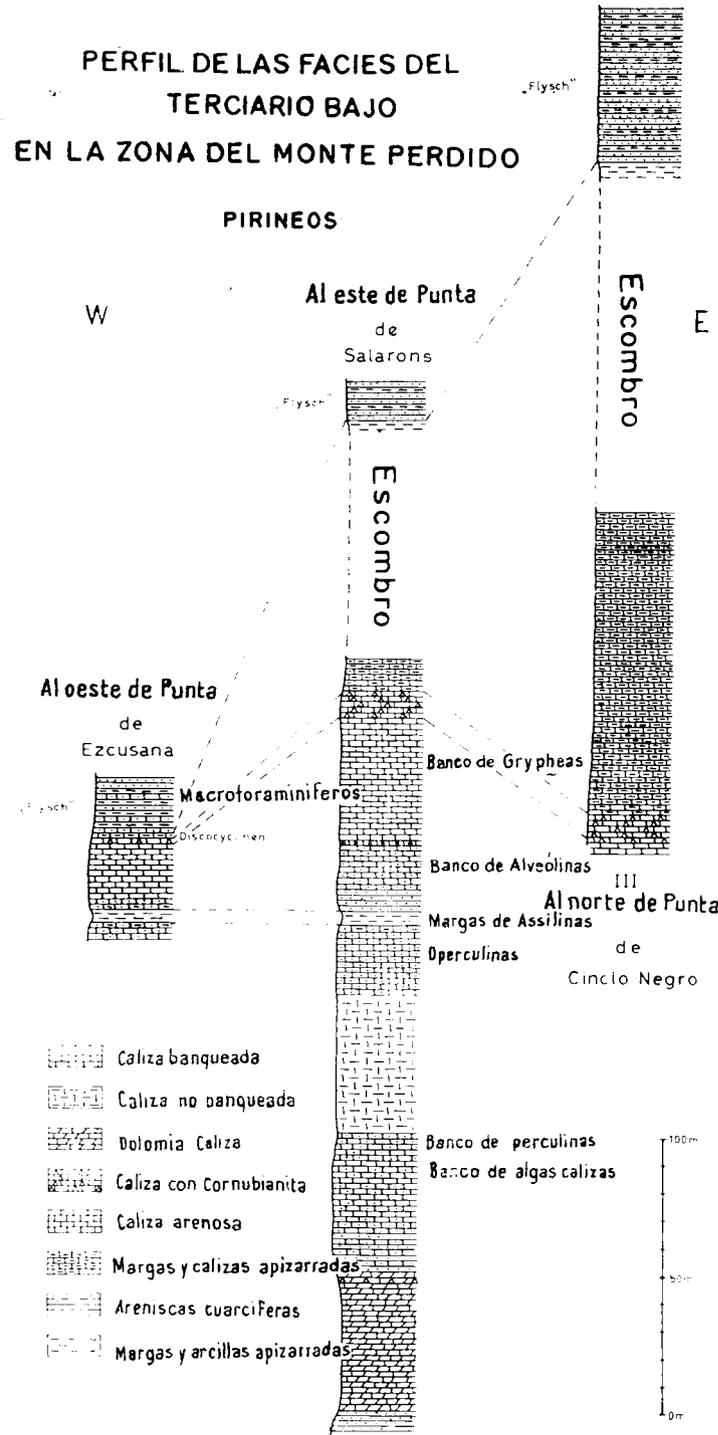


Fig. 2

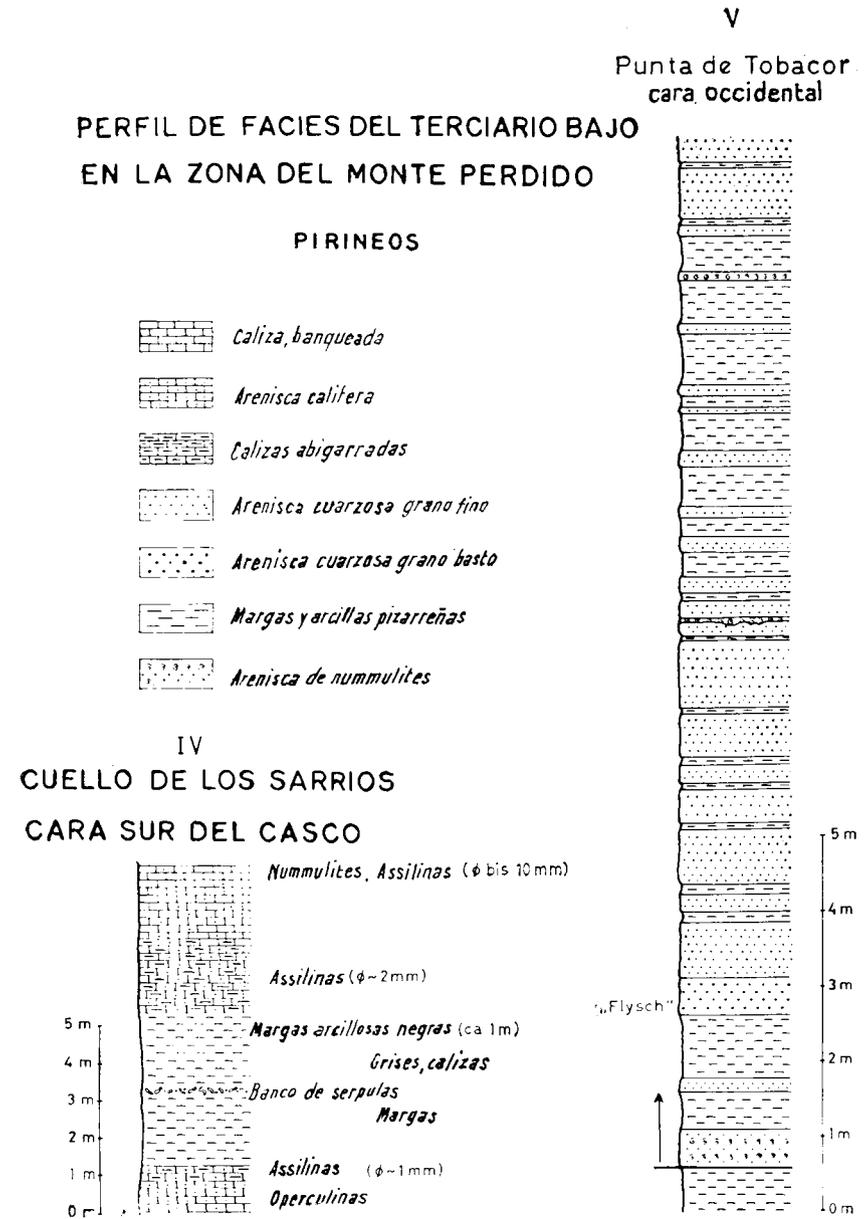


Fig. 3

### B) ANTECEDENTES

Según Dalloni (1910) y Misch (1934), en la zona del Monte Perdido no existe el Garumnense continental, comprendido entre las areniscas del Maastrichtense y calizas cocenas con nummulites y alveolinas, sino que está repre-

sentado allí por calizas y dolomías de facies marina que han de atribuirse al Danés y al Montense.

D'Archiac (con D'Archiac y Haime, 1853), Leymerie (1881) y Carez (1909), mencionan diversos foraminíferos de tamaño grande, procedentes del Eoceno del Monte Perdido.

Dalloni (1910) diferencia las calizas con alveolinas en la base, de las calizas margosas con nummulites de la parte alta. Las primeras las atribuye al Luteciense inferior y las segundas al Luteciense medio. Faltaría el Cuisense. Dalloni (1930) atribuye las calizas de alveolinas al Cuisense, las de nummulites al Luteciense y admite que, en la zona del Monte Perdido, no hay discontinuidad estratigráfica entre las calizas de operculinas del Montense y las de nummulites del Luteciense.

Según Misch (1934), la caliza de alveolinas de la región del Monte Perdido contiene, en parte, una elevada proporción de arena, y existe una intercalación margosa en la serie caliza. Las calizas de alveolinas están cubiertas por flysch, cuya parte más baja está desprovista de arena y aparece constituida por margo caliza gris ceniza y calizas margosas.

### C) ESTRATIGRAFÍA

La serie estratigráfica del Terciario bajo alcanza en la región del Monte Perdido desde el Danés (= Paleoceno más bajo) hasta el Cuisense medio (= Eoceno inferior medio). El Danés lo incluye el autor en el Terciario inferior y lo considera como el tramo más bajo del Paleoceno.

Desde el punto de vista litológico pueden distinguirse, de muro a techo, los siguientes horizontes: Calizas y dolomías del Danés; areniscas y calizas del Montense; areniscas, margas, calizas y margas abigarradas del Herdense; areniscas y margas del Cuisense, en facies flysch.

Los diversos horizontes, diferenciables según criterios litológicos serán descritos a continuación, uno por uno, en la zona del perfil-tipo (Perfil II, al este de la Punta de Salarons, fig. 2) y luego se mencionarán las variaciones de facies observadas dentro de la región. A la descripción macroscópica de las rocas se añaden las observaciones que pudieron ser hechas con la ayuda de las preparaciones delgadas. Finalmente, cierra nuestra descripción una relación del contenido fósil y de la posición, dentro de la escala de tiempos y edades, de los diferentes horizontes litológicos.

#### 1. Danés: Calizas y dolomías

Sobre las areniscas del Cretáceo Superior con orbitoides siguen, en toda la zona del Monte Perdido mediante aguda delimitación, calizas dolomíticas

y dolomías calizas de unos 50 m. de potencia. Su color es gris claro a gris y aparecen con su estratificación bien acusada. Los bancos, que miden individualmente entre 0.5 y 1 m. de potencia, se descomponen con facilidad, poligonalmente, a lo largo de las abundantes vetas de espato calizo, constituyendo un escombros de agudos cantos. Es frecuente que los bancos comiencen con una hilada trabajada, en la que encaja la cara superior de la hilada precedente. Así es que, por ejemplo, contienen los bancos claros, en su base, cantos rodados, o al menos trabajados, procedentes de los precedentes bancos oscuros, y viceversa. A unos dos metros del yacente de las areniscas que se superponen a la caliza-dolomía, se encuentra un banco de un metro de grosor que ofrece engastados nódulos silíceos aislados.

En preparación delgada, las dolomías se manifiestan como microcristalinas (tamaño del grano entre 0.03 a 0.15 mm.) con estructura en mosaico. Los granos de cuarzo son escasos. Las calizas, más o menos dolomíticas, poseen una estructura microcristalina o pelítica. En las hiladas trabajadas (lámina I) se reconocen manifiestamente los elementos más o menos redondeados, pelíticos o psamíticos, que flotan en la masa del fondo pelítico.

Como restos orgánicos se reconocen en las dolomías detritus de algas calizas intensamente recristalizadas, y foraminíferos de caparazón arenáceo. En las pelito-calizas dolomíticas se encuentran restos fragmentarios de fósiles, y son frecuentes los foraminíferos de pequeño tamaño y caparazón calizo, pero además se encuentran ostrácodos y secciones transversales de gasterópodos.

Los nódulos silíceos se componen de elementos aislados, redondeados, de tamaño de grano psamítico (diam. hasta 1 cm.), que poseen una forma irregular, aplastada o arriñonada. Los límites de unos componentes respecto de los otros son poco delimitados, nebulíticos. Los componentes consisten en caliza pelítica con una participación diversamente alta de calcedonia microcristalina, que puede sustituir casi completa y totalmente a la caliza pelítica. El medio cementante entre los granos individuales tiene la misma composición que los mismos elementos integrantes. Los límites con respecto a la caliza pelítica, cuando no tienen participación siliciosa, son agudos.

Algunos elementos aislados entre los componentes de las calizas silíceas son ricos en radiolarios de la familia de los porodiscidos, espongodiscidos y cirtoideos intensamente recristalizados.

*Edad estratigráfica:* Las calizas y dolomías yacen inmediatamente sobre areniscas del Maestrichtense portadoras de orbitoides. Al techo siguen areniscas y calizas con macroforaminíferos, que sólo aparecen en la parte superior del Paleoceno más bajo (= Danés). En las calizas se presentan aisladamente globigerinas de reducido tamaño (diam. 0.13 mm. lám. I), que con lo que mejor se relacionan es con las globigerinas, igualmente de muy reducido tamaño, del Danés.

## II. *Montense: areniscas y calizas*

Las calizas y dolomías del Danés vienen recubiertas por areniscas cuarcíferas y areniscas calizas de unos 10-15 m. de potencia, y las areniscas calíferas aumentan en proporción de muro a techo. Se repiten alternadamente hiladas de areniscas cuarcíferas y calizas de unos 5 a 10 mm. Las superficies de cada capa individual aparecen, en parte, onduladas.

Sobre esta alternancia de areniscas cuarcíferas y areniscas calíferas se colocan calizas y areniscas calíferas, con unos 35 m. de potencia, cuyos lechos se hacen más delgados hacia la parte alta.

En preparación delgada algunas de las hiladas individuales de las areniscas calíferas y silíceas basales, se manifiestan como muy ricas en fragmentos de fósiles. Lo que más abundan son los detritus de algas calíferas (*Lithothamnium*, *Solenopora*?), luego foraminíferos de caparazón calizo (sobre todo, rotalideos y miliólidos), y más raramente foraminíferos de caparazón arenoso, briozoarios, y fragmentos de conchas de moluscos. En algunos lechos son frecuentes los macroforaminíferos (*Discocyclina*).

A una altura aproximada de 40 m. por encima del techo de la dolomía del Danés se intercala, en la serie de calizas y areniscas calíferas, un banco de restos de fósiles de 1 m. de espesor ( lám. I). En una masa de fondo, consistente en fragmentos fósiles de la escala psammítica de tamaños, se encuentran embudados fragmentos de lithothamnios y discocyclinas. Se encuentran además restos de briozoos (en parte reconstruidos por lithothamnium) y foraminíferos de esqueleto calizo (entre otros, *Robulus*, *Eponides*, *Rotalia*, *Globigerina*). La masa de fondo, pelítica y criptocrystalina, se ha reformado en parte a calcita microcristalina. En este cemento básico flotan algunos restos de lithothamnium y discocyclina, intensamente disueltos. Como elementos de neo-formación se presentan cristales idiomorfos de dolomías, que también se encuentran en los lithothamnios. Según Ruchin (1958, p. 127), tales estructuras intercaladas son típicas de los tipos de roca de transición entre calizas y dolomías, en las que en una masa de fondo de calcita microcristalina se presentan algunos romboedros grandes de dolomía. Los cristales de dolomía aparecen con frecuencia turbios en su interior, lo que resulta de que en su centro se componen aún de calcita, mientras que en el exterior se tiene ya la dolomía.

La caliza arenosa en lechos delgados, al techo, se muestra en preparación delgada igualmente como una psammítica caliza intensamente recristalizada, con granos aislados de cuarzo y con operculinas.

*Edad estratigráfica:* En las partes basal y media de la arenisca abunda la *Discocyclina seunsi* Douvillé; en las areniscas calíferas del techo, en delgados bancos, se presenta la *Operculina heberti* Munier-Chalmas, *D. seunsi*

comienza en el Montense y *O. heberti* no se ha registrado por ahora más que en el Montense. Por consiguiente, las areniscas y calizas que acabamos de describir se atribuyen a ese piso.

## III. *¿Montense? ¿Landenense?: calizas masivas*

Sobre las areniscas con operculinas siguen unos 50 m. de calizas blancas, compactas, y sin estratificación apreciable. En preparación delgada se manifiesta esta roca con una caliza fragmentaria ( lám. II). En una masa calcopelítica y psammítica, de escombros de fósiles, se encuentran corales columnares (diam. hasta 2 cm.), y algas calizas (dasycladáceas y lithothamnios). Después foraminíferos de concha caliza y arenosa (miliólidos, sobre todo), restos de equinodermos y fragmentos de conchas de moluscos. Por consiguiente, podemos denominar la roca como caliza de escombros de arrecifes. Por ahora no existen suficientes datos de observación que permitan afirmar si los 50 m. de caliza contienen también puras calizas de arrecife.

No es posible una subdivisión stratigráfica, en tramos, de la caliza, puesto que no se han encontrado fósiles que permitan una caracterización de edad. Bajo las calizas existe un Montense seguro; al techo les suceden capas que parece que hayan de ser atribuidas al Herdense inferior. Las calizas masivas podrían corresponder por consiguiente al Montense o al Landenense, ya que al parecer no existe discontinuidad stratigráfica.

## IV. *Herdense*

### a) *Areniscas y margas inferiores.*

Las calizas masivas quedan cubiertas por areniscas calíferas de 25 metros de espesor, que muestran operculinas por primera vez en su parte alta y después, además, nummulites y assilinas.

Las areniscas de operculinas se componen de operculinas más o menos acumuladas por hiladas y ordenadas en las superficies de los estratos, que en algunos horizontes se presentan también como escombros fósiles intensamente retrabajados. La masa de fondo psammítica se compone de fragmentos de fósiles y de granos pelítico-calécicos; el cuarzo no abunda. Como restos orgánicos, además de las operculinas, encontramos fragmentos de conchas de lamelibranquios (quizás ostreidos y foraminíferos chicos (entre otros *Truncorotalia*).

En los 5 m. más altos de las areniscas calíferas ( lám. II) se presentan, junto a las operculinas, también nummulites del grupo de *N. exilis* Douvillé, así como *Assilina* cf. *pyrenaica* De la Harpe, y *Discocyclina* sp. La pasta psammítica, en la que van engastados los macroforaminíferos, se compo-

ne de granos de calizas pelíticas y de granos angulosos de cuarzo; los microfóraminíferos son menos abundantes.

Hacia la parte alta las areniscas calíferas se vuelven más margosas y pasan a margas pizarreñas de macroforaminíferos de unos 5 m. de espesor. Mediante incremento de la participación psamítica se desarrollan de nuevo, a partir de estas margas, areniscas calizas y cuarcíferas, en las que se presentan nidos de enriquecimiento en contenido de assilinas.

Al norte del corte o perfil de facies II (fig. 2), en el dominio de la divisoria central del grupo del Monte Perdido, como, por ejemplo, en el Coli de los Sarrios (perfil de facies IV, fig. 3), en la Brecha Sur del Cilindro, o en el mismo Monte Perdido, faltan las margas de macroforaminíferos. Sin embargo, en estos dominios las margas son, en parte, ricas en microfóraminíferos bentónicos y planetónicos. En el Cuello de los Sarrios se intercala en las margas un banco de hasta 10 cm. de grosor, que se compone casi exclusivamente de tubos calizos de *Scrpula*.

*Contenido fósil de las margas:* También las margas de foraminíferos grandes de la zona meridional comportan una fauna diferenciable. En el perfil de facies II (muestra núm. 1.949), la fauna se compone casi exclusivamente de assilinas, mientras que no lejos de allí en la Torre de Fraucata (3) (muestra núm. 1.948), dominan los nummulites.

Los siguientes macroforaminíferos proceden de las margas (formas A y B).

<i>Nummulites exilis</i> Douville.	<i>Assilina pyrenaica</i> De la Harpe (4)
<i>Nummulites pernotus</i> Schaub.	<i>Discocyclina</i> sp.
<i>Nummulites subramondi</i> De la Harpe.	<i>Operculina</i> sp.

Se manifestó como muestra óptima para la determinación de los microfóraminíferos la procedente de las margas de la parte septentrional de la zona de la Brecha meridional del Cilindro (muestra núm. 1.950), ya que su fauna es la más rica en especies y la que los ofrece en mejor estado de conservación. La fauna bentónica se compone predominantemente de *Cibicides* cf. *alleni* (Plummer), y son frecuentes *Clavulinoides lakienensis* Haque y *Triloculina* sp., raras *Spiroplectammia plummerae* Cushman, *Nodosaria affinis* Reuss y *Robulus limbatus* (Bornemann).

(3) Como Torre de la Fraucata (fig. 1), designa el autor aquella torre destacada del macizo del Monte Aruebo, antepuesta al abismo y que limita por el E. el Circo de Cotatuero. La torre termina en la cota 2.460 metros del mapa de Schrader. Fue escalada por primera vez por el señor G. Bran y el autor de este trabajo el 22 de agosto de 1958, sobre su arista SO. La banda de margas se encuentra a 2/3 de altura del muro.

(4) El Prof. Dr. H. Schaub me hizo notar en carta de 22 de mayo de 1962, que es precisamente en el Monte Perdido donde se piensa radique la localidad tipo de *Assilina pyrenaica* De la Harpe, 1926.

Como especies planetónicas tenemos:

*Globigerina macquiespira* Subbotina.  
*Globigerina linaferta* Finlay.  
*Globorotalia (Truncorotalia) aequa* Cushman y Renz.  
*Globorotalia (Truncorotalia) aequa marginodentata* Subbotina.  
*Globorotalia (Truncorotalia) aequa cf. simulatilis* Subbotina.  
*Globorotalia (Truncorotalia) cf. relascocensis* (Cushman).  
*Globorotalia (Acarinina) pseudotopilensis* (Subbotina).  
*Globorotalia (Acarinina) pentacamerala* (Subbotina).

*Edad estratigráfica:* En el caso de los nummulites y de las assilinas se trata de especies que según Hottinger y Schaub (1960), se presentan en el Herdense más joven. Los foraminíferos planetónicos pertenecen a la zona faunística de la *Globorotalia rex* de Bolli (1959) o a la parte más profunda de la zona faunística G. de V. Hillebrandt (1962). Bolli (1957) sitúa esta zona ya en el Eoceno inferior, pero de acuerdo con su contenido en macroforaminíferos debe atribuirse al Paleoceno superior (= Herdense).

#### b) Areniscas superiores y calizas.

Las assilinas contenidas en las areniscas calizas y silíceas del perfil de facies II, quedan sustituidas, a unos 3 m. por encima del techo de las margas apizarradas, por alveolinas, que aparecen primeramente aisladas, después acumuladas en hiladas en la arenisca. Las hiladas con alveolinas tienen potencias que varían del milímetro al centímetro. En dirección a la parte alta disminuye gradualmente el contenido en cuarzo de las areniscas, y sólo raramente presentan delgadas hiladas de puras areniscas de cuarzo. En las areniscas calíferas se intercalan dos bancos con alveolinas, de 25 cm. de grosor, que se componen casi exclusivamente de alveolinas. A unos 30 m. sobre el techo de la banda margosa las areniscas contienen un horizonte con cantos sueltos de cuarzo (diám. hasta 5 cm.). Las areniscas pasan gradualmente a calizas grises oscuras. A 20 m. sobre el horizonte de cantos de cuarzo se presenta en las calizas un banco de gryphacas de un metro de espesor. A dos metros en el yacente de las calizas silíceas que descansan sobre las calizas, se presenta, en las calizas negruzcas, un horizonte pizarreño de unos 40 cm. con macroforaminíferos. La caliza silícea tiene 10 metros de espesor en el perfil II de facies. De 6 a 7 hiladas con nódulos silíceos se presentan en las calizas gris oscuras a negras, a distancias de 1 a 1,5 metros. Los nódulos silíceos se disponen en rosario. Cada uno de ellos alcanza un grosor de hasta unos 10 cm. y longitudes de hasta 40 cm.

En el N. y NO de la zona, por ejemplo en los perfiles I y IV de facies (figuras 2 y 3), suceden sobre las margas, en primer lugar, areniscas calíferas margosas con nummulites, y por encima calizas con participaciones cuarcíferas más o menos altas. Contienen, aislados, o enriquecidos en nidos, nummulites, y faltan las alveolinas. No presentan en esta zona ningún horizonte de cantos de cuarzo. Entre los perfiles faciales IV y II, al sur del Llano de los Millarins, las calizas comportan, tanto nummulites como alveolinas, y falta igualmente el horizonte de cantos rodados de cuarzo. Al sur y sureste del perfil II de facies, como, por ejemplo, ocurre al sur del refugio de Gaulis, o en el flanco meridional del valle de Ordesa, yacen en primer lugar sobre las margas todavía areniscas calíferas pizarreñas y delgadas con nummulites, luego areniscas cuarcíferas con bancos de alveolina de hasta 20 centímetros de espesor. El horizonte de cantos rodados de cuarzo está representado por varios bancos de cuarzos rodados.

De Este a Oeste tiene lugar una reducción de espesores (fig. 2) en los sedimentos que yacen sobre las margas apizarradas. Al sur de la Punta de Ezcusana las margas de nummulites están cubiertas por areniscas calíferas y calizas de alveolinas de reducidos espesores. Después de un espesor de 30 a 36 m. comienza la caliza silícea, que aquí todavía mide hasta unos cuatro metros de grosor. Al oeste de Punta de Ezcusana (perfil I de facies, figura 2) siguen, sobre el horizontes de margas, calizas de nummulites de unos 25 m. de espesor. La caliza silícea, cuyo espesor queda aún más reducido, contiene una sola hilada de nódulos silíceos.

Se prepararon láminas delgadas de muestras procedentes de diversos horizontes de las areniscas y calizas del Herdense. Su estudio denotó que las hiladas con alveolinas (lám. II) de la arenisca cuarcífera basal se componen de cuarzo psamítico: los granos de calcita y calcopelíticos sólo se presentan con categoría subordinada.

Una preparación delgada de una muestra manual procedente de uno de los bancos de alveolinas de 25 cm. de grosor (lám. III), muestra que los macroforaminíferos no están tan apretadamente acumulados por lo general en este banco como en las areniscas de cuarzo. Son raras las assilinas que acompañan a las alveolinas. Los macroforaminíferos se encuentran en una pasta de fondo de categoría psamítica, que se compone predominantemente de escombros de materia fósil, granos de calcopelitas y de calcita, así como de microforaminíferos (sobre todo de miliólidos). Los componentes cuarzo-psamíticos, dentro de un mismo banco de alveolinas, incrementan en proporción del muro al techo. En las areniscas mismas, la componente psamítica está integrada en su mitad por granos de cuarzo.

La investigación en lámina delgada de una muestra manual procedente del banco de grypheas dio como resultado que la pasta que une las diferentes grypheas se compone de calcopsammita, y ésta a su vez de escombros de fó-

siles, granos de calcopelita y calcita, así como de foraminíferos chicos. El cuarzo sólo aparece subordinadamente. Además de las conchas de grypheas participan también los macroforaminíferos (discocyclinas, assilinas, nummulites) en la construcción de las calizas.

En la preparación delgada de una caliza que contenía un nódulo silíceo se pudieron llevar a cabo las siguientes observaciones: La psammita caliza se compone de granos calco-pelíticos y de calcita, individuales, de delimitación confusa. El cemento es calco-pelítico o calcítico microcristalino. Son frecuentes los foraminíferos grandes y chicos ulteriormente recristalizados, así como pirita y limonita en fina repartición. El contorno del nódulo silíceo está bien y agudamente definido, constituido por una costra limonítica que pudiera ser de origen secundario. Cerca de la margen, con respecto a la psammita calcárea, se presentan amontonados en el nódulo silíceo grandes cristales de calcita, con una nítida asociación en macla laminar. La cornubianita misma se compone de anhídrido silíceo criptocristalino, que aparece teñido parcialmente en tonos oscuros por la limonita o pirita en fina división, pero que también se presenta con categoría de grano de tamaño psamítico. En la pasta cornubianítica de fondo, se han dispuesto algunos romboedros de dolomía idiomorfa. En las cornubianitas se presentan además foraminíferos completamente silicificados (principalmente discocyclinas), cuya primitiva estructura se reconoce con especial nitidez, sobre todo si se examina con luz polarizada. A veces aparecen especialmente enriquecidos en pirita y limonita los foraminíferos silicificados, así como los cristales de dolomía. No han podido ser observados restos de organismos susceptibles de suministrar el anhídrido silíceo, que pudiera proceder del utilizado para la construcción de sus partes duras.

La pasta psamítica de fondo de una arenisca-caliza masiva procedente del Cuello de los Sarrios (lám. IV), se compone de granos de calco-pelita poco redondeados, calcita y cuarzo, que aparecen ligados por un cemento de pelítico a microcristalino de carácter calcítico. En la pasta psamítica de fondo aparecen, aislados o acumulados, hiladas de foraminíferos grandes en ordenación irregular. Son especialmente ricos en restos de organismos las secciones transversales de los tubos de sérpulas, que aparecen rellenas de microforaminíferos, tanto de caparazón calizo como arenoso (sobre todo de miliólidos), y de fragmentos de conchas de moluscos.

*Edad estratigráfica:* Los horizontes de alveolinas de las areniscas cuarcíferas basales se componen casi exclusivamente de una *Alveolina* flosculinizada del grupo de la *globosa*, que asemeja mucho a la *Alveolina triestina* Höttinger. Los bancos de alveolinas en la parte alta contienen predominantemente *Alveolina tremplina* Höttinger. Son escasas en las hiladas de alveolinas las *Assilina* cf. *pyrenaica* De la Harpe y *Nummulites* cf. *exilis* Douvillé. En los bancos de grypheas se encuentran *Assilina* cf. *leymeriei* D'Archiac y Haime

y pequeños nummulites del grupo de los *N. globulus* Leymerici. Las discoecyclinas de este banco no son definibles específicamente. La caliza pizarreña en el yacente de la caliza silicea contiene, además de muchos fragmentos de fósiles, *Discoecyclina* cf. *travayensis* Neumann, *Operculina* sp. y microforaminíferos no susceptibles de determinación específica (sobre todo, *Globigerina* sp.). En las areniscas calíferas del Cuello de los Sarrios son frecuentes la *Assilina* cf. *leymerici* D'Arch y Haime y el *Nummulites* cf. *subramondi* De la Harpe.

La *Alveolina triestina* cubre, según Höttinger (1960), desde el Herdense medio al superior, y la *Alveolina tremfina*, según el mismo autor, se restringe a la parte inferior del Herdense superior. Las assilinas y nummulites arriba mencionados son típicos del Herdense más alto, según Höttinger y Schaub (1960). Por consiguiente, las areniscas y calizas podrían cubrir una extensión estratigráfica abarcante desde el Herdense medio al superior.

### c) Calizas y margas apizarradas.

Las calizas silíceas pasan al techo a calizas negruzcas, apizarradas y después gradualmente a calizas apizarradas grises más o menos margosas (5).

De las calizas apizarradas se pasa de nuevo a margas apizarradas que quedan recubiertas por los sedimentos del flysch, que aparece casi siempre intensamente plegado. En el caso de disposición tendida, el apizarramiento buza unos 20-30° hacia el Norte. Como consecuencia de su reducida solidez las calizas pizarreñas constituyen sobre todo pendientes suaves («fajas»), que están recubiertas frecuentemente por el escombros de las rocas del flysch situado por encima, y que por consiguiente ofrecen afloramientos en general de peor calidad que el resto del Terciario bajo de la región.

También para las margas y calizas pizarreñas se observa una disminución del espesor de sus estratos de Este a Oeste (fig. 2). Mientras que en el perfil de facies III este complejo de estratos mide casi 300 m. de grosor, al Sur de Punta Ezeusana sólo tiene una potencia de 10 m. y al Oeste de ella (perfil de facies I) sólo hay unos dos metros de caliza de discoecyclina yacente sobre la caliza silicea, y sobre aquélla transgrede el flysch.

Al Sur de Punta Ezeusana, las calizas basales pizarreñas, yacentes sobre las calizas silíceas ( lám. IV), son ricas en discoecyclinas. Una preparación delgada de esta roca muestra que se trata de una psammita caliza, que en puntos aislados aparece silicificada. Estos puntos silicificados aparecen dispuestos como nidos o tubos. Es frecuente que comience la silicificación con los macroforaminíferos. La calco-psammita se compone de granos de calcope-

(5) Mitsch (1934) atribuyó ya al flysch las calizas y margas apizarradas.

lita y calcita. Los restos de conchas de organismos constituyen una componente esencial de las calizas. Los contornos de los granos individuales aparecen con frecuencia confusos, en tránsito al cemento, consistente en calcita microcristalina. Los restos de organismos están ya recristalizados parcialmente, de modo que las estructuras preexistentes se han perdido en parte. En la pasta psammítica de fondo yacen componentes órgano-pséfiticos, aislados, más o menos ordenados en la superficie de estratificación (quizás discoecyclinas). Junto a los macroforaminíferos abundan, como más frecuentes, los microforaminíferos de caparazón calizo y arenoso (quizás globigerinas), y más raramente fragmentos de briozoos y equinodermos.

La preparación delgada de una caliza pizarreña margosa se mostró como una calco-pélita-psammita intensamente apizarrada, con algunos elementos psammíticos más gruesos, que en su mayor parte se componen de globigerinas más o menos recristalizadas. Las globigerinas aparecen intensamente deformadas como consecuencia del apizarramiento. Abundan la pirita y limonita de grado fino. No son raros los granos de cuarzo psammíticos.

*Edad estratigráfica:* Las calizas abigarradas que yacen sobre las calizas silíceas ( lám. IV) al sur de Punta Ezeusana contienen *Discoecyclina fortisi* (D'Archiac), que según Neumann (1958, pág. 97), está ampliamente representada en las «capas de *Xanthopsis*» en Aquitania. Según Neumann estas capas pertenecen al Luteciense inferior. Una muestra de comparación procedente de Horsarrieu (cantera de margas de Sourbet), de las «capas de *Xanthopsis*», comporta, sin embargo, una rica fauna de foraminíferos planctónicos, que equipara bien con la de la «zona de *ret.*» de Bolli (1957) o con la parte más alta de la zona G. de v. Hillebrandt (1962). Ambas zonas deben ser atribuidas al Herdense (= Paleoceno superior).

En una muestra procedente de las margas pizarreñas al norte del Llano de los Millarins quedan con frecuencia en los lodos de lavado, globigerinas, que, sin embargo, como consecuencia del intenso apizarramiento, están muy mal conservadas y ya no son determinables.

Las calizas y margas apizarradas parece que tengan que ser atribuidas todavía, en su totalidad, al Herdense superior.

### V. Cuisense: Areniscas y margas en «facies flysch».

Las margas y calizas apizarradas del Herdense superior quedan cubiertas, en la zona del Monte Perdido, por areniscas en bancos gruesos y delgados, con intercalaciones más o menos potentes de arcillas y margas con facies de flysch. Este flysch, que en general aparece intensamente plegado, constituye las cimas antepuestas por el Sur (Punta de Tobacor, Monte Arruebo, Punta de Salaróns, Punta Ezeusana, etc.) a la Cadena Central (Monte Perdido, Cí Lindro, Marboré).

En el perfil V de facies (al Oeste de Punta de Tobacor, fig. 3) comienza el flysch, sobre las margas intensamente apizarradas, con un banco que contiene macroforaminíferos y con un espesor de unos 50 cm. El techo consiste en una alternancia de areniscas (de 10 a 100 cm.) y margas (hasta 50 centímetros). Algunos de los bancos de areniscas se componen casi exclusivamente de foraminíferos grandes. Tras un espesor de unos 15 m. siguen areniscas de grano grueso y fino, bien banqueadas, con intercalaciones de delgadas hiladas margosas y, en parte, también arenosas. Los bancos de macroforaminíferos son cada vez más raros hacia el techo. A unos 65 m. por encima de las margas apizarradas aparecen intercalados en las areniscas varios bancos de lumaquela, que en parte contienen cantos rodados de cuarzo de hasta dos centímetros de diámetro. Las areniscas al techo aparecen intensamente replegadas, de modo que no es posible dar datos acerca de su espesor.

Hacia el yacente, las areniscas que son en parte delgadamente laminares, contienen abundantes huellas de reptación. En el lado sur de la Punta de Tobacor, y en un pliegue, está puesto de manifiesto el elemento stratigráfico más alto de los sedimentos del flysch de la zona del Monte Perdido. Se trata de margas arcillosas intensamente apizarradas. En su base yacen areniscas bastas, que contienen macroforaminíferos en la Punta de Tobacor.

En el dominio del perfil de facies III (fig. 2), al norte de la Punta de Cinglo Negro, a continuación y sobre el techo de la serie de margas y calizas apizarradas que mide allí 300 m. de espesor y que está constituido por pizarras arcillosas grises en capitas delgadas, descansan primero areniscas de grano basto, que luego se hace gradualmente más fino. Las areniscas están bien banqueadas, con lechos de 10 a 40 cm. de grosor. Están separadas unas de otras por hiladas intercalares de arcillas pizarreñas. No se han encontrado, en el perfil de facies III, bancos con foraminíferos gruesos.

En el flanco meridional de la punta de Salaróns abundan, en las areniscas basales que miden unos 50 m. de potencia, las intercalaciones de hiladas delgadas de margas arcillosas, y los bancos de macroforaminíferos no son tan escasos como en las areniscas más laminares que siguen por encima y que miden igualmente unos 50 m. de grosor. Quedan recubiertas por una serie de arcillas pizarreñas con bancos de macroforaminíferos de unos 5 m. de potencia. Sobre este tramo yacen, por lo menos, 10 m. de margas arcillosas intensamente apizarradas que, como ocurre en la Punta de Tobacor, constituyen el elemento más alto conservado en el flysch.

También aparece el flysch intensamente replegado en la punta de Salaróns, y la serie que se acaba de describir aparece repetida diversas veces. Los bancos de macroforaminíferos del techo, y las margas arcillosas apizarradas, constituyen los núcleos de los sinclinales, intensamente trastornados.

Al Sur de la punta de Ezeusana siguen, sobre las margas apizarradas que

miden allí solamente 10 m. de potencia, areniscas con hiladas intercaladas de arcillas abigarradas. En la parte basal de la serie de estratos abundan los macroforaminíferos. A igualdad de lo que ocurre en la Punta de Tobacor y en la de Salaróns, también en la punta de Ezeusana está constituido el elemento más alto conservado de flysch por bancos de foraminíferos grandes y arcillas apizarradas. A un banco de foraminíferos grandes de unos 30 centímetros, que contiene sobre todo assilinas y nummulites, sucede un banco de arenisca de 1,5 m. con delgadas intercalaciones de margas arcillosas. El techo está constituido por bancos de macroforaminíferos, de diversas potencias, en parte conglomeráticos, que se componen, en lo principal, de alveolinas, y los cuales aparecen a su vez recubiertos de margas arcillosas pizarreñas. También allí está el flysch intensamente replegado y los bancos de grandes foraminíferos constituyen, conjuntamente con las margas arcillosas apizarradas, los núcleos de los sinclinales.

Sobre las delgadas calizas de discoeyclinas del perfil de facies I (fig. 2) sigue, tras marcada determinación, una hilada conglomerática de 2 a 3 centímetros con macroforaminíferos. La arenisca califera que descansa encima, de unos dos metros, en bancos delgados de composición laminar, queda recubierta por margas arcillosas apizarradas, más o menos arenosas, de un metro de espesor. El techo se compone de una alternancia de areniscas y margas arcillosas pizarreñas, en que gradualmente acaban dominando las areniscas. A unos 13 m. sobre las calizas de discoeyclinas se interlacan, entre las areniscas, varios bancos de macroforaminíferos con hiladas intercaladas de arcillas pizarreñas. Por encima descansan de nuevo areniscas con abundantes huellas.

#### *Estudio de placas delgadas*

Se han preparado láminas delgadas de diversas muestras manuales procedentes del flysch, especialmente de los bancos de macroforaminíferos.

El banco de foraminíferos grandes que, en el perfil de facies V, yace inmediatamente sobre las margas intensamente apizarradas, se compone, en su mayor parte, de assilinas: los nummulites (fig. 3) son menos frecuentes y las discoeyclinas escasas. Subordinadamente tenemos alveolinas, fragmentos de conchas de moluscos y restos de equinodermos. Los macroforaminíferos aparecen parcialmente rellenos de pirita. Pirita y limonita se encuentran también finamente repartidas por el cemento de pasta calcopelítica, o arcillo-pelítica, o bien en nidos. El cemento basal está confusamente apizarrado y yacen en él granos de calcita y cuarzo psammiticos aislados. Los macroforaminíferos están en parte intensamente retrabajados y co-disueltos. Es frecuente que linden unos con otros mediante texturas de tipo stilolítico, estando muy intensamente co-disueltos en la superficie limitante. Entre

los foraminíferos grandes yace casi siempre una delgada capita de cemento basal. Los stilotitos en los foraminíferos grandes, y el apizarramiento del cemento, podrían haber tenido como origen su sujeción a esfuerzos tectónicos. En el caso de estrechamiento del espacio pueden llegar a formarse stilotitos, al mismo tiempo que se apizarra el cemento basal.

A unos siete metros el techo del primer banco de foraminíferos en el perfil V de facies sigue otro, de unos 19-15 centímetros de espesor, con una composición faunística muy parecida. Adicionalmente se presentan además secciones transversales de tubos de sérpula, así como de cantos de calizas psammiticas y pelíticas con miliólidos. También los fósiles de este banco están con frecuencia trabajados. En cambio, hay menos foraminíferos gruesos que limiten unos con otros mediante stilotitos. El cemento basal es pelítico, microcristalino, calcítico o también psammitico con mucho cuarzo y escombros de fósiles. Es frecuente que yazgan en el cemento granos de pirita o de limonita. En cambio, es raro que se encuentre pirita en los fósiles.

Un banco de foraminíferos grandes (dím. V) 12 m., al techo de las margas pizarroñas, contiene predominantemente nummulites; las assilinas no son tan frecuentes, y las discoeyclinas y alveolinas son raras. Los foraminíferos grandes se presentan, en parte, sólo en fragmentos y aparecen unidos mediante suturas de presión. En el caso de foraminíferos gruesos en contacto, indentan unos con otros a lo largo de las superficies de contacto. También el cemento basal yacente entre los foraminíferos gruesos está atravesado por las superficies limitantes ocasionadas por la generación de los stilotitos, y aparece enriquecido en limonita y pirita. El cemento de base es calcopelítico pizarroño, con granos de cuarzo aislados, o calcíticos y microcristalinos. La pirita y la limonita se presentan finamente repartidos, o en nidos en el cemento calcopelítico. Son raros los cantos rodados de psammita calcítica con granos de cuarzo aislados y foraminíferos chicos.

Treinta metros al techo de las calizas apizarradas hay un banco de arenisca con una intercalación de 2,5 cm. de macroforaminíferos, que contiene una fauna parecida al del banco antes descrito. Las assilinas y los nummulites se presentan con igual frecuencia, y no son raras las discoeyclinas. Hay pirita y limonita, bien en nidos, o como granos psammiticos en el cemento basal. También hay psammita caliza y cantos de pelita calcítica con foraminíferos chicos. Los macroforaminíferos grandes aparecen, en parte, rotos, los caparzones disueltos con stilotitos son raros. El cemento consiste en pelita calcítica, psammita y caliza microcristalina, con una participación mayor o menor de granos de cuarzo. El tamaño del grano de los componentes psammiticos del cemento es cada vez más reducido al avanzar de muro a techo dentro de cada banco de foraminíferos gruesos. El límite con respecto a la arenisca del cubriente es neto. En las areniscas disminuye igualmente el tamaño del grano de los componentes psammiticos de muro a techo. La psam-

mita se compone, en proporciones más o menos equivalentes, de granos de cuarzo, calcita, y pelita calcítica. El cemento o pasta de fondo es calcítico microcristalino a calcopelítico, y aparece enturbiado por limonita o pirita, que también se presentan como granos psammiticos. Se ocasiona una estratificación fina mediante hiladas de oscuros tonos de limonita y pirita.

Una arenisca de grano basto, procedente del dominio de las lumaque-llas del perfil V de facies, se compone de granos psammiticos de cuarzo y de caliza de cantos redondeados. El cemento de base está constituido por calcita microcristalina. En la pasta de fondo psammitica se encuentran aisladamente, ordenados con arreglo a la estratificación, foraminíferos de gran tamaño y fragmentos de lamelibranquios.

Se preparó una lámina delgada sacada de una muestra manual, procedente del dominio limitrofe entre la caliza de discoeyclinas y la arenisca del flysch, en el perfil de facies I. La caliza de discoeyclinas, de calcopelita a calcopsammita, contiene muchísimo escombros de organismos, que con frecuencia son discoeyclinas y foraminíferos chicos (sobre todo globigerinas), son, en cambio, raros los granos de cuarzo.

El límite con respecto a la arenisca del flysch cubriente es muy agudo. Las discoeyclinas que llegan hasta la superficie limitrofe con la arenisca, están erosionadas al ras de la superficie. Sobre esta superficie erosionada transgrede la arenisca de grano basto, que se compone principalmente de fósiles más o menos intensamente trabajados y algunos cantos rodados psefíticos. Los más frecuentes son los macroforaminíferos (nummulites, assilinas, discoeyclinas y alveolinas) y microforaminíferos (sobre todo, miliólidos y *Rotalia trochidiformis* Lamarek, raramente *Cuvillierina* sp.). Más raramente dasycladáceas, secciones transversales de tubos de sérpula, y restos de equinodermos. Escombros de fósiles, cuarzo anguloso (0,1 a 0,6 mm. de diám.), granos de calcita y de pelita calcítica yacen entre los fósiles de mayor tamaño. El cemento basal es pelita calcítica o calcítico microcristalino. A dos centímetros sobre la superficie de transgresión se intercalan, en los lechos de la psammita, además de los macroforaminíferos, cantos rodados psefíticos (de hasta 1 cm. de diám.) de cuarzo, psammita calcítica y pelita calcítica (caliza de discoeyclinas).

Un banco de macroforaminíferos del perfil de facies I, a unos 13 m. al techo de la caliza de discoeyclina, se compone principalmente de alveolinas, que en parte están intensamente rodadas. Abundan los escombros de fósiles, nummulites y foraminíferos chicos (sobre todo miliólidos y *Rotalia*). Además se encuentran dasycladáceas, secciones transversales de sérpula y cantos de caliza psefíticos (de hasta 1,5 cm. de diám.). Son escasos los briozoarios. Interstratificados en el cemento basal, que se compone sobre todo de calcita microcristalina, más raramente de psammita con mucho cuarzo, se encuentran granos psammiticos de escombros de fósiles, calcita y cuarzo.

Los bancos de foraminíferos gruesos de la parte cubriente del flysch se diferencian, sobre todo de los del flysch basal, por su composición faunística.

El banco de foraminíferos gruesos de 30 cm. del flysch alto de la Punta de Ezcusana se compone en su mayor parte de nummulites y assilinas. Son frecuentes las dasycladáceas, discoocyclinas, foraminíferos chicos (sobre todo, miliólidos, *Rotalia trochidiformis* Lamarek, y raros *Cuvillierina* y los de caparazón arenáceo). Menos frecuentes las alveolinas y los briozoos, y son raras las secciones transversales de tubos de sérpula, fragmentos de conchas de moluscos y restos de equinodermos. Los foraminíferos grandes están intensamente trabajados. El cemento de unión entre los mayores restos fósiles es psamítico, pelito-calcítico o microcristalino calcítico. Los granos de cuarzo son frecuentes solamente en el cemento psamítico. Aisladamente se presentan cantos bien redondeados (hasta 2,5 mm. de diám.) de pelitas y psammitas calcíticas. Las assilinas y los nummulites aparecen con frecuencia parcialmente reformados en calcedonia, rara vez totalmente. Con frecuencia se limita esta silificación a la parte más interna del esqueleto. Cuando la silificación es incipiente yacen en el interior de los foraminíferos grandes nódulos globulares aislados de calcedonia, que al incrementar la reformación, se unen en gruesos agregados. En la calcedonia se encuentran frecuentemente neoformaciones de romboedros de calcita o de dolomía, idiomorfos. Pirita y limonita se encuentran sobre todo en las suturas de presión que cruzan los bancos foraminíferos gruesos. Puesto que los fósiles no están tan apretadamente empacados, en los bancos de foraminíferos gruesos del flysch basal son menos frecuentes las soldaduras de fósiles mediante estilolitos.

Los bancos de formación gruesos que siguen en el cubriente ( lám. V) se componen predominantemente de alveolinas. Junto a ellas se presentan con frecuencia assilinas, nummulites, discoocyclinas y microforaminíferos (sobre todo, miliólidos y *Rotalia trochidiformis*, más raramente *Cuvillierina* y los de caparazón arenáceo), brizoarios y dasycladáceas. Más raras son las secciones transversales de tubos de sérpula, fragmentos de conchas de moluscos y restos de equinodermos. Las alveolinas aparecen con frecuencia intensamente rodadas. El cemento de base, muy abundante, es predominantemente pelito-calcítico, en parte, por cristalización recolectiva, microcristalino calcítico. A nidos se presenta calcita finamente espática. Los granos de cuarzo de categoría psamítica se encuentran sólo subordinadamente. Los bancos de foraminíferos gruesos aparecen raramente cruzados de suturas. La pirita y la limonita se presenta en nidos o a lo largo de las superficies de suturas. Los nummulites y assilinas aparecen parcialmente silicatados en su interior, pero, sin embargo, con menos frecuencia que en el banco anteriormente descrito.

Las muestras de las margas más o menos arenosas o arcillosas, en parte apizarradas, del flysch, están en conjunto desprovistas de microfósiles.

*Edad estratigráfica:* Lo más importante para la clasificación estratigráfica de los sedimentos del flysch son, sobre todo, los macroforaminíferos. Por lo que a su edad se refiere, se diferencian muy bien las asociaciones de foraminíferos grandes del flysch basal de las de la parte del cubriente.

En el flysch basal encontramos:

*Assilina placentula* Deshayes.  
*Nummulites aquitanicus* Benoist.  
*Nummulites burdigaliensis* De la Harpe.  
*Nummulites* del grupo del *N. distans* Deshayes.  
*Nummulites praecursor ornatus* Schaub.  
*Nummulites zanderschmitti* Schaub.  
*Alveolina ructimyeri* Schaub.  
*Discoocyclina archiaci* (Schlumberger).

En el flysch del cubriente tenemos:

*Assilina laxispira* (De la Harpe).  
*Assilina placentula* Deshayes.  
*Nummulites partschi* De la Harpe.  
*Alveolina distefanoi* Checchia-Rispoli.  
*Alveolina ructimyeri* Höttinger.  
*Alveolina (Glomakcolina) cf. minutula* Reichel.  
*Discoocyclina archiaci* (Schlumberger).  
*Discoocyclina cf. douvillei* (Schlumberger).

Las assilinas y los nummulites aparecen sólo en el Cuisense (= Eoceno inferior). Según Schaub (1955) y Höttinger y Schaub (1960) la *Assilina placentula* es típica del Cuisense inferior, mientras que la *Assilina laxispira* se presenta sobre todo en el Cuisense medio. *Alveolina distefanoi* y *A. ructimyeri* se presentan, según Höttinger (1960), en el Cuisense inferior y medio.

Por consiguiente, el flysch de la región del Monte Perdido alcanza desde el Eoceno inferior más bajo hasta el medio.

#### D. CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

Los elementos de juicio para el establecimiento de la paleogeografía vienen suministrados sobre todo por las constituciones faciales de los sedimentos, alteraciones verticales y horizontales de las facies, modificaciones en los espesores e hiatos en las series estratigráficas.

El Terciario bajo se inicia con un cambio facial en el tránsito Cretáceo-Terciario. Mientras que el Maestrichtense está constituido en facies predominantemente arenosas, el Danés se compone de dolomías calizas banqueteadas. Por consiguiente, ha tenido lugar una interrupción del aporte de material terrígeno. Las dolomías podrían, en su mayor parte, ser el resultado de una sedimentación primaria. Según Ruchin (1958, pág. 128), cuando en bahías, albuferas y lagunas se acumulan aguas de gran contenido salino, se llega a la constitución de tales dolomías. Tiene interés paleogeográfico el hecho. El Danés, en los Pirineos Medios meridionales, sólo tiene constitución marina en su porción NO., a la que pertenece también la zona del Monte Perdido, mientras que por otros lados, durante esta época, tenía lugar predominantemente la deposición de los sedimentos límnicos del Garumense. Depósitos marinos del Danés se presentan solamente en los Pirineos occidentales, así como en sus antepaíses meridional y septentrional, tal como lo señala también Mangin (1959, pág. 24). La única conexión marina existente en esta época, en oposición a lo que ocurría durante el Paleoceno superior y el Eoceno, era con el Golfo de Vizcaya, o Mar Cantábrico, y no con el actual Mediterráneo.

Durante el Danés superior y el Montense inferior tiene lugar un cambio de facies mediante la aportación rítmica de arenas cuarcíferas y calizas. Durante el Montense disminuye de nuevo la aportación de arenas cuarzosas. Entre las areniscas calíferas del Montense y del Ilerdense yace una caliza masiva, que debe su origen a organismos constructores de arrecifes.

Durante el Ilerdense medio se intercala una banda margosa en las areniscas cuarzosas y calizas de la zona del Monte Perdido. Durante breve tiempo tuvo lugar deposición de componentes predominantemente arcillo-pelíticos, que resultó de la reducción del aporte de material arenoso. En la zona meridional de la región las margas contienen foraminíferos grandes, en la septentrional sólo microforaminíferos (de tipos bentónicos y plactónicos).

Las areniscas cuarzosas al techo de la banda margosa fueron consecuencia del renovadamente intenso anegamiento por materiales terrígenos, que de nuevo amortigua después. Dentro de la región considerada el contenido arenoso decrece del Sureste al Noroeste. El desarrollo conglomerático se encuentra, sobre todo, al sur y sureste de la zona. Por el S. dominan los bancos de alveolinas, que al N. quedan sustituidos por calizas de nummulites. Por consiguiente, ya desde el comienzo de la deposición de la banda margosa hay indicios de que el dominio litoral en esta época yacía al Sur y Sureste y de que también el aporte sedimentario procedía de esta zona. Además, de Oeste a Este se puede observar un incremento de las capas existentes entre la banda de margas y las calizas apizarradas. (Perfiles de facies I a III, pág. 2).

Durante la época de deposición de las calizas y margas apizarradas del

Ilerdense superior se llegó a una ampliación y profundización del ámbito sedimentario. Cual sea la medida en que las causas primarias intervinieron en estas diferencias de espesores es difícil de fijar, ya que es seguro que una parte de estas capas fue ya arrastrada antes de la sedimentación del flysch. Esta acción de arrastre erosivo debió ser máxima al Oeste, ya que allí faltan por completo las calizas y margas apizarradas.

Con el comienzo de la sedimentación del flysch tiene lugar de nuevo una considerable variación de facies. El flysch puede dividirse, en toda la región, en tres tramos. Las hiladas de macroforaminíferos, con sus fósiles en su mayor parte desgastados por rodamiento, son indicio de nuevo anegamiento, en parte más intenso, procedente del dominio litoral. Las frecuentes huellas de reptación en la base de las areniscas apuntan a cortas interrupciones de la sedimentación, tras la deposición de las capas pelíticas. Simultáneamente con respecto al cambio de facies parece haber tenido lugar también un cambio en la dirección del aporte sedimentario, ya que la zona de hundimiento se traspuso durante esta época en dirección al S., hacia el flysch de Puértolas.

Tiene importancia paleogeográfica la cuestión de si en el Terciario bajo de la zona del Monte Perdido existen hiatos que interrumpen la continuidad estratigráfica. Desde el punto de vista faunístico no se aprecian o justifican grandes discontinuidades en la estratificación, pero existe, sin embargo, la posibilidad de que en el transcurso de los frecuentes cambios de facies se llegase a breves interrupciones en la sedimentación. Una discontinuidad estratigráfica de la categoría de la que señalan Höttinger y Schaub (1960, página 490), entre el Ilerdense inferior y medio en la Conca de Tresp, y en los cortes situados más al Este, no parece que exista aquí. Al Oeste de la región se puede apreciar un arrastre de sedimentación ante la transgresión del flysch, pero tal discontinuidad no tiene expresión faunística.

#### E. OBSERVACIONES MORFOLÓGICAS

La diversa capacidad de resistencia de las rocas con respecto a la meteorización tiene su mejor expresión cuando, como en este caso, se trata de capas en disposición tendida. Las dolomías calcíticas del Danés constituyen una banda sorprendentemente amplia de fragmentos y acarreos, que es muy claramente apreciable y visible en el paisaje, incluso observado de lejos. Separ los verticales muros de las rocas pertenecientes al Cretáceo Superior de las areniscas y calizas del Montense y del Ilerdense, lo que se aprecia con singular belleza en la cara norte del Valle de Ordesa.

Las dolomías del Danés, quebrantadas poligonalmente a lo largo de las abundantes diaclasas, meteorizan con facilidad a escombros de angulosos can-

tos. Las areniscas y calizas del Montense comprendidas entre aquéllas, y las calizas y margas apizarradas, tienden a la formación de muros y se distinguen por su solidez relativamente mayor. Las calizas y areniscas calíferas están intensamente carstificadas en su mayor parte, en los dominios de planicie. Es frecuente la aparición de manantiales en su base. El dominio de la divisoria axil se llega frecuentemente a formación de cuevas y cavernas. La cerrada formación en muro de las calizas y areniscas aparece interrumpida por la estrecha banda del horizonte margoso, fácilmente meteorizable, del Ilerdense medio. En la zona de la divisoria axil el horizonte margoso, cuando tiene una disposición empinada, da lugar con frecuencia a hendiduras (por ejemplo, la Brecha Sur del Cilindro). Las margas y calizas apizarradas del Ilerdense superior meteorizan igualmente con gran facilidad y constituyen pendientes (bajas), tendidas, ricas en escombros y mal expuestas. También en el flysch suprayacente se llega ocasionalmente a la formación de pequeños muros escalonados, especialmente cuando sus sedimentos constituyen zonas de picos o cimas, de manera que no pueda llegarse a intensa constitución de escombros.

#### F. TECTÓNICA

Según Misch (1934), toda la tectónica conjunta del grupo del Monte Perdido viene definida por el manto paleozoico de Gavarnie, anejo por el Norte. En el dominio de la divisoria axil pudo determinar Misch una intensa tectónica de plegamiento e imbricación, vergente al Sur. La intensidad del plegamiento disminuye hacia el yacente en forma considerable, y se extingue muy rápidamente hacia el Sur en la zona del dominio del flysch de Puértolas. El plegamiento se manifestó más intensamente en los niveles más altos.

Además de las investigaciones faciales y estratigráficas se pudieron obtener también algunas observaciones interesantes desde el punto de vista tectónico.

En la zona de cimas de flysch, antepuestas a la región central (Sierra de la Custodia, Monte Arruebo, Punta de Tabacor, Punta de Salarons, Punta Ezeusana) las calizas y areniscas del Cretáceo Superior y del Paleoceno descansan en posición tendida. Las capas basales del flysch, tampoco están, en su mayor parte, incluidas todavía en los plegamientos. Pero abundan, sin embargo, las hiladas arcillosas finas, intensamente apizarradas; comprendidas entre las areniscas cuarcíferas; están veteadas de calcita y afectan un rayado que se dirige aproximadamente de N. a S. Parece que hayan tenido lugar deslizamientos de lecho sobre lecho. Los apretados pliegues, entre desplomados y acostados, de la parte cubriente, muestran, puesto que sus ejes ofrecen un transeurso de ejes aproximadamente Este-Oeste,

vergente al Sur. Las superficies plegadas, por lo general, se disponen tendidas hacia el Norte. Entre los diversos bancos es frecuente observar un replegamiento. Las margas existentes entre el flysch y las calizas están intensamente apizarradas, y las superficies de estiramiento, en caso de disposición tendida de las capas del yacente, se inclinan unos 20-30° hacia el Norte. Entre los bancos es frecuente que exista replegamiento. Las margas apizarradas parecen constituir un intermedio o tránsito a las más resistentes y masivas rocas de las calizas y areniscas infrayacentes del Paleoceno y del Cretáceo Superior, que sólo muestran una reducida reacción tectónica. Esta reacción se manifiesta en fallitas con pequeño salto y, para las areniscas cuarcosas del Cretáceo Superior, en un adiacasamiento muy regular.

#### BIBLIOGRAFÍA

- ALASTRUGÉ, E., ALMELA, A. & RÍOS, J. M. (1957): *Explicación al Mapa geológico de la Provincia de Huesca*. Inst. Geol. Min. España.
- BOLLI, H. (1957): *The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad*, B. W. I. Studies in Foraminifera. U. S. nat. Mus. Bull., 215, 61-81.
- CAREZ, L. (1881): *Etude des Terrains crétacés et tertiaires du nord de l'Espagne*. «Thèse Fac. Sci. Paris» [sér. A] 13.
- DALLOSI, M. (1910): *Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*. «Ann. Fac. Sci. Marseille», 19.
- (1930): *Etude géologique des Pyrénées Catalanes*. «Ann. Fac. Sci. Marseille», 26, 3.
- HILLEBRANDT, A. V. (1962): *Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg. (Nördliche Kalkalpen)*. «Z. dtsch. geol. Ges.», 113, 339-358.
- HOTTINGER, L. (1960): *Über paleocäne und eocäne Alveolinen*. «Eclogae geol. Helv.», 53, 1, 265-284.
- & SCHUB, H. (1960): *Zur Stufeneinteilung des Paläocänes und des Eocänes. Einführung des Ilerdian und des Biarritzien*. «Eclogae geol. Helv.», 53, 1, 453-479.
- MANGIN, J.-P. (1959): *Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen*. «Bull. Soc. géol. France», (7), 1 (1), 16-28.
- MARGERIE, E. (1887): *Notes géologiques sur la Région du Mont-Perdu*. «Ann. Ch. Alpin Français», 13 (1881, 1-9).
- MISCH, P. (1934): *Der Bau der mittleren Südpyräen*. «Abh. Ges. Göttingen, math.-phys. Kl.», 3, F., 12, 1-168.
- NEUMANN, M. (1958): *Révision des Orbitoides du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale*. «Mém. Soc. géol. France» [NS], 37.
- RECHEN, L. B. (1958): *Grundzüge der Lithologie. Lehre von Sedimentgesteinen*. Berlin.
- SCHUB, H. (1955): *Zur Nomenklatur und Stratigraphie des europäischen Assilinen (vorläufige Mitteilung)*. «Eclogae geol. Helv.», 18, 409-413.
- SILZER, G. (1934): *Geologie der südpyräenischen Sierrn in Oberaragonien*. N. Jb. Min. Geol. Paläont. Abh. 71 (B), 370-406.

Recibido, 10 IX 1963.

## LÁMINA I

- a) Calcopelita dolomítica procedente de una hilada retrabajada con cantos sueltos de bordes angulosos a redondeados. En los cantos pelíticos se presentan fragmentos de fósiles y escasas globigerinas de desmedrado crecimiento. (X 46).

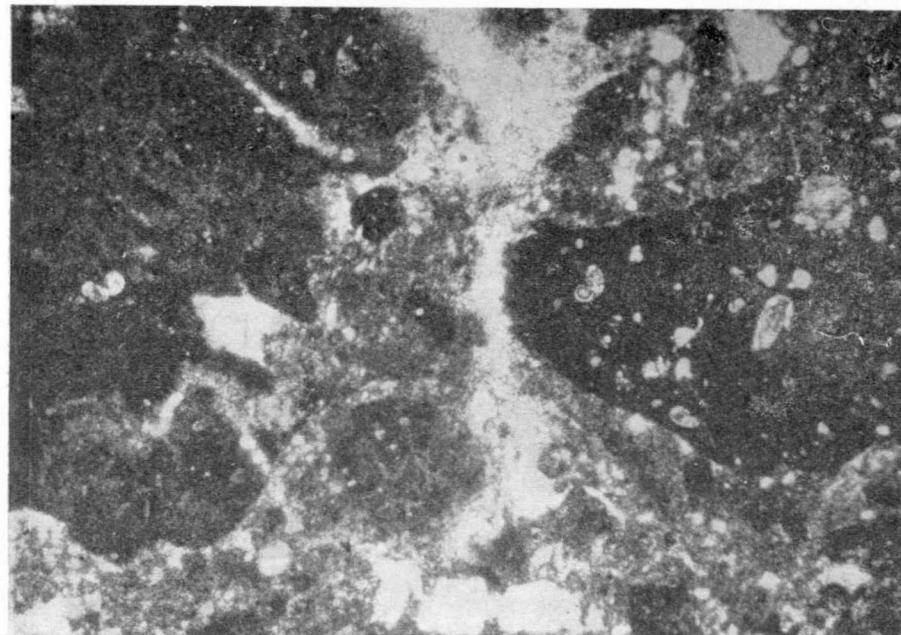
*Danés.*

Al este de Punta de Salarons, perfil II de facies, a unos 10 metros por encima de la arenisca maestrichtense. Preparación núm. 868 a 62, el cubriente a la derecha.

- b) Calco psammita organógena con *Discocyclina seunesi* Douvillé. Lithothamnios y foraminíferos chicos (*Rotalia* sp. y *Globigerina* sp. bajo la *Discocyclina* de la izda.) (X 10).

*Montense.*

Al este de Punta Salarons, perfil II de facies, a unos cuarenta metros al techo de la dolomía del Danés.  
Preparación núm. G 63 a 62, el cubriente a la derecha.



Techo →

Techo →



## LÁMINA II

- a) Caliza de escombros arrecifal con corales, lithothamnios y dasacicládaceas (por encima de *Lithothamnium* y en la margen izquierda de la figura). Los corales aparecen ya intensamente recristalizados.

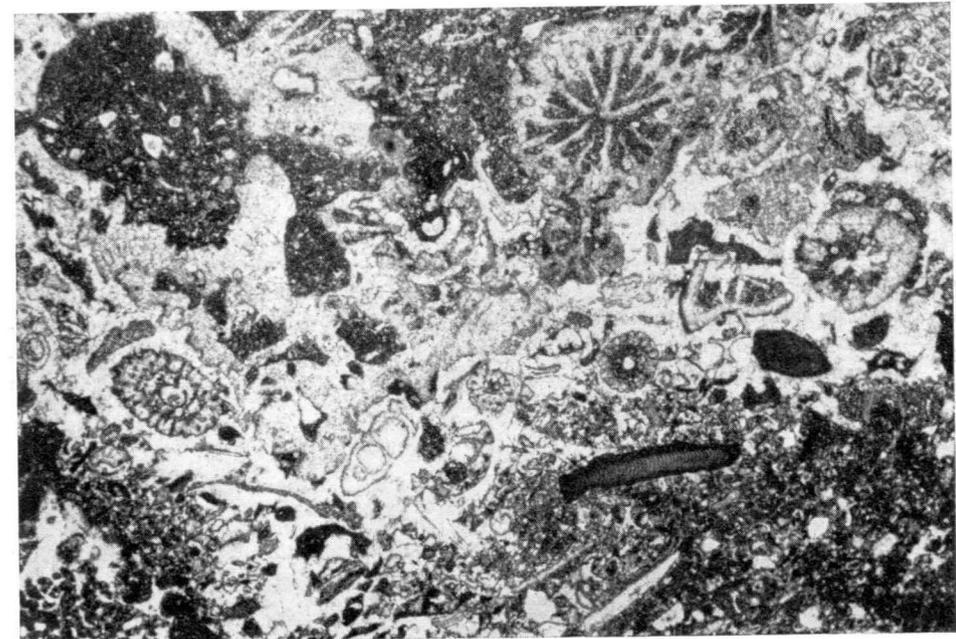
*¿Montense? ¿Landenense?*

Al este de Punta Salaróns. Perfil II de facies.  
Preparación núm. G. 64 a 62. el cubriente arriba.

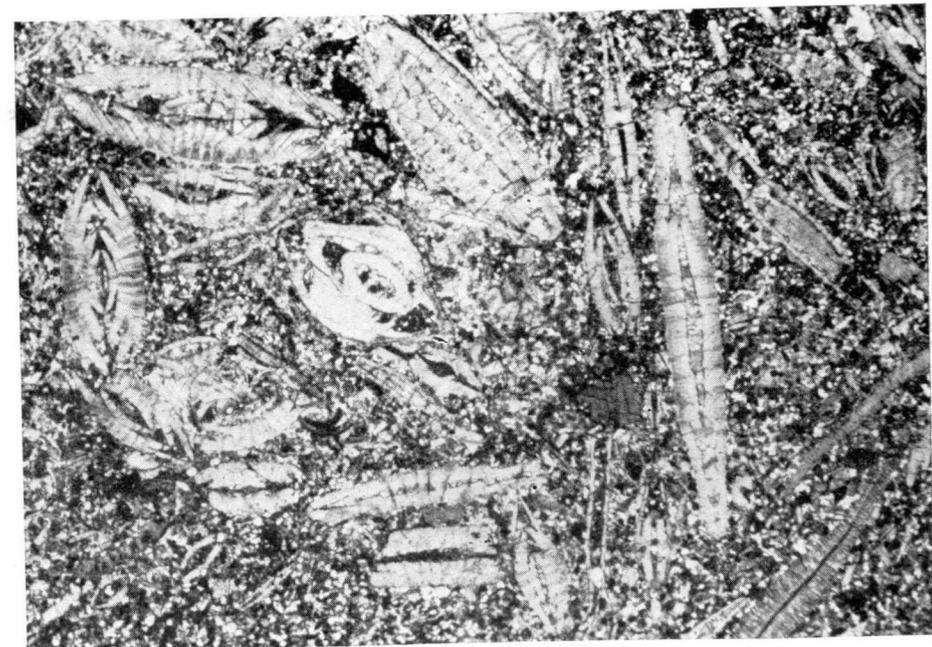
- b) Arenisca con granos de caliza y cuarzo, en la que aparecen englobadas y sin orientación, *Assilina* cf. *pirenaica* De la Harpe (margen izq. de la imagen), *Nummulites* cf. *exilis* Douvillé (un poco a la derecha del eje medio) y escasas *Discocyclus* sp.

*Ilerdense inferior o medio.*

Al este de Punta Salaróns, perfil de facies II, 5 metros al yacente del horizonte de margas.  
Preparación núm. G 65 a 62. El cubriente arriba.



↑ Techo



## LÁMINA III

- a) Hilada de alveolinas entre areniscas cuarzosas. En la masa de fondo, consistente en psammita de cuarzo, yace *Alveolina (Flosculina) cf. triestina* Höttinger. Las alveolinas denotan claras huellas de retrabajamiento. En la parte superior izquierda de la imagen vemos una sección de un tubo de sérpula (X 10).

*Ilerdense medio o superior.*

Al este de Punta de Salarons. Perfil II de facies, a unos ocho metros por encima del horizonte de margas.

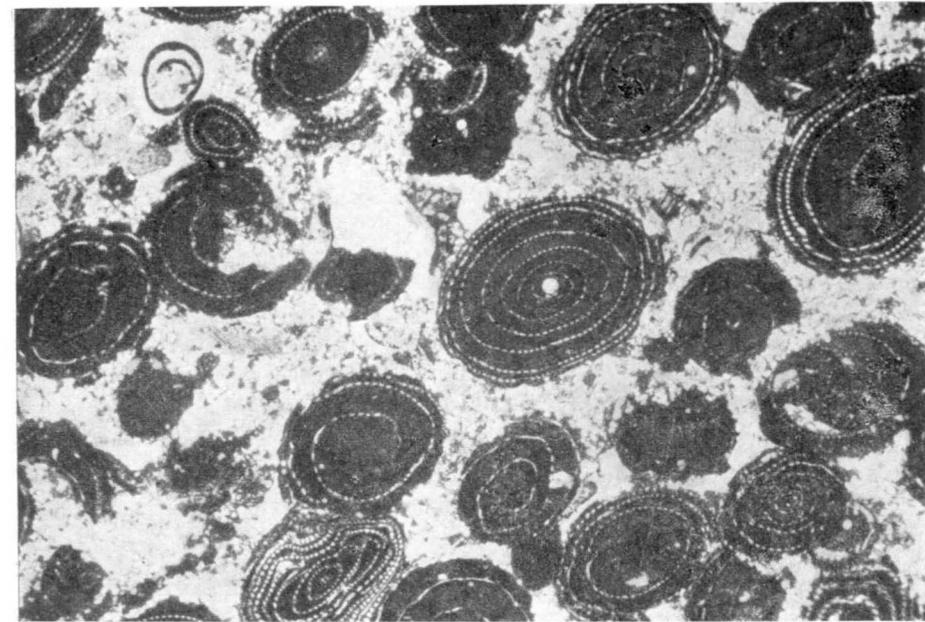
Preparación delgada núm. G 66 a 62, el cubriente arriba

- b) Banco de caliza de alveolinas, órgano-psefita con psammita de granos de cuarzo y caliza. La psefita se compone en lo principal de caparzones ligeramente rodados de *Alveolina trempina* Höttinger, en la pasta abundan mucho los miliólidos (X 10).

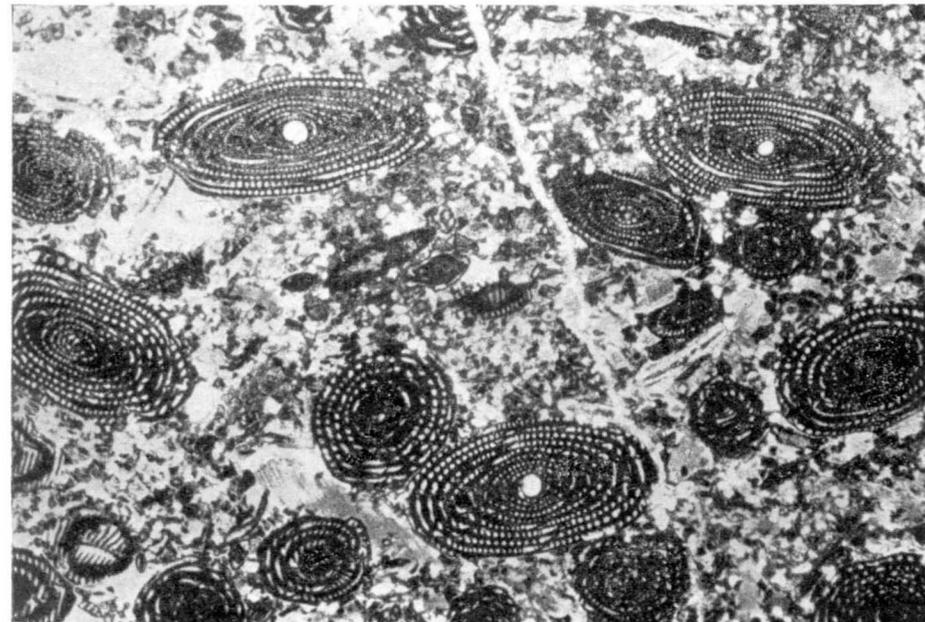
*Ilerdense superior.*

Al este de Punta de Salarons. Perfil II de facies, a unos veinticinco metros sobre el horizonte de margas.

Preparación núm. G. 67 a 62, el cubriente arriba.



↑ Techo



## LÁMINA IV

- a) Calcopsammita con granos de cuarzo y nummulites y assilinas en ordenación no orientada; *Nummulites* cf. *subramondi* De la Harpe, forma B, en la margen izquierda de la imagen, *Assilina* cf. *leyemeriei* D'Archiac y Haime, encima de la línea media. Abundantes secciones de tubos de sérpula.

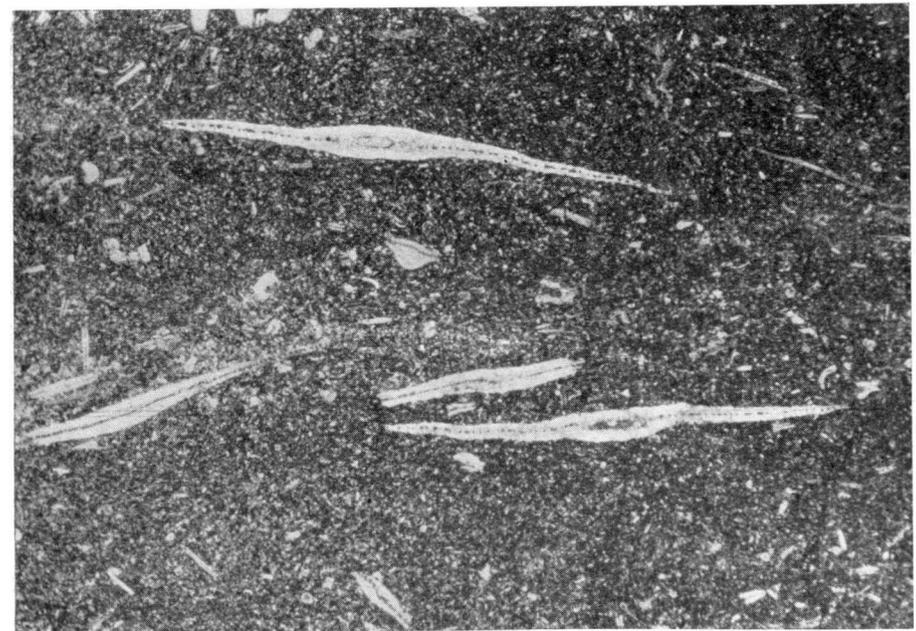
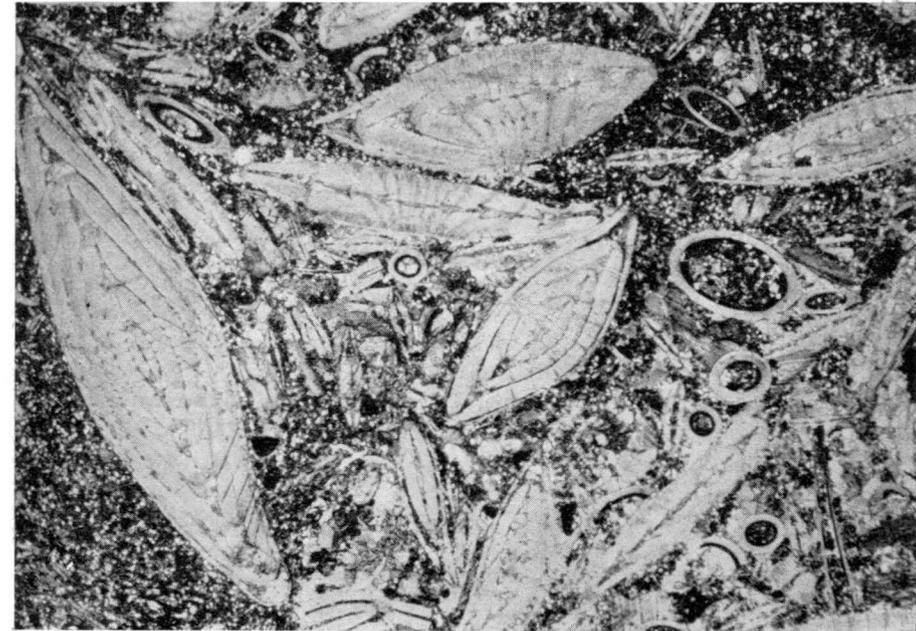
*Herdense medio y superior.*

Cuello de los Sarrios. Perfil IV de facies.  
Preparación núm. G 68 a 62.

- b) Calcopsammita con mucho fragmento de organismo y, ordenados en la estratificación, comparaciones de *Dyscoyclina fortisi* (D'Archiac). La caliza, y también los fósiles, aparecen ya intensamente recristalizados (X 10).

*Herdense inferior.*

Sureste de punta Ezcusana, al techo de la caliza silicea. Muestra núm. G 69 a 62, el techo arriba.



† Techo

## LÁMINA V

- a) Organo-psefita procedente del flysch inferior con *Nummulites praecursor ornatus* Schaub. (margen derecha de la figura), *N. vonderschmitti* Schaub (un poco a la izquierda de la línea media), *N. burdigaliensis* De la Harpe (a la izquierda de *N. vonderschmitti*) y *Discocyclina archiaci* (Schlumberger). Los foraminíferos se insertan parcialmente unos en otros a lo largo de superficies de tipo estilolítico. (X 10).

*Cuisense inferior.*

Punta de Tobacor, cara occidental, 12 metros al techo de las margas y calizas apizarradas del Herdense superior.

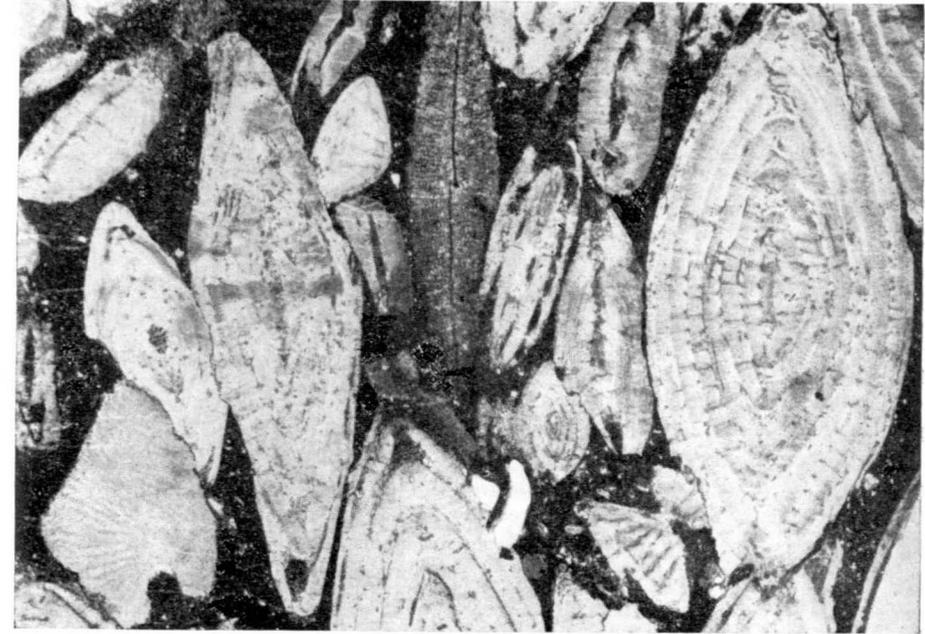
Muestra núm. G 70 a 62 .cubriente a la derecha.

- b) Organo-psefita del flysch superior con *Alveolina distefanoi* Checchia-Rispoli *Nummulites partschi* De la Harpe, *Assilina laxisipira* De la Harpe, por encima de la línea media, y briozoarios. Los nummulites y assilinas están en parte, o a veces casi totalmente, silicificados. Con frecuencia los bordes están alterados a calcedonia, sólo en su parte interna (X 10).

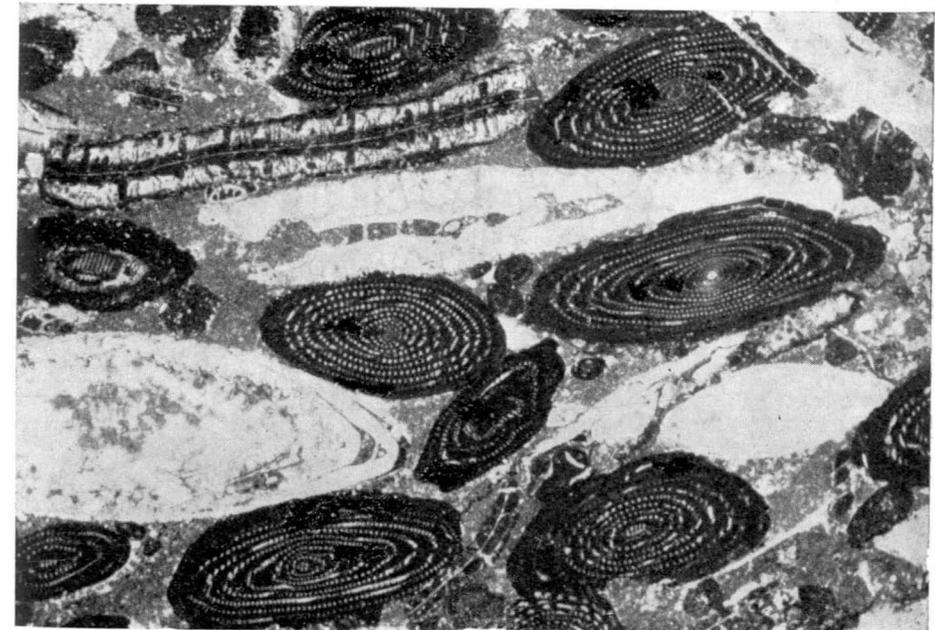
*Cuisense medio.*

Punta Ezcusana, arista sur a la cota de 2.610 metros.

Muestra núm. G 71 a 62.



Techo →



## LÁMINA VI

Fig. 1. *Nummulites pernotus* Schaub. Forma B, hipotipoide Slg München. Prot. número 1.271, Ilerdense medio o inferior, horizonte de margas. Torre Fraucata (muestra n.º 1948).

Figs. 2-5. *Nummulites subramondi* De la Harpe, Ilerdense inferior o medio, horizonte de margas. Torre de Fraucata (muestra núm. 1948).

Fig. 2. Forma B, hipotipoide Slg. München Prot. núm. 2.188, superficie bajo aceite de cedro.

Fig. 3. Forma B, hipotipoide Slg. München Prot. núm. 2.189 (= Preparación delgada número 381 b 62). Sección ecuatorial.

Fig. 4. Forma A, hipotipoide Slg. München Prot. 2.190. Superficie.

Fig. 5. Forma A, hipotipoide Slg. München Prot. 2.191 (= Preparación delgada número 382 b 62). Sección ecuatorial.

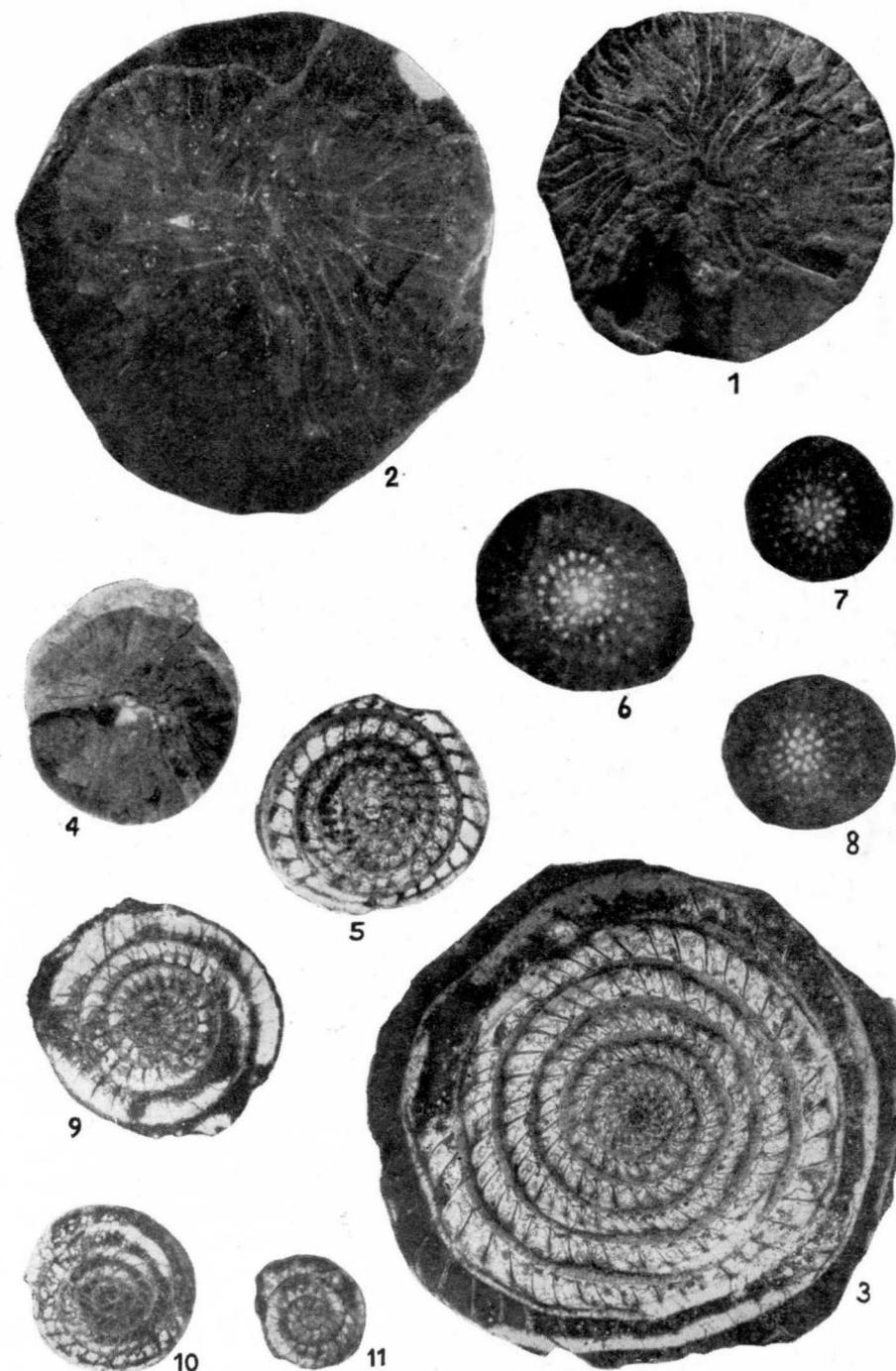
Fig. 6-11. *Assilinia pirenaica* De la Harpe, Ilerdense inferior o medio; fig. 6-8, 10, 11, al este de Punta de Salarons. Perfil de facies II (muestra núm. 1.949). Fig. 9 Torres de Fraucata (muestra núm. 1.948); horizonte de margas.

Fig. 6. Forma B, hipotipoide Slg. München Prot. núm. 2.192, superficie bajo aceite de cedro.

Fig. 7, 8. Formas A, hipotipoide Slg. München Prot. núm. 2.193, 2.194 Superficie bajo aceite de cedro.

Fig. 9. Forma B, hipotipoide Clg. München Prot. núm. 2.195 (= Preparación delgada número 383 b 62). Sección ecuatorial.

Fig. 11 Forma A, hipotipoide Slg. München Prot. núm. 2.197 (= Preparación delgada número 585 b 62). Sección ecuatorial. Ejemplar con megalosfera más chica.



E. S. O'DRISCOLL

## ESQUEMAS EXPERIMENTALES EN PLEGAMIENTOS SIMILARES SUPERIMPUESTOS \*

### RESUMEN

Se han llevado a cabo estudios experimentales de las formas de las superficies que resultan de la interferencia entre dos sistemas intersectantes de pliegues similares. La experiencia se ha practicado por medio de modelos tridimensionales que se componen, en lo esencial, de láminas verticales paralelas a los planos axiales de los sistemas de pliegues intersectantes. Los bordes de estas láminas constituyen una superficie continua en la que los perfiles cíclicos anticlinal-sinclinal de los pliegues componentes son producidos por desplazamientos diferenciales cortantes, verticales, paralelos a los respectivos planos axiales. Las interferencias mutuas entre los perfiles componentes tienen como resultado la constitución de una superficie continua de interferencia que se compone de domos alternantes, depresiones y colls o cuellos, que representan las relaciones espaciales existentes entre los centros de máxima y mínima interferencia. Cualquier plano que trunque tal clase de superficie pone de manifiesto formas diversamente transicionales entre formas lineales a circulares o elípticas, y que poseen ambas simetrías: axial y cuadrática. Puede demostrarse que las flexuras sigmoideas, las alineaciones escalonadas en un plano horizontal y planos axiales no verticales de plegamiento pueden ser resultado exclusivo de movimientos de desgarre cortante verticales y de sus interferencias mutuas. Cuando tales perfiles de interferencia resultan impuestos, mediante ejes verticales, en una serie de superficies mutuamente inclinadas, los cierres estructurales que resultan sucesivamente sobre estas superficies no quedan centrados en un eje vertical, sino que experimentan diversas migraciones laterales según los buzamientos respectivos de las superficies. Un movimiento uniforme diferencial superpuesto puede causar incluso la desaparición de determinados cierres.

### ABSTRACT

Experimental studies of the shapes of surfaces resulting from the interference of two intersecting systems of similar folds have been carried out by means of three-dimensional models consisting essentially of vertical laminae parallel to the axial planes

---

(\*) Traducción directa, por J. M. Rios, del original en inglés titulado «Experimental patterns in superposed similar folding», aparecido como publicación núm. 95 del Departamento de Geología de la Universidad de Tasmania, marzo 1962. Es reproducción de un trabajo aparecido en el Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists, vol. 10, núm. 3. Se publica aquí por amable autorización del autor y de los editores.

of the intersecting fold systems. The edges of these laminae form a continuous surface on which the cyclic anticline-syncline profiles of the component folds are produced by differential vertical shear movement parallel to the respective axial planes. The mutual interference of the component profiles results in a continuous interference surface consisting of alternating domes, basins and cols which represent the spatial relationships between centers of maximum and minimum interference. Any plane truncating such a surface exposes shapes variously transitional from linear to circular or elliptic form, and possessing both axial and quadrantal symmetry. It can be shown that sigmoid flexures, echelon alignments in a horizontal plane, and non-vertical fold axial planes can result exclusively from vertical shear movements and their mutual interference. Where such interference profiles are imposed through vertical axes on a succession of mutually inclined surfaces, the resulting successive structural closures on these surfaces do not remain centred on a vertical axis but undergo various lateral migration according to the individual dips of the surfaces. A superimposed differential movement may even cause the disappearance of particular closures.

#### INTRODUCCIÓN

Este trabajo describe algunos experimentos llevados a cabo según deformaciones laminares, experimentos iniciados por el autor hará unos siete años, tras la lectura de la exposición hecha por Carey (1953) del concepto de reodo en geotectónica. Estos experimentos han tenido mayor extensión en los últimos tiempos, y se han desarrollado bajo la forma de modelos tridimensionales, cuyo objeto consistía en servir de apoyo para el estudio de las transformaciones topológicas bajo la influencia de momentos cortantes sencillos, y para el análisis matemático de las formas resultantes, consideradas independientemente de la mecánica convencional esfuerzo-resistencia (que, sin embargo, resulta cuantitativamente inherente a los modelos, pero en forma reflectiva, no a escala).

El autor ha trabajado durante muchos años en estratos precambrianos, que manifiestan con frecuencia la existencia de plegamientos similares, y en que plegamientos cruzados han producido sistemas biaxiales, a los cuales era difícil atribuir la prioridad en el tiempo, y en los que no se sabía cuál de los plegamientos componentes era más antiguo. Es cierto que se hubiera podido aceptar con facilidad la idea de la simultaneidad de plegamiento según ambos ejes, bajo la reserva de que los criterios de tal simultaneidad podrían muy bien quedar oscurecidos por la complejidad de la deformación precámbrica. Observaciones posteriores practicadas en formaciones paleozoicas más jóvenes y menos deformadas, en las que los esquemas sedimentarios parecían indicar la actuación de plegamientos cruzados sincronos, llevaron al autor a suponer que tal plegamiento cruzado podría deber principalmente su carácter topológico a movimientos diferenciales en la dirección del sector común a ambos sistemas de pliegues, o sea, paralelamente a las intersecciones de sus respectivos planos axiales, y que la cualidad dominante de tal plegamiento estaba ceñidamente de acuerdo con el concepto de pliegues similares producidos

más bien por fuerzas diferenciales verticales que horizontales. Estas consideraciones le llevaron a pensar en cuáles serían las invariantes y los efectos topológicos máximos posibles de pliegues similares constituidos por cortantes simples diferenciales, no complicados, y a investigar los esquemas producidos en superficies por la interferencia mutua de dos sistemas intersectantes de tales pliegues. El autor prefiere evitar el término «cortante» («shear», desgarre cortante), cuando se trata de señalar cualidades visiblemente planares, y considerar el momento diferencial como una función continua con, o sin desgarre visible.

#### MODELOS LAMINARES

La base de los modelos viene constituida por un mazo de láminas de cartón, o cartulinas, planas (véase fig. 1), que representan los planos axiales de

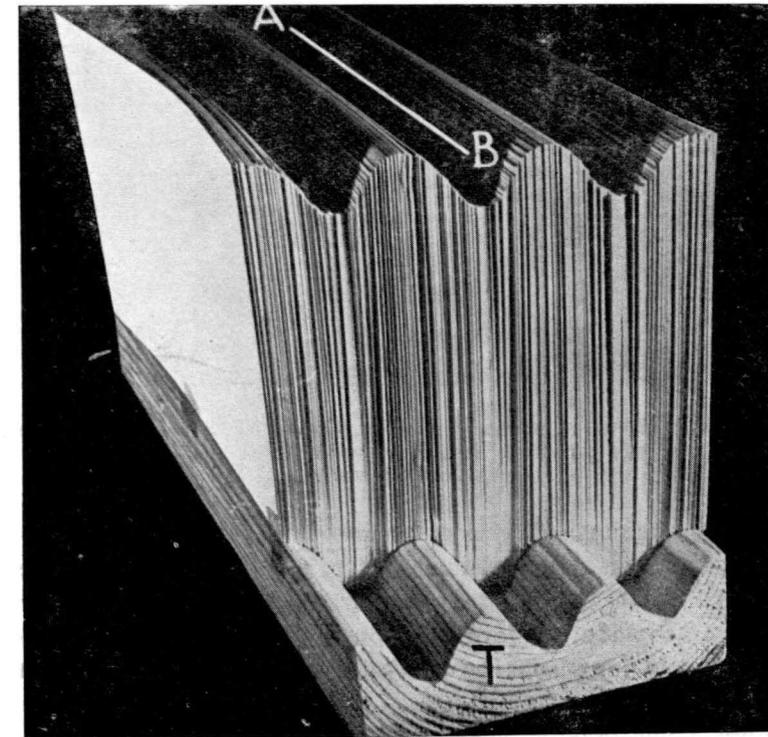


Fig. 1.—El mazo de cartulinas plano-laminares que constituye el elemento básico de los modelos experimentales, apoyado sobre el molde que le imprime la forma de los pliegues.

un sistema de pliegues similares. Cuando se sostiene verticalmente un mazo de tal clase, y se aplican los cantos interiores contra un «molde de pliegues», el perfil de la superficie nivelada se transmite a la parte alta del mazo en

virtud de los movimientos deslizantes entre las láminas, y, la morfología resultante en la superficie alta de aquél, se considera como el primer sistema o cortejo de pliegues de los que forman parte luego en un mecanismo de plegamientos cruzados. El problema reside en cómo plegar cruzadamente esta forma así creada, mediante un segundo mecanismo semejante de pliegues similares.

Se tropieza con algunas dificultades técnicas para preparar un mazo de cartulinas en el que las hojas se desplacen simultáneamente en ambas direcciones (ya que ello requiere el juego de elementos lineares en vez de elementos planares), y para obviarlas el primer juego de pliegues se «transfiere» o calca, del primer mazo de cartulinas, a un segundo mazo cuyas láminas

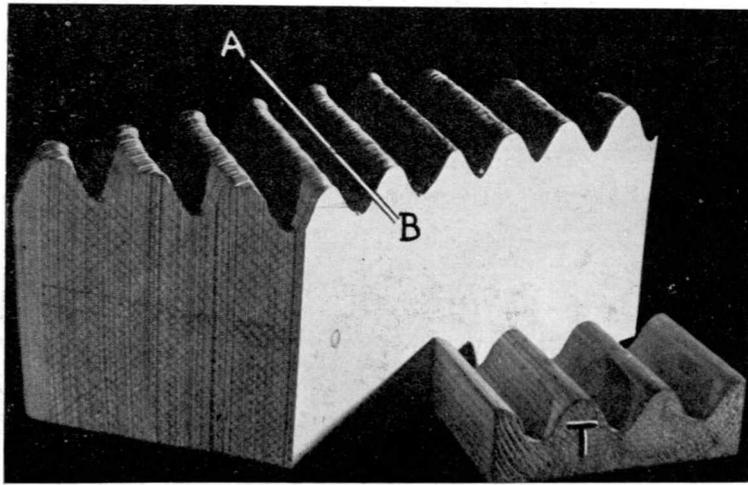


Fig. 2.—El perfil o relieve del primer sistema de pliegues similares, que es el que muestra el bloque de madera, se reproduce o calca, labrándolo sobre la superficie superior del mazo de cartulinas.

arrumban en la segunda dirección (o dirección del plegamiento cruzado). Esto se logra tallando transversalmente el primer juego de pliegues sobre la superficie superior del segundo mazo de cartulinas (véase fig. 2) con la forma exacta que ha adoptado, conforme se constituyó, por movimientos cortantes diferenciales según los planos transversales verticales del primer sistema de pliegues.

La figura 3 nos muestra cómo este mazo queda moldeado, al apoyarse sobre un relieve plegado tallado sobre un bloque T, como consecuencia del movimiento vertical diferencial entre las cartulinas del mazo, lo que da como resultado la super-imposición del segundo juego de pliegues, intersectantes con respecto a los del primero. En la figura 3 el primer juego de pliegues ofrece su directriz axial en la dirección AB, y el segundo juego, moldeado por la base T, orienta su dirección axial según C-D. La figura de interferencia re-

sultante queda producida así sobre la superficie superior del mazo. Es de interés subrayar que, como la secuencia en el orden de la superposición de pliegues es arbitraria, y como consecuencia de que los primeros pliegues labrados en el mazo son los que corresponderían a movimientos diferenciales

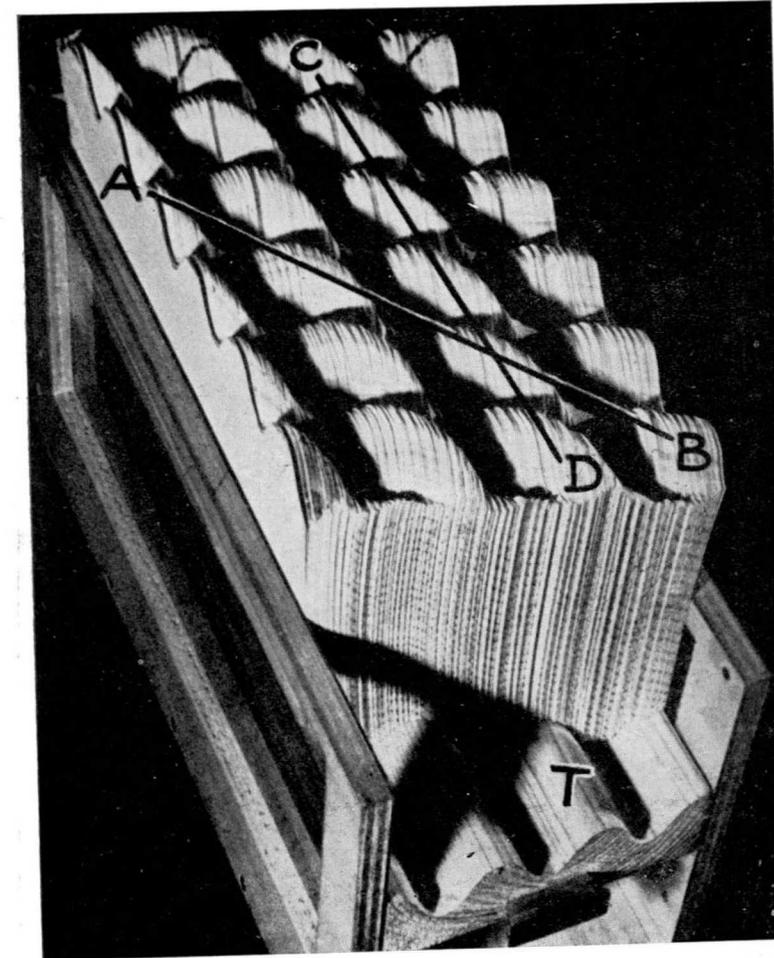


Fig. 3.—El mazo con un sistema transversal de pliegues (A-B) es moldeado sobre un fondo T, que transmite un segundo sistema de pliegues (C-D) longitudinal y equidimensional hasta la parte alta del mazo, la cual constituye entonces una superficie interferencial de pliegues, compuesta de una serie de domos y depresiones en alineación escalonada.

en una dirección transversal conjugada A-B, la superficie de interferencia es la que resultaría de un movimiento diferencial que tuviese lugar simultáneamente según dos juegos de planos (o cartulinas) coexistentes e intersectantes, o dicho de otro modo, de planos «axiales», en el mazo. Estos dos sistemas de planos, en la figura 3, son verticales, de intersección oblicua, con movimien-

tos diferenciales orientados verticalmente, según la dirección de la intersección. Para los dos perfiles componentes se han escogido curvas senales sencillas, y la superficie de interferencia es una superficie sinusoidal, que ofrece un damero de «domos» y «cuencas», así como de «colls» o «cuellos» ordenados escalonadamente, que representan las relaciones espaciales existentes entre los centros de máxima y mínima interferencia para los dos sistemas de pliegues que intervienen.

#### ESQUEMAS DE INTERFERENCIAS DE PLIEGUES

Las figuras 4 a 9 muestran el esquema de interferencias producido cuando se introducen variaciones en la longitud de onda en el primer juego de pliegues intersectantes. En la figura 4 el modelo muestra los primeros pliegues moldeados en la dirección A-B, con longitudes de onda (y amplitu-

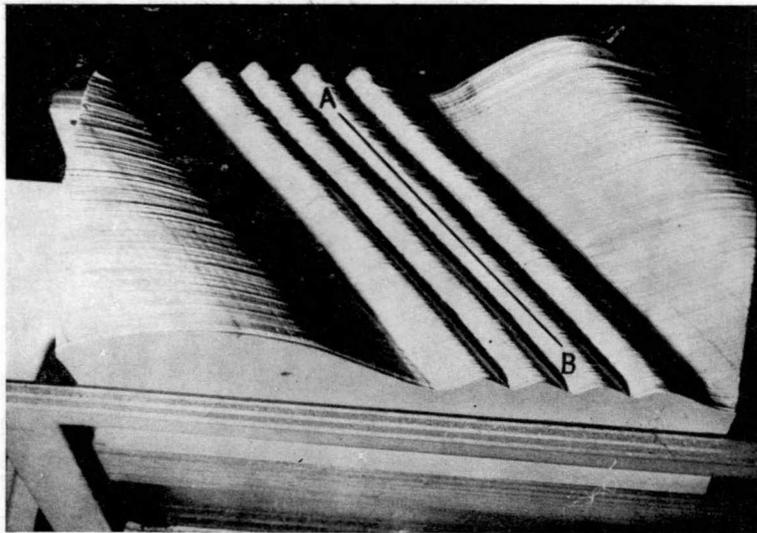


Fig. 4.—Un mazo de cartulinas en que se ha constituido un primer sistema de pliegues (A-B), cuyas amplitudes y longitudes de onda son diversas. Los planos axiales son verticales.

des) pequeñas en la vecindad del centro y grandes a ambos extremos. La figura 5 muestra este sistema superimpuesto con el segundo juego de pliegues verticales (C-D), calcado sobre aquél mediante el molde basal T, y el esquema escalonado que resulta, sin que haya habido intervención alguna de componentes de desgarre cortante horizontales. Se aprecia que el escalonado puede ser descrito como «izquierdo» para los pequeños pliegues, según el eje C-D, y como «derecho» para los pliegues más grandes en la cima D paralela a A-B.

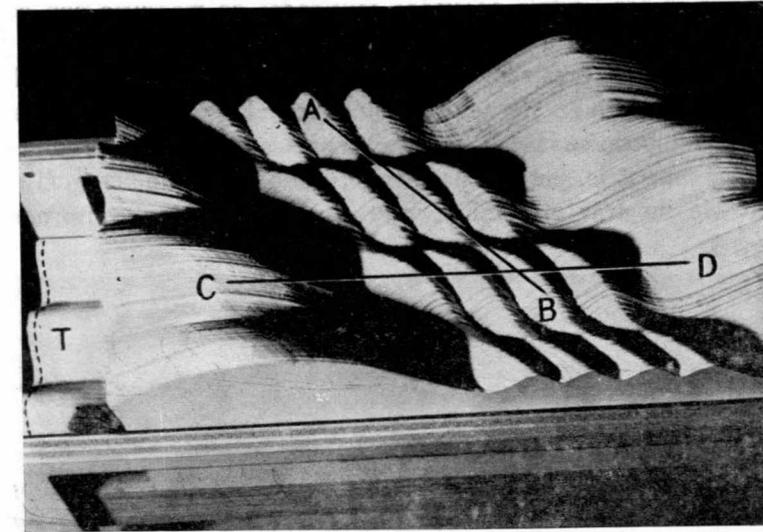


Fig. 5.—El mismo mazo de la figura 2 ofrece ahora, además, el segundo sistema de pliegues verticales (C-B), transmitido por el basamento moldeado T hasta la superficie del mazo, de manera que resulta una superficie de interferencia de pliegues con movimiento diferencial vertical. Se crean diversas alineaciones sigmoidales en disposición escalonada.

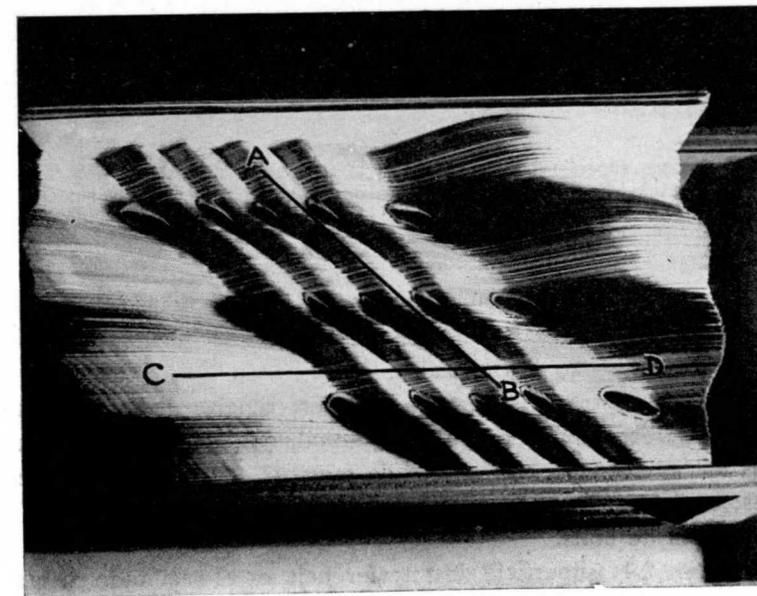


Fig. 6.—La misma superficie de la figura 5 en cuyas depresiones se han vertido pequeñas cantidades de mercurio, con objeto de subrayar las direcciones axiales resultantes, con su disposición escalonada.

La figura 6 muestra esta superficie de interferencia, en cuyas «cuencas» o depresiones se han vertido pequeñas cantidades de mercurio con objeto de subrayar las direcciones axiales y las disposiciones escalonadas, que parecen resultar «giradas» progresivamente con las sucesivas variaciones de la longitud de onda. Debido a su elevada tensión superficial, el mercurio no moja las cartulinas, ni tampoco se inserta entre ellas por capilaridad. La figura 7 muestra la misma superficie, pero se ha incrementado la profundidad del mercurio con objeto de mostrar el cambio correspondiente en los contornos de las

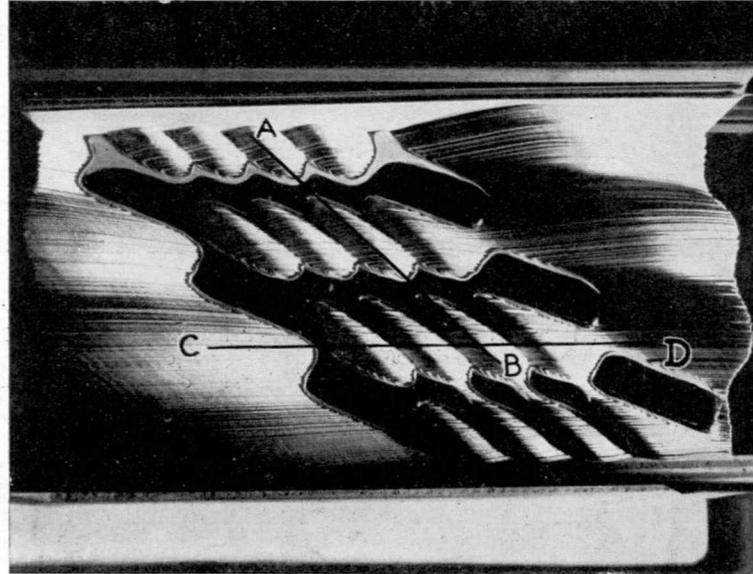


Fig. 7.—Es la misma superficie que aparece en la figura de la figura 6, pero a la que se ha añadido mayor cantidad de mercurio con objeto de poner de manifiesto la rotación en acimut de las direcciones axiales de las «cuencas» con la profundidad y el cambio de los perfiles de elípticos a sigmoidales a la altura del nivel de los cuellos.

cuencas, que pasan de la forma elíptica a la romboidea. El desarrollo de flexuras sigmoideas puede apreciarse en B, y es debido a movimientos diferenciales verticales, no horizontales.

La figura 8 muestra la superficie de interferencias de un sistema de pliegues cruzados, rectangular y equidimensional, con mercurio a profundidades diferentes en las cuencas, con objeto de mostrar el tránsito de los contornos circulares, en las partes más profundas, a los límites cuadrados en la proximidad del nivel de colls.

En la figura 9 la superficie de interferencia es el resultado de un decrecimiento continuamente progresivo en la longitud de onda del primer sistema de pliegues (eje A-B), con una rotación consecuente progresiva de los ejes de las estructuras individuales. De este modo, los ejes de las sucesivas depre-

siones, si los seguimos desde la esquina B hasta la C, forman una conexión arqueada, convexa hacia la derecha, que une los dos arrumbamientos básicos de plegamiento. El esquema, escalonado, es izquierdo a lo largo de la directriz A-B, y derecho a lo largo de la C-D. Es interesante observar que la sucesión de domos, X, Y y Z, X y Z, muestra flexuras sigmoideas, de sentidos opuestos a un lado y otro de la forma neutral situada en Y.

La figura 10 es una composición en que se calcan o reproducen las figuras 6 y 7 con objeto de mostrar las variaciones en las formas de los contornos de las depresiones con las variaciones de la profundidad. Los centros en

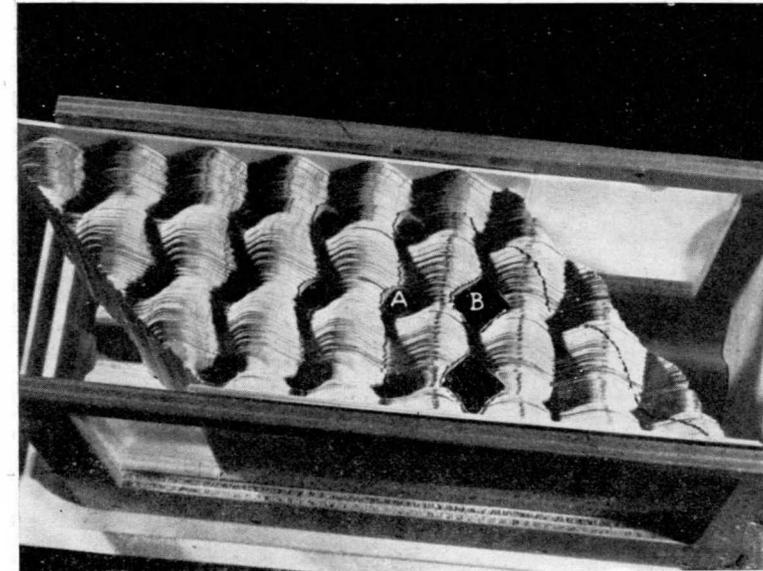


Fig. 8.—Sistema ortogonal equidimensional de pliegues de interferencia diferenciales, al que se ha añadido mercurio con objeto de mostrar la variación de perfiles estructurales cuya forma pasa de circular a cuadrada.

negro representan los rellenos someros de mercurio de la figura 6 y, las líneas que los rodean, los contornos de los rellenos más profundos de mercurio de la figura 7. Se aprecia así que las direcciones de los ejes largos de las cuencas varían con la profundidad. La «rotación» progresiva de los ejes de las cuencas, designadas *e-a* a *e-f*, puede verse claramente en el «escalón» a izquierdas paralelo a C-D; *e-f* forma parte también de un sistema escalonado a «derechas» *e-f*, *e-g*, *e-h*, paralelo a A-B. La coexistencia de disposiciones escalonadas a derechas e izquierdas (producidas ambas exclusivamente por movimientos diferenciales verticales), muestra que tales definiciones pueden resultar arbitrarias, o ser mero resultado de una cuestión de escalas y prominencias relativas.

Consideremos ahora la topografía básica de una superficie de interferencia sencilla simétrica, tal como la que se muestra en el plano de relieves de la figura 11, constituido por la interacción de movimientos diferenciales verticales según los planos axiales de dos sistemas de pliegues.

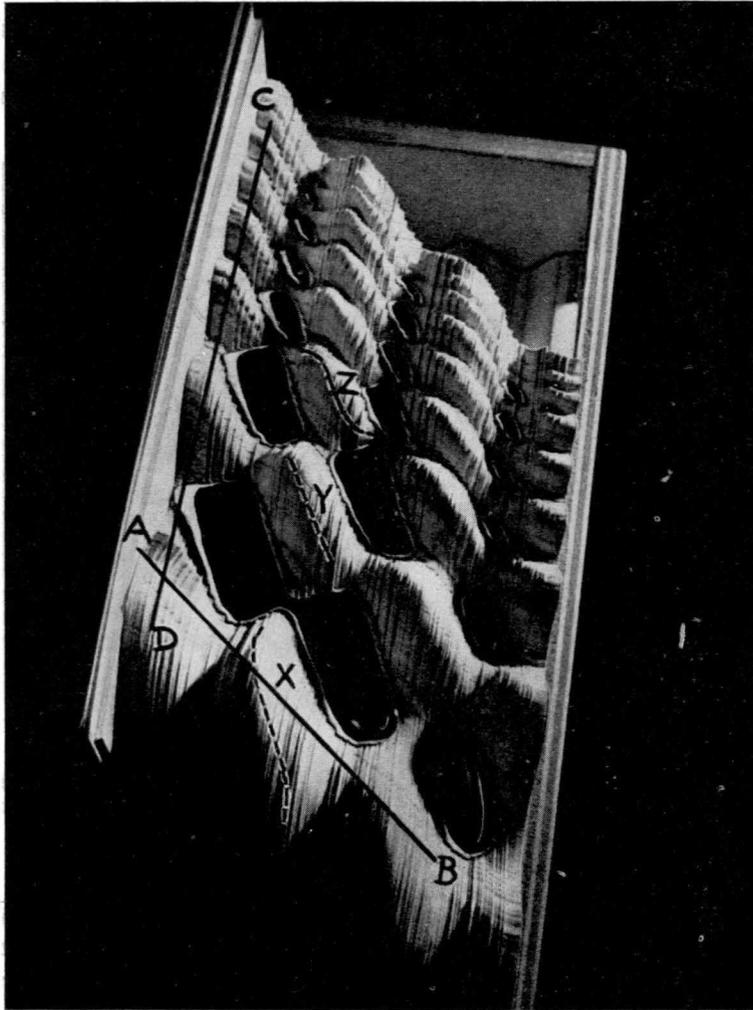


Fig. 9.—Superficie de plegamiento en la que las longitudes de onda y amplitudes del sistema A-B varían continuamente, mientras que las de C-D permanecen constantes. Los ejes de cuencas forman un ligazón arqueado entre ambos sistemas de pliegues. Sigmoides «derechos» e «inversos» constituyen respectivamente, en X y en Z, domos a cada lado del domo neutro Y.

Aquí el primer sistema de pliegues orienta sus ejes de Este a Oeste (paralelos a la dirección  $F_1S_1$ ), y resulta cortado perpendicularmente por los ejes Norte-Sur del segundo sistema de pliegues (paralelos a la dirección  $F_2S_2$ ).

Se dio a los perfiles de los sistemas de pliegues amplitudes iguales, pero longitudes de onda desiguales, y son curvas senoidales sencillas del tipo  $y = \text{sen } x$  e  $y = \text{sen } z$ , lo que produce una superficie sinusoidal de interferencia del tipo  $y = \text{sen } x + \text{sen } z$ . El resultado es un esquema de domos (señalados con H para las partes elevadas) y de cuencas (señaladas con L para las partes deprimidas) conectadas unas con otras mediante cuellos, colls, o sillars (designados con C). Lo puntos H y L señalan los centros de incremento mutuo mayor de los máximos positivos y negativos de los dos sistemas de pliegues, mientras que los puntos C acusan los centros de mutua y simétrica oposición de estas características.

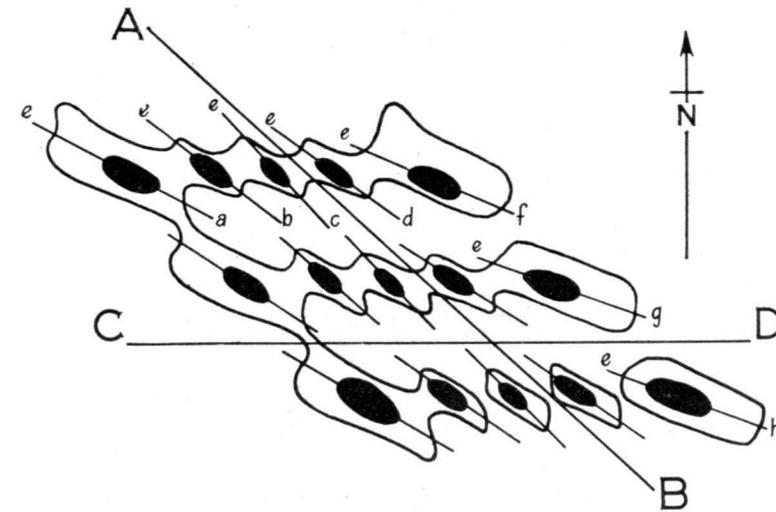


Fig. 10.—Planta compuesta de los esquemas de depresiones de las figuras 6 y 7, con objeto de mostrar la coexistencia de una alineación escalonada «derecha» paralela a A-B, y de otra «izquierda» paralela a C-D.

La secuencia de estructuras en las dos direcciones básicas de plegamiento (N-S y E-O) está constituida, en cada caso, por una sucesión de domo-cuello-domo (H-C-H), o de cuenca-cuello-cuenca (L-C-L), mientras que la secuencia en las dos direcciones diagonales cuadráticas (NE-SO y NO-SE) es, en cada caso, una sucesión de domo-cuenca-domo (H-L-H), alternantes con líneas de cuello-homoclinal derecho-cuello-homoclinal izquierdo-cuello. Es importante que nos fijemos en que el esquema y forma de la superficie de interferencia son independientes del hecho de que los dos sistemas de pliegues hayan sido superpuestos simultáneamente, o en sucesión arbitraria, siempre que se mantenga la continuidad de la superficie ( $e-i$ , no haya sido ni truncada, ni fallada). En la figura 11 se ha acentuado el trazado de dos líneas de cota de una cuenca central, con objeto de subrayar la transición de la forma elíptica, en el

centro, a la rómbica, en los bordes. De esta manera se ve que la cuenca posee una variación cuadrática en la simetría y que está limitada por cuatro charnelas lineares, que unen los cuatro cuellos asociados a la estructura, a lo largo de las cuales los buzamientos de las superficies varían, de cero en los cuellos, a un máximo, alternando a izquierda y a derecha, a mitad de ca-

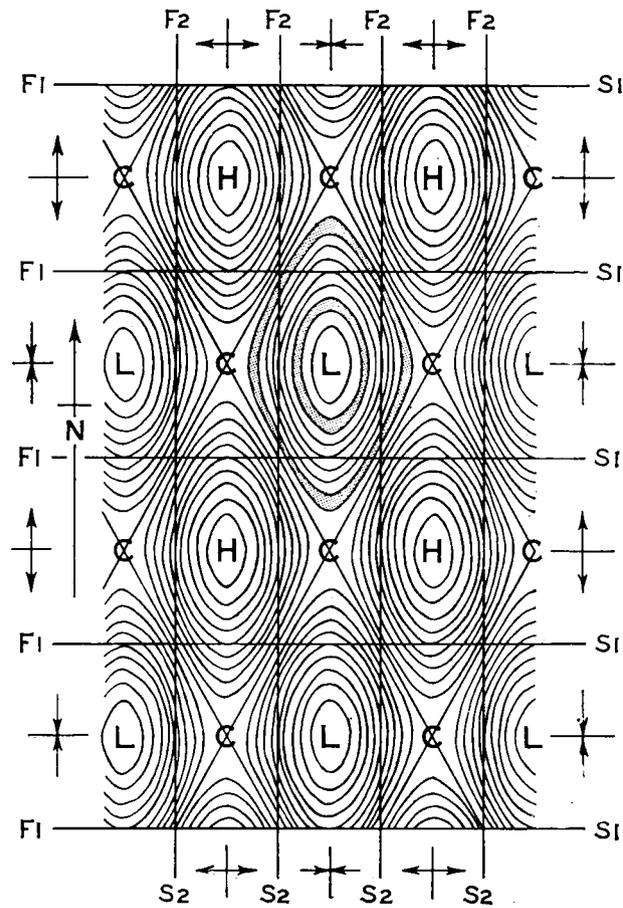


Fig. 11.—Planta de los contornos del relieve de una superficie de pliegues ortogonales desiguales, que muestra domos (H), depresiones (L) y colls (C) en su simetría esencial, axial y cuadrática.

mino entre ellos. Deberíamos fijarnos también en que, como el esquema de interferencia se repite para todos los estratos paralelos que pudieran ser inscritos en el modelo, las dos líneas de cota que han sido acentuadas (así como igualmente todas las demás), representan también las trazas de los estratos tales como quedarían puestas de manifiesto sobre un plano horizontal de truncamiento.

Los sistemas de líneas  $F_1S_1$  y  $F_2S_2$  han sido dibujados, respectivamente,

a mitad de distancia entre las crestas y senos de los sistemas de plegamiento intersectantes. De este modo, aquellas líneas representan los lugares geométricos de máximos cortantes con respecto a cada uno de los sistemas, y sus intersecciones señalan los centros de máxima intensidad de desgarre cortante total en la superficie de interferencia. El gradiente de esfuerzos cortantes, alrededor de estos centros de máxima intensidad cortante, resulta determi-

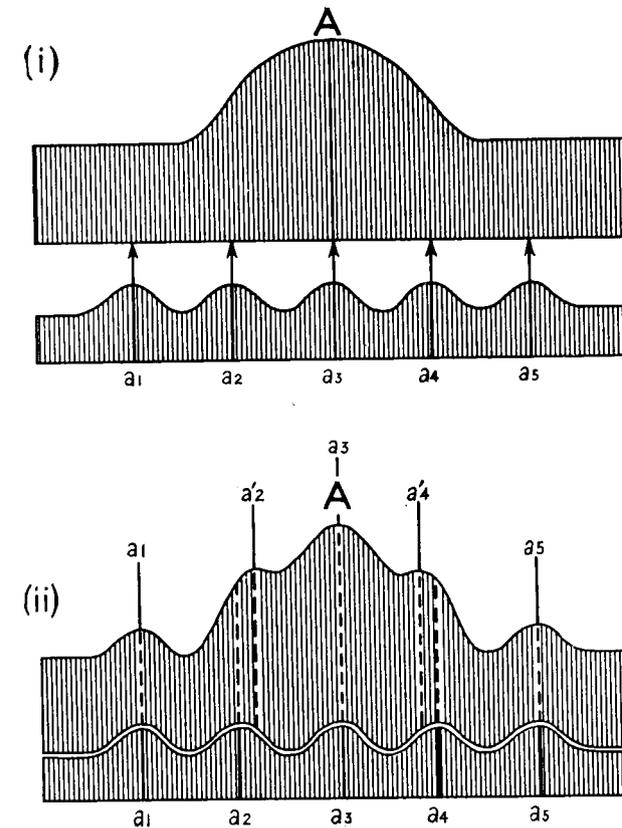


Fig. 12.—En (i) se muestran dos perfiles antes de proceder a su mutua interferencia. En (ii) el perfil más bajo ha sido superimpuesto al primero mediante transmisión laminar causante de migración axial diferencial, dando lugar al perfil de interferencias resultante.

nado por el coeficiente diferencial de la superficie de interferencia, que es función directa de la intensidad total de desgarre cortante. Si se contornea con líneas el gradiente de cortantes en el modelo en cuestión, las líneas equigradientes alrededor de los focos de cortantes máximos mostrarán contornos elípticos (o rómbicos) con extensiones lineares verticales en profundidad. Estos lugares geométricos yacen en las alineaciones, o elementos lineares conjugados, las charnelas C-C, que constituyen líneas de inversiones rítmicas de los movimientos verticales de desgarre cortante.

En las transformaciones topológicas, puestas de manifiesto por los modelos precedentes, puede considerarse la alineación escalonada de formas y direcciones como un fenómeno de interferencia resultante de la migración axil, inherente a los movimientos diferenciales de desgarres cortantes. Tal migración axil es debida a las interferencias mutuas entre los gradientes de

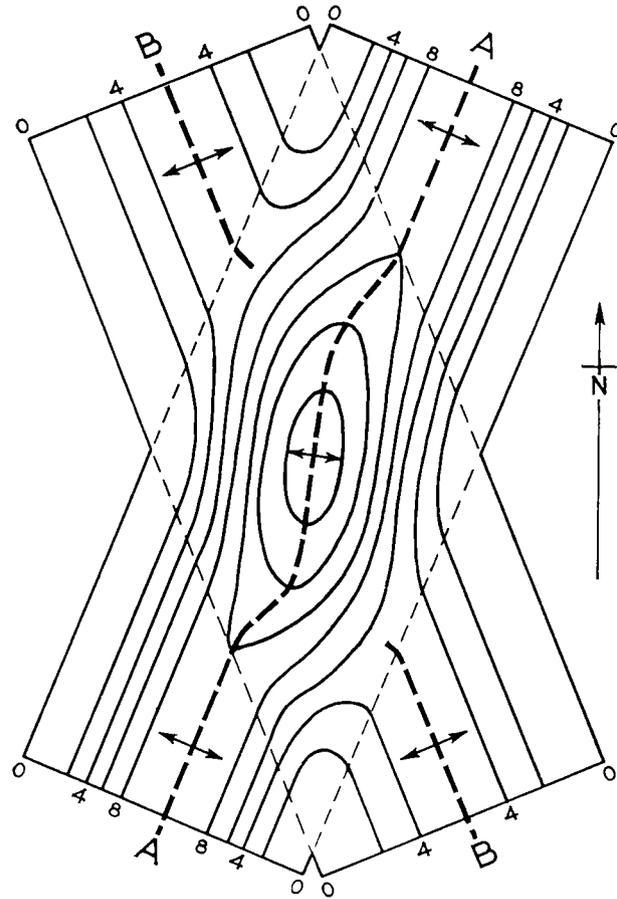


Fig. 13.—Plano de curvas de nivel de un domo de interferencia mostrando una flexura sigmoide derecha, que resulta de la interferencia vertical entre el anticlinal A-A, cuya amplitud es de 10 unidades, con el anticlinal B-B, de igual longitud de onda, pero cuya amplitud es de cinco unidades. No hay implicado movimiento horizontal alguno.

los dos perfiles de plegamiento intersectantes. En la figura 12 (i) se muestran por separado dos perfiles de este tipo, alineados según la posición requerida anterior a su interacción mutua. El gran anticlinal A es equivalente al primer perfil de pliegues labrado en las cartulinas de un modelo; la serie de pliegues más chicos es equivalente al segundo perfil, considerado como un basamento moldeado a partir del cual los ejes anticlinales a1, a2, etc., van

a ser transmitidos hasta la superficie superior de A, mediante movimiento vertical laminar. La figura 12 (ii) muestra el perfil de interferencia que resulta de la interacción de los dos sistemas cuando uno es superpuesto al otro mediante tal proceso. Las crestas a1, a3 y a5 resultan transmitidas a puntos en el perfil A, cuyo gradiente es nulo, y por consiguiente no hay mi-

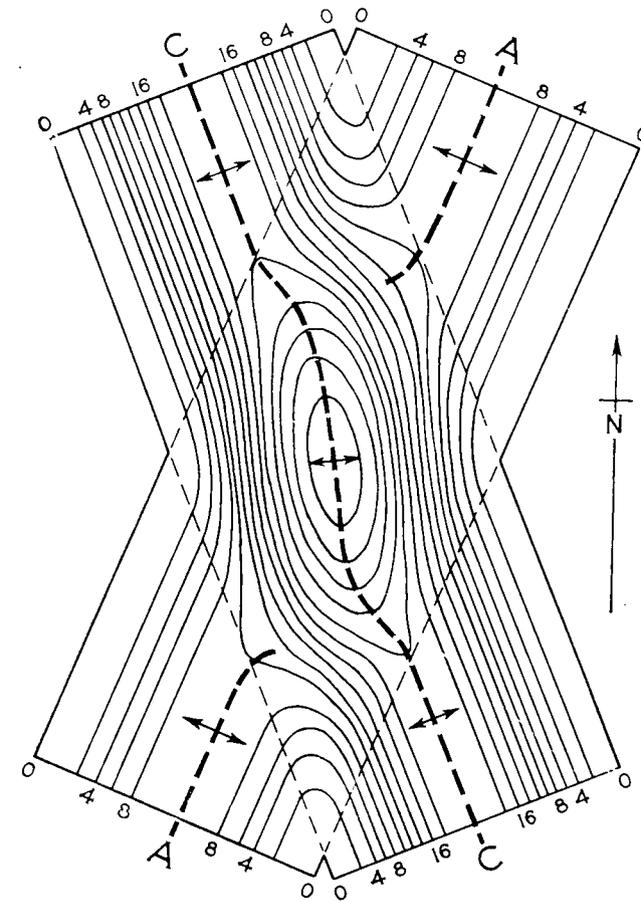


Fig. 14.—El anticlinal B-B de la figura 13 ha sido sustituido aquí por el C-C, que está dotado de la misma longitud de onda, pero cuya amplitud es de 20 unidades. El sigmoide resultante, inverso, se opone al de la figura 14. No hay implicado ningún movimiento horizontal.

gración lateral de las líneas axiales. Sin embargo, las crestas a2 y a4 resultan transmitidas a puntos del perfil A en que su gradiente no es nulo, y la interferencia diferencial resultante tiene como consecuencia que los ejes anticlinales son transpuestos pendiente arriba hasta las posiciones a'2, a'4. De manera semejante los ejes sinclinales resultan transpuestos en dirección opuesta, y es este fenómeno de migración diferencial el que produce disposiciones escalonadas en el caso de plegamientos interferenciales en las intersecciones de los ejes.

Las figuras 13 y 14 nos muestran cómo pueden originarse en el plano horizontal, flexuras sigmoides, tanto derechas como inversas, mediante la interferencia diferencial de movimientos verticales en que solamente se ha cambiado la amplitud.

La figura 13 nos ofrece un plano de las curvas de nivel del domo de interferencia diferencial resultante de la interacción del anticlinal A-A, cuya

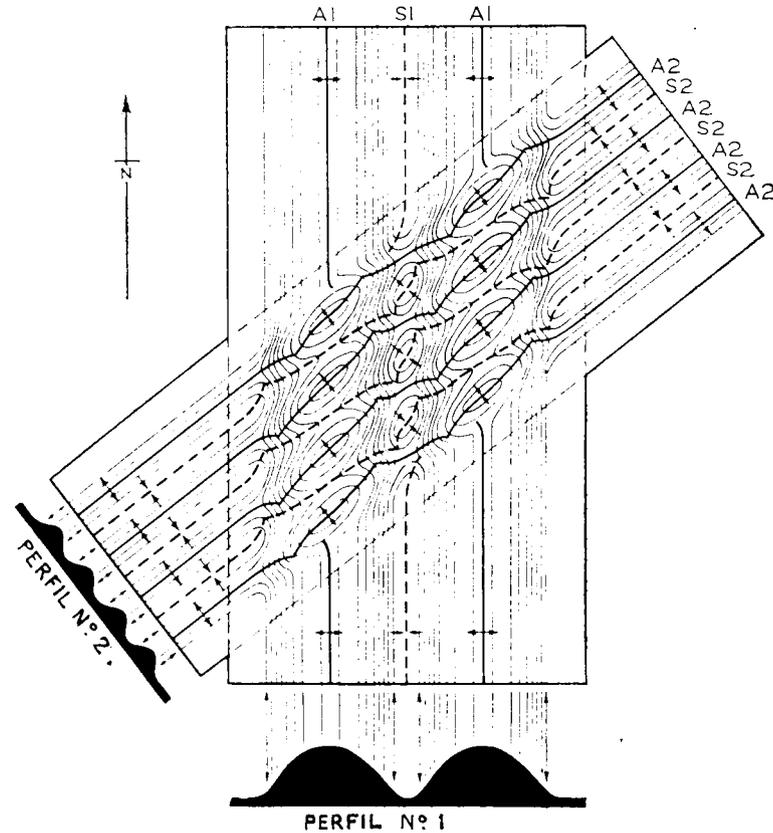


Fig. 15.—Plano de proyección del relieve de un esquema de interferencia no-ortogonal, no equidimensional, que muestra el juego de interacciones de sigmoides opuestos y de alineaciones escalonadas tanto a derechas como a izquierdas. No hay implicado movimiento horizontal.

amplitud aproximada es de 10 unidades, con el anticlinal B-B, cuya longitud de onda es exactamente la misma, pero cuya amplitud es de 5 unidades. Puede verse cómo la mutua fusión de las crestas axiales intersectantes tiene como consecuencia que el domo interferencial se alinee dentro del agudo ángulo de la intersección axial, y que la continuidad anticlinal se mantenga lo largo del eje A-A por medio de una conexión sigmoide derecha. Lo que es debido a que la amplitud y grado de variación de curvatura en la cresta del anticlinal A-A son mayores que en el anticlinal B-B.

En la figura 14 el anticlinal B-B ha sido sustituido por otro C-C, cuya amplitud es doble de la de A-A. En este caso la continuidad de crestas se mantiene en la dirección C-C por medio de una conexión sigmoide inversa. En cada caso no hay involucrado ningún movimiento horizontal y la única diferencia en la constitución de flexuras sigmoides de signo opuesto, reside en el diferente incremento relativo de curvaturas en las crestas de los pliegues componentes, expresada aquí como diferencia en amplitud.

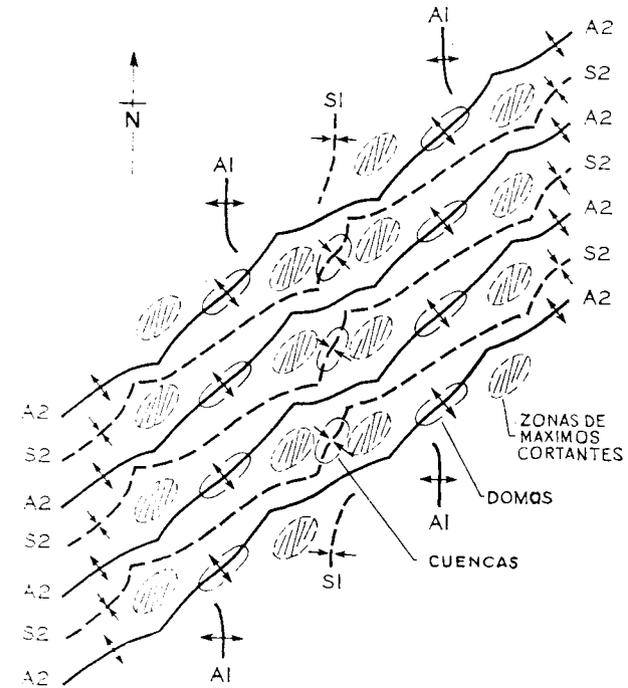


Fig. 16.—La misma superficie que viene representada en la figura 15, pero en la que se ha subrayado la alineación escalonada de las zonas de máximos cortantes, y la estructura generalizada en la que la máxima continuidad axial es la mantenida por los pliegues dotados de curvatura crestaal más aguda. (Sistema  $A_2A_2$ ).

En la figura 15 la superficie de interferencia producida por dos anticlinales relativamente grandes ( $A_1$ ,  $A_1$  del perfil núm. 1) que quedan cortados oblicuamente por cuatro anticlinales más pequeños ( $A_2$ ,  $A_2$  del perfil núm. 2), es un ejemplo de las combinaciones entre sigmoides derechos e inversos, con disposiciones escalonadas derechas e izquierdas. Puesto que las crestas de los pliegues  $A_2$  ofrecen un mayor incremento de curvatura, mantienen la continuidad de sus crestas todo a lo largo del complejo y establecen las conexiones sigmoides inversas mediante las áreas de colls. La longitud de onda de los pliegues resulta ser el factor dominante en la orientación de la disposición escalonada de los ejes medios de las flexuras sigmoides. Deberíamos fijarnos en la figura 15, en que la orientación de las depresiones  $S_1$ - $S_2$  es diferente de

la orientación de los domos  $A_1$ - $A_2$ . La disposición escalonada lo es a izquierdas a lo largo de los ejes  $A_1$  y a derechas a lo largo de los ejes  $A_2$ .

Es interesante observar la disposición de los centros de máximas intensidades cortantes en el caso precedente de intersección no rectangular de pliegues variables. Es lo que se reproduce, en versión generalizada, en la figura 16, la cual muestra las principales orientaciones anticlinales y sinclinales con los domos y cuencas en «plegamiento cruzado», junto con las áreas elípticas de máximos cortantes. Aquí la simetría cuadrática, apreciada previamente en el sistema rectangular simétrico de la figura 11, aparece influida por el factor general de escalonamiento.

Los ejes de los lugares elípticos de cortante máxima no coinciden con los de los domos ni con los de las cuencas, y las direcciones de los cortantes individuales dentro de las elipses aparecen, ellos mismos, orientados en dirección diferente. Estas orientaciones individuales de cortantes han sido señaladas dentro de las zonas elípticas de cortantes en la figura 16 como líneas que arrumban aproximadamente al NNE).

#### TRAZAS SOBRE CORTES CUALESQUIERA

Con objeto de examinar los esquemas puestos de manifiesto por una serie de superficies de interferencia cuando quedan truncadas por un plano, hemos ideado un modelo de cartulinas en el que, no solamente se ha recortado en cada una de ellas el perfil del «primer» sistema de pliegues, sino que además se ha impreso una serie de perfiles de pliegues similares correspondientes a superficies sucesivas de aquel sistema de plegamiento, que representan lechos cada vez más profundos. El mazo de tales cartulinas ha sido sujeto a plegamiento cruzado según el método ya descrito, produciendo de esta manera la superficie de domos, cuencas y cuellos resultante de la interferencia, no solamente en la parte alta del mazo, sino que además se repite en el interior del mismo para cada una de las sucesivas superficies.

Después se han cortado, a través del mazo, secciones transversales planas, seleccionadas con objeto de poner de manifiesto las trazas de las superficies de interferencia.

La figura 17 muestra un ejemplar del tipo de cartulina empleada en los modelos. En su utilización, las cartulinas están desprovistas de señal alguna, excepto por lo que se refiere a la sucesión de perfiles de pliegues similares estampados sobre ellas. Para los fines de esta descripción se han añadido notaciones a las cartulinas de las que la representada en la figura 17 es una muestra. Los perfiles de pliegues similares representan el «primer» sistema de pliegues, con planos axiales verticales paralelos a A-A y S-S que marcan los anticlinales y sinclinales en el estrato sombreado en la cartulina. Las líneas P-P marcan los lugares geométricos de máximos cortantes en los flancos de

los pliegues. En la figura ofrecen espaciado equidistante. La línea M-M representa las pendientes de una estructura mayor, en la cual quedan superpuestos los perfiles de los pliegues más chicos, que pueden ser considerados como un gradiente «regional» o diferencial. Por las razones ya descritas, los ejes A-A y S-S están, por consiguiente, diferentemente espaciados, o sea, no equidistantes. Aunque la terminología de estos fenómenos están aún por confirmar, el autor ha empleado, de una manera libre, los prefijos «micro» y «mega» para señalar las escalas relativas de estos elementos básicos. De este

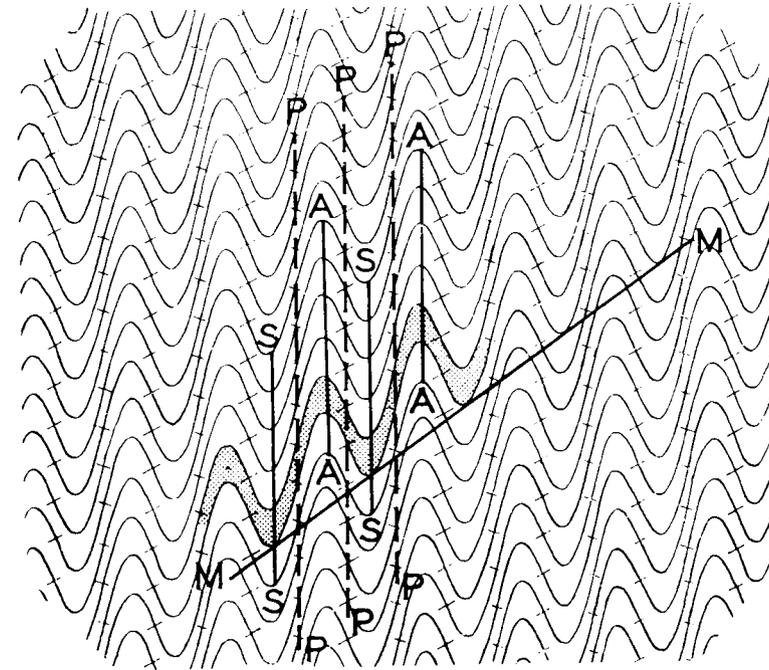


Fig. 17.—Muestra de las cartulinas en las que se ha estampado una sucesión continua de perfiles similares, con objeto de suministrar una repetición interna de las superficies de interferencia contenidas en la masa del mazo.

modo la línea M-M ha sido considerada como la pendiente de una «mega-estructura», en la que queda superimpuesto el perfil básico. Los perfiles de la figura 17 han sido descritos como anticlinales en un «mega-anticlinal» (o como domos en un «mega-domo»), y, por consiguiente, la línea M-M ha sido descrita como definidora de una «mega-pendiente».

La figura 18 muestra un modelo de cartulinas estampadas en el que la superficie continua de interferencias, de domos y cuencas, aparece intacta en la parte antero-superior. En el plano vertical X de las cartulinas puede apreciarse el perfil estampado del primer sistema de pliegues. En el plano vertical Y tenemos el perfil que representa el segundo sistema de pliegues. Donde

el borde recortado de una cartulina intersecta la traza impresa de un pliegue, aparece en el canto una mancha o punto oscuro, y si guillotinamos un mazo de cartulinas, o lo desgastamos por fricción, estas manchas o puntos ligan hasta formar la traza de la superficie de plegamiento interferente, tal como se ve sobre aquella superficie de truncadura.

La parte trasera de la superficie del mazo ha sido alisada con objeto de poner de manifiesto las trazas de las superficies de interferencia que emergen bajo la forma de domos (H) y cuencas (L).

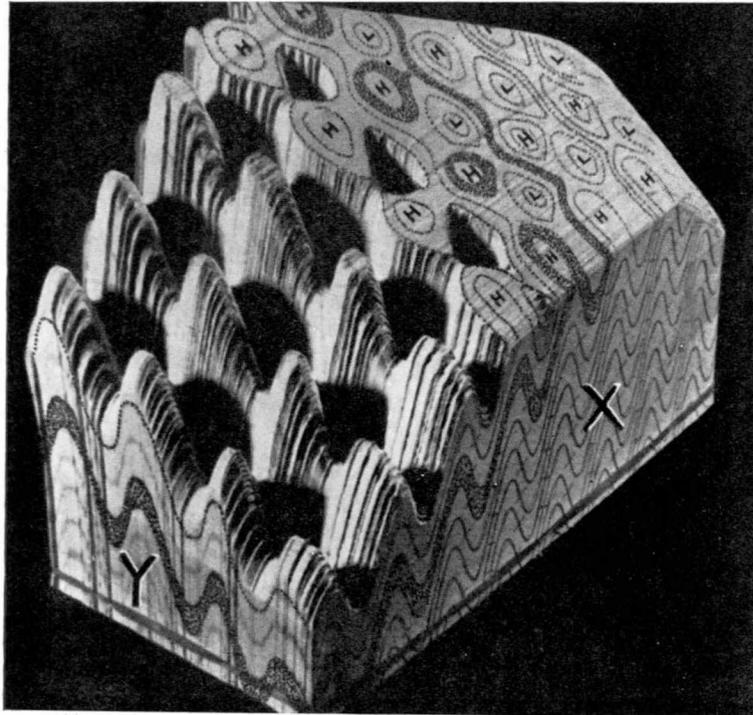


Fig. 18.—Modelo de cartulinas estampadas que muestra la superficie de interferencia intacta en la parte anterior del modelo, y truncada al fondo, con objeto de poner de manifiesto las trazas de las superficies sucesivas.

Se ha sombreado un estrato con objeto de conseguir mayor visibilidad en la ilustración. La «mega-pendiente» del mazo puede ser concebida como un plano buzante hacia el observador y tangente a los domos de la superficie intacta de interferencia. Su arrumbamiento, en este modelo, es por consiguiente aproximadamente bisector del ángulo comprendido entre los dos ejes de plegamientos básicos.

El fondo del mazo ha sido alisado horizontalmente con objeto de poner de manifiesto la geometría esencial de las trazas diferenciales de los pliegues interferentes con un plano mutuamente perpendicular a los planos axiales de

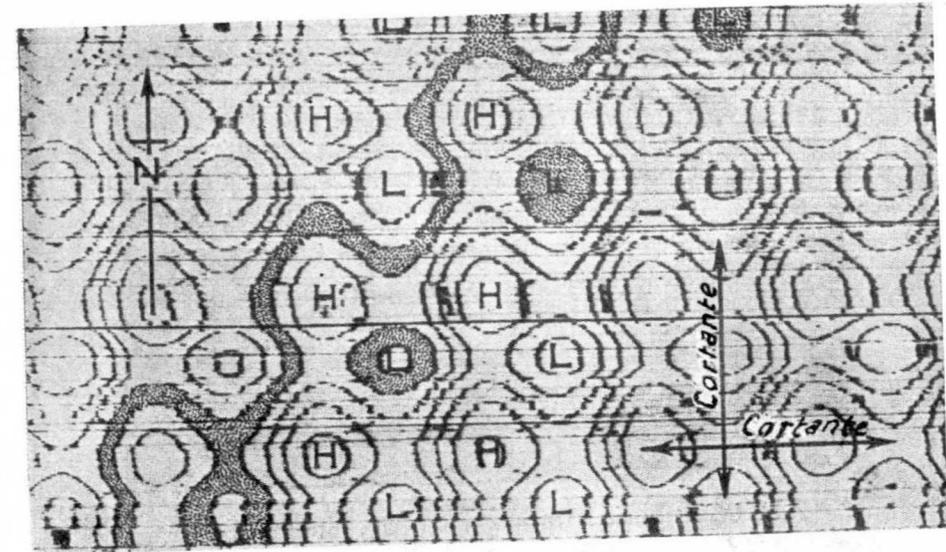


Fig. 19.—Sección plana cortada a través de un modelo de cartulinas estampadas, que pone de manifiesto una serie de superficies de interferencia constituyendo domos (H) y cuencas (L) truncados. Se ha sombreado un estrato con objeto de subrayar la predominancia del arrumbamiento cuadrático.

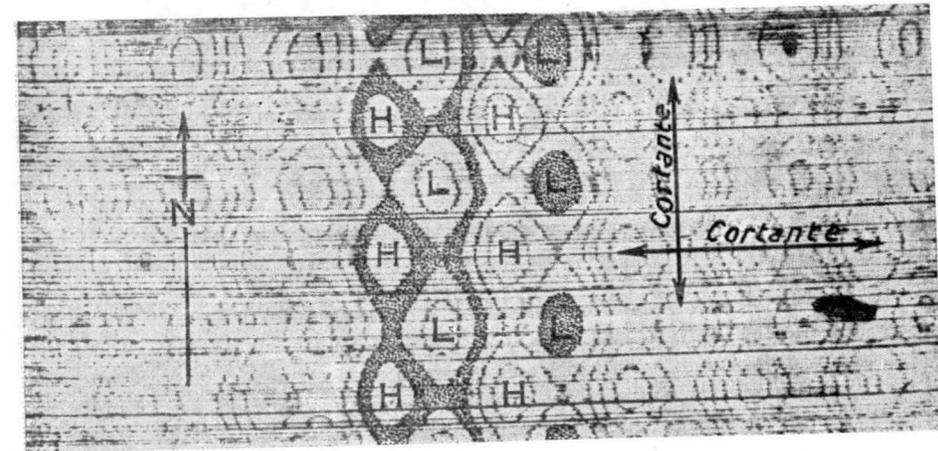


Fig. 20.—Sección plana semejante a la de la figura 19, pero en la que predomina un arrumbamiento axil. La diferencia esencial entre los dos casos de las figuras 19 y 20 reside en el arrumbamiento de la superficie de «mega-pendiente» sobre la que se imponen las estructuras más chicas.

ambos sistemas de pliegues. La figura 19 reproduce una fotografía de este fondo aplanado del mazo, que no ha sido retocado, sino salvo para destacar una formación sombreándola mediante punteado. Las trazas que allí aparecen no son sino los cantos cortados de los pliegues estampados en las caras de las cartulinas. Las dos direcciones axiales cortantes se muestran arrumbantes al N.-S. y E.-O. y el estrato sombreado, arrumbante al NE., representa el arrumbamiento de la «mega-pendiente».

Podemos deducir también el buzamiento de la «mega-pendiente» a partir del estrato continuo que separa cuencas, en el lado descendente (NO.), y de domos en el lado ascendente (SE.).



Fig. 21.—Superficie curva alisada sobre un modelo de cartulinas estampadas, con objeto de poner de manifiesto la variación de interferencia.

La figura 20 muestra el fondo alisado de un modelo semejante que difiere, sin embargo, en que la «mega-pendiente» arrumba de N.-S., en disposición paralela a una de las direcciones cortantes básicas, y que buza hacia el Oeste. En estas figuras se puede apreciar que la disposición de la «mega-pendiente» puede determinar la predominancia de orientaciones de arrumbamiento cuadráticas o axiles, cuando los planos axiles son perpendiculares a la superficie expuesta.

La figura 21 muestra variaciones configurativas puestas de manifiesto por superficies curvas alisadas sobre un mazo. Estas producen un efecto equivalente al que se obtendría inclinando los planos axiles de los pliegues interferentes con respecto a la superficie de afloramiento.

#### IMPOSICIÓN DE PLEGUES SIMILARES SOBRE SUPERFICIES INCLINADAS

La figura 22 muestra el efecto resultante de la imposición de un perfil regular cortante de pliegues sobre una serie de superficies (o de estratos) que no son paralelos. La figura 23 muestra un modelo de cartulinas verticales estampadas con las trazas de una serie de superficies dotadas de diversas in-

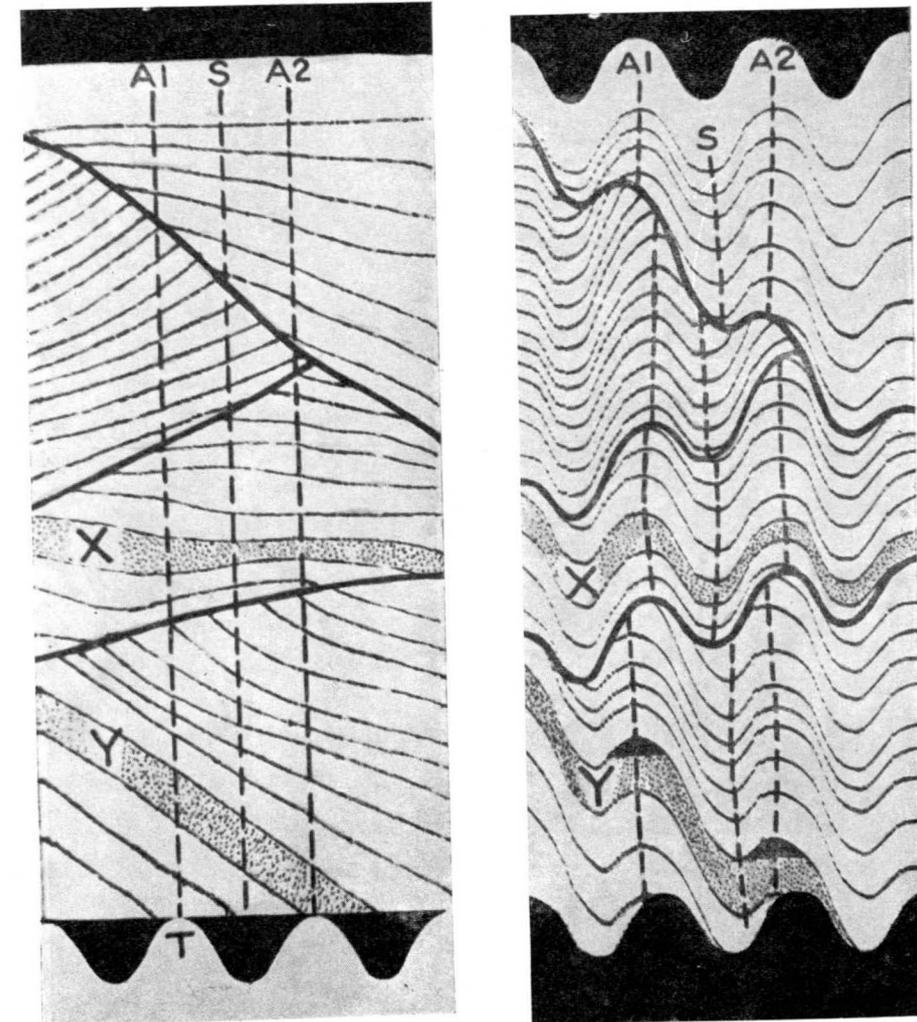


Fig. 23.—Muestra un corte de las trazas de superficies discordantes antes de recibir el perfil diferencial que le imprime la base T, gracias a movimientos diferenciales verticales a lo largo de los ejes de plegamiento  $A_1$ , S y  $A_2$ .

Fig. 24.—Muestra cómo una vez impuesto el perfil tiene lugar dislocación y deflexión de ejes en estratos sucesivos. Se señalan dos cierres en el estrato Y.

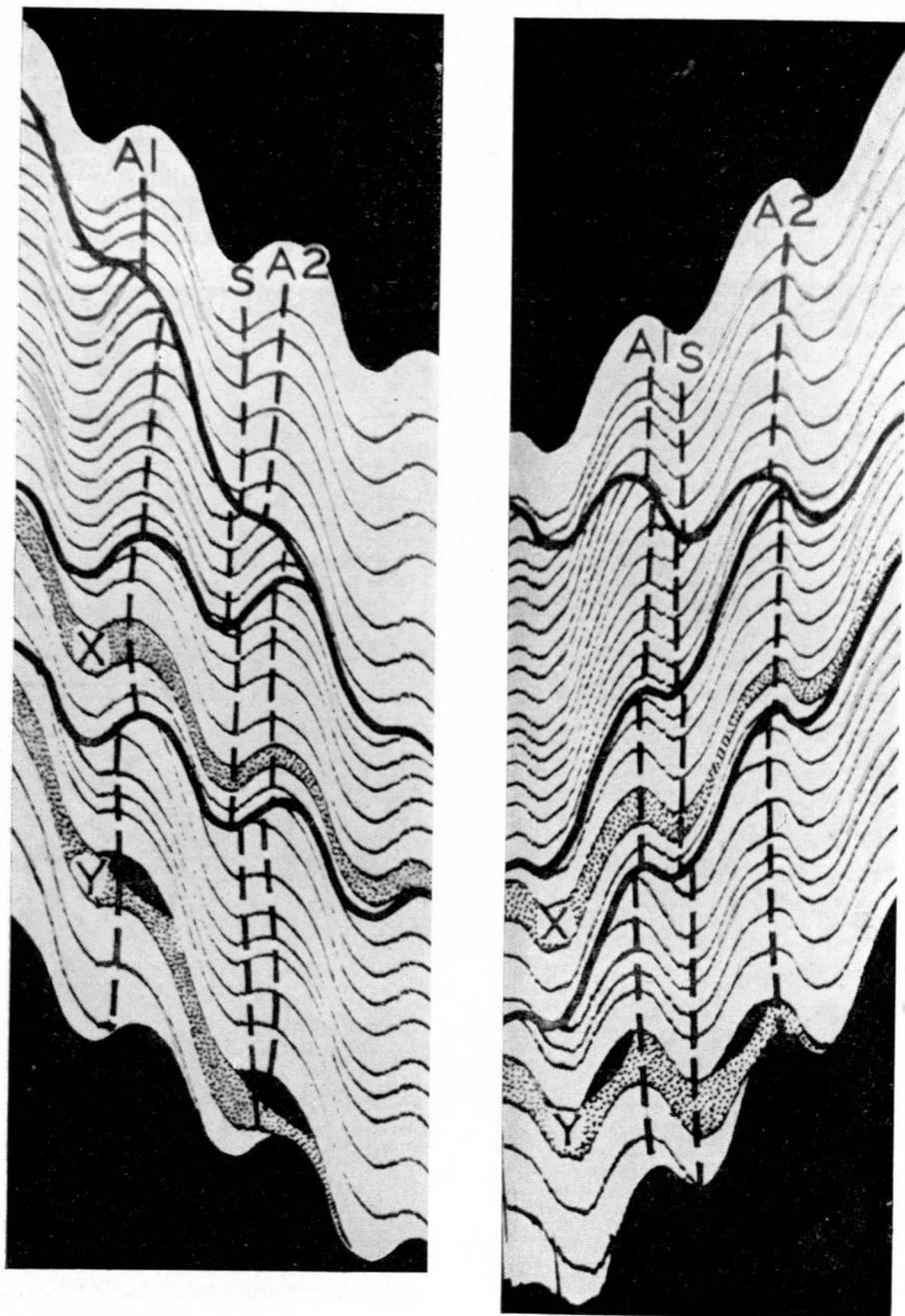


Fig. 25.—Muestra el resultado de la superposición de un movimiento vertical en el sentido del movimiento de las agujas de un reloj, o «cortante regional», que ocasiona un cambio en el espaciamiento axial y en el grado de cierre de las estructuras en el estrato Y.  
 Fig. 26.—Muestra el resultado de un movimiento «cortante regional» en sentido contrario al de las agujas de un reloj, causante de inversiones recíprocas en el espaciamiento axial.

clinaciones y preparado para recibir el moldeo de una base T, en la que los ejes anticlinales y sinclinales han sido señalados respectivamente con  $A_1$ ,  $A_2$  y S. Se han sombreado, para referencia, dos estratos diferentes X e Y. La figura 24 muestra cómo queda el modelo después de la imposición sobre el perfil de la base, mediante movimientos diferenciales de resbalamiento a lo largo de los planos axiales verticales. Los ejes  $A_1$ , S y  $A_2$ , que originalmente estaban igualmente espaciados en sentido vertical, se ve que resultan ahora discontinuos, curvados y diversamente transpuestos en los diferentes grupos de estratos, habiendo quedado desplazados los anticlinales pendiente arriba y los sinclinales pendiente abajo, con respecto a los estratos. Los anticlinales en los estratos X, no coinciden verticalmente con los de los estratos Y, aunque ambos han quedado sujetos a los mismos movimientos diferenciales verticales.

Las figuras 25 y 26 muestran otras migraciones horizontales que resultan, en añadidura, por la aplicación de cortantes «regionales» tanto en el sentido (C) del movimiento de las agujas de reloj, como en sentido (D) contrario, todo ello sobre el mismo modelo figurado en (A) y en (B). Es de especial interés observar los efectos producidos sobre el espaciamiento axial y la desaparición de algunos cierres estructurales. Se ve cómo los límites originales de dos cierres estructurales que aparecen en el estrato Y de la figura 24, han quedado transpuestos en la figura 25 y con su inclinación desviada por deformación hasta un ángulo que prácticamente los priva de sus cierres estructurales. Como antes, la rotación ha tenido por consecuencia que los planos axiales, dibujados convencionalmente en relación a los respectivos pliegues individuales, se inclinan con respecto a la vertical.

Los modelos de la figura 22 son ilustraciones bidimensionales de la migración axial en determinados perfiles seccionales inclinados. El efecto tri-dimensional de tal migración puede verse en la figura 27, en la que la ondulada traza AaBbC representa el canto de una superficie horizontal sujeta a plegamiento cruzado que se extiende a través del mazo, y la Dd'Ee'F representa el canto de una superficie inclinada que constituye la cara superior del mazo, y que ha quedado sujeta al mismo cruzamiento de pliegues. Ambas superficies, originalmente planas, han resultado plegadas, cruzadamente, por los mismos pliegues similares horizontales cuyas direcciones axiales respectivas son BA y BC respectivamente, con intersecciones perpendiculares y con movimientos diferenciales verticales a lo largo de planos axiales verticales. La superficie inclinada aparece arrumbada oblicuamente con respecto a ambos ejes de los sistemas de pliegues.

Como ocurría antes, las crestas  $a$  y  $b$ , de los anticlinales en la superficie horizontal plegada, ABC, no coinciden verticalmente con las crestas correspondientes  $d'$  y  $e'$  de los anticlinales en la superficie inclinada plegada DEF, sino que están transpuestas lateralmente según distancias proporcionales a  $dd'$  y  $ee'$ . Puede apreciarse que los planos axiales de los pliegues componen-

tes en el estrato ABC, que pasan respectivamente por  $ad$  y  $bc$ , se cortan a lo largo de una línea vertical que pasa por  $f$ , que marca la posición, en planta, del domo de interferencia con la superficie ABC (en profundidad). Por otra

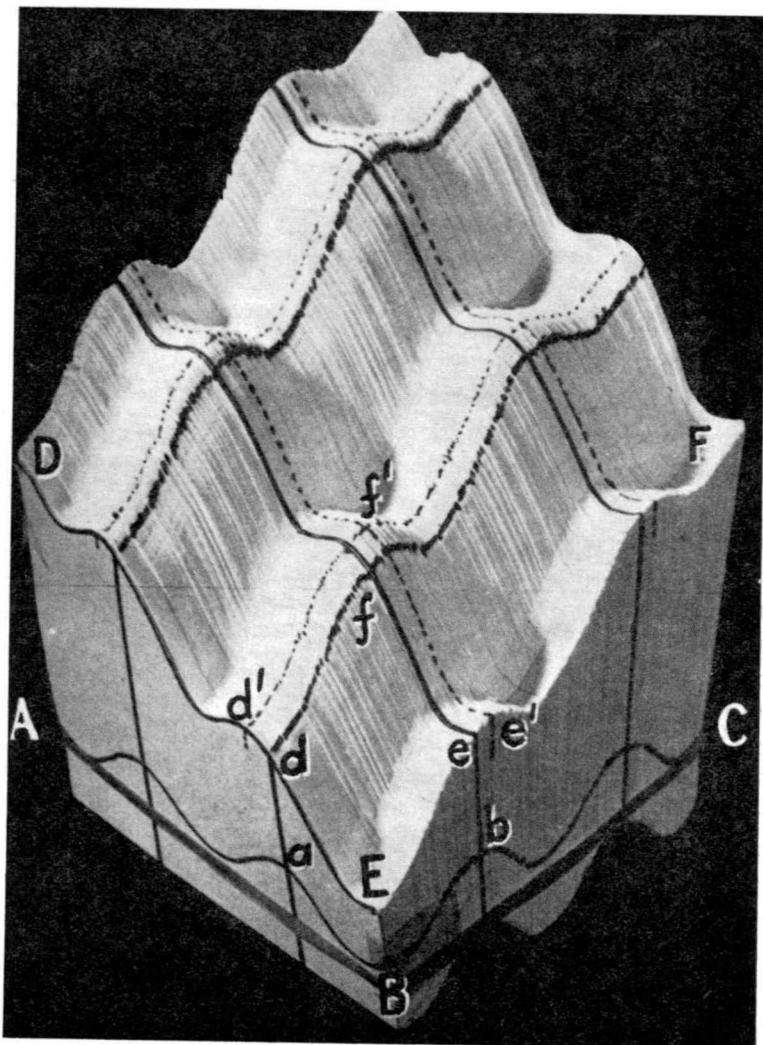


Fig. 27.—La forma de una superficie horizontal de plegamiento interferente (AaBbC), transmitida verticalmente hasta una superficie inclinada (DdEef), trae como consecuencia una migración lateral de las crestas domales correspondientes.

parte, los planos axiales verticales de los pliegues correspondientes en la superficie DEF, que pasan respectivamente por  $d'$  y  $e'$ , se cortan a lo largo de una línea vertical que pasa por  $f'$ , que marca la posición en planta del domo de interferencia correspondiente sobre la superficie DEF. Así es que, en planta

compuesta, la cresta del domo  $f'$  en la superficie DEF queda desplazada lateralmente de la cresta del domo correspondiente en la superficie ABC, y en profundidad, verticalmente por debajo de  $f$ . Este desplazamiento lateral se consigue enteramente mediante movimientos verticales en los sistemas de pliegues interferentes. La dirección de migración desde  $f$  a  $f'$  depende de la disposición de la superficie inclinada DEF con respecto a la superficie horizontal ABC. Cuando la superficie de arrumbamiento DEF es paralela a BC, EF resulta horizontal y el domo  $f'$  se desplaza en la dirección BA; cuando el rumbo de DEF es paralelo a BA, DE resulta horizontal y  $f'$  se desplaza en la dirección de BC.

#### CONCLUSIONES

Los experimentos precedentes ilustran algunos de los efectos del mecanismo de pliegues similares que implican cortantes sencillos. Las analogías que puedan deducirse entre las observaciones experimentales y las de campo, quedan sujetas, desde luego, a las cualificaciones aceptadas del razonamiento inductivo y deben hacerse las concesiones debidas a los factores que no pueden quedar representados en los modelos experimentales. El autor está convencido, sin embargo, de que resulta imposible la comprensión correcta de las limitaciones del mecanismo del plegamiento similar si no hay una comprensión previa de las diversas transformaciones topológicas que tales mecanismos pueden lograr en su forma esencial elemental.

Se considera muy significativo el que los esquemas básicos de las alineaciones escalonadas y las figuras sigmoides puedan ser producidas en planta horizontal por la interferencia de dos sistemas de pliegues constituidos exclusivamente por movimientos verticales. También es notable que el mecanismo de interferencia regular y continua, logrado solamente merced a movimientos a verticales, pueda ocasionar que los ejes de pliegues experimenten dislocación horizontal y deflecciones allí donde transecten las superficies de discordancia.

En pro de la sencillez, las ilustraciones precedentes (excepto la figura 21) muestran fenómenos de interferencia que resultan de la intersección de pliegues similares constituidos por movimientos diferenciales verticales. Si los planos diferenciales (cortantes) quedan inclinados con respecto a la vertical, las cualidades de la interferencia diferencial ofrecen componentes horizontales interdependientes que introducen una simetría adicional y ofrecen tendencias a transformaciones topológicas proyectadas en el plano horizontal. Estamos preparando para publicación detalles de modelos experimentales operantes con interferenciales inclinados.

## RECONOCIMIENTOS

El autor desea registrar aquí su agradecimiento a Mr. L. W. Parkin, Director Delegado de Minas, South Australia, por su apoyo al trabajo experimental y por gestionar el permiso para la publicación de los resultados; al Prof. S. Warren Carey, de la Universidad de Tasmania, por su continua inspiración y por su guía personal, indispensable en la preparación del manuscrito; a Mr. Haddon King, de la Consolidated Zinc Corporation Ltd., por su simpático interés e inequívoco discernimiento en las discusiones críticas; y a su colega Dr. Rudolph Horwitz, por su entusiasta colaboración y perspicaz valoración de las analogías de campo.

## BIBLIOGRAFÍA

- CAREY, S. W.: *The Rheid Concept in Geotectonics*, «*Jour. Geol. Soc. Austl.*», VI, págs. 67-117, 1953.
- BHATTACHARJI, S.: *Theoretical and Experimental Investigations on Crossfolding*, «*Journal of Geology*», vol. 66, núm. 6, págs. 625-667.
- WEISS, L. E.: *Structural Analysis of the Basement System at Turoka, Kenya*, «*Overseas Geol. and Mineral Resources*», vol. 7, núm. 1, págs. 3-35; núm. 2, págs. 123-135, 1959.
- PATERSON, M. S. y WEISS, L. E.: *Symmetry Concepts in the Structural Analysis of Deformed Rocks*, «*Geol. Soc. America Bull.*», vol. 72, págs. 841-882, 1961.

Recibido el 13 IX-1963.

JOAQUIN MONTORIOL POUS y MANUEL FONT-ALTABA

## ESTUDIO DEL YACIMIENTO DE FLUORITA «MINA BERTA» (SAN CUGAT DEL VALLES, BARCELONA)

### I.—INVENTARIO DE LAS ESPECIES MINERALES (\*)

## RESUMEN

Se establece el catálogo de las especies minerales existentes en «Mina Berta». Este contiene 44 minerales diferentes (de los cuales 10 son especies nuevas en el yacimiento, y otros siete, si bien eran conocidos, no habían sido descritos en publicación alguna).

Siempre que ha sido posible se han utilizado para las determinaciones métodos físicos: roentgenografía (36 especies identificadas), espectrografía (dos especies identificadas), a. t. d. (dos especies identificadas).

## RÉSUMÉ

On établit le catalogue des espèces minerales de «Mina Berta». Il contient 44 minéraux différents (10 sont des espèces nouvelles dans le gîte et autres 7, bien que déjà connus, on ne les avait jamais décrit dans aucune publication).

Quand il a été possible on a utilisé pour les déterminations des méthodes physiques: roentgenographie (36 identifications), spectrographie (2 identifications), a. t. d. (2 identifications).

## INTRODUCCIÓN

La demarcación «Berta» se halla enclavada entre las poblaciones de Papiol y de Rubí, casi equidistante de ambas. Las instalaciones mineras aparecen edificadas al pie de la Sierra de Roques Blanques, a cosa de un centenar de metros al SW. de la carretera Molins de Rey-Caldas de Montbuy, frente al Km. 6.4. Su proximidad a los citados núcleos urbanos ha hecho que se la considerara enclavada en uno de sus términos municipales y, hasta 1950, todos los autores la situaron en el de Papiol. Sin embargo, y con la

(\*) Este trabajo forma parte de la tesis doctoral del primero de los que suscriben.

denominación de Mina de casa Domenech, las edificaciones de Mina Berta forman parte del término municipal de San Cugat del Vallés (1).

Su fácil acceso y su proximidad a Barcelona, Tarrasa y Sabadell, ha sido la causa de que todos los aficionados a la Mineralogía y todos los coleccionistas, así como todos aquellos dedicados a la compra y venta de minerales, hayan efectuado constantes visitas a las instalaciones mineras. Las escombreras han sido, por tal causa, removidas a un ritmo poco frecuente, y como resultado de esta asiduidad la cantidad de ejemplares procedentes del yacimiento es verdaderamente excepcional.

Como es natural, los autores españoles se han interesado repetidamente por el mismo, describiendo cada vez un mayor número de especies minerales, según puede apreciarse en la tabla I.

TABLA I

Autor	Gimeno	Rivas Mateos	Calderón	Llorenc Tomás	IGME	Andrés	Andrés
Año	1901	1903	1910	1920	1930	1947	1950
Bibliografía	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(1)
Plata nativa							*
Calcosina							*
Bornita		*		*	*	*	
Esfalerita				*	*	*	*
Calcopirita	*	*		*	*	*	*
Covellina						*	*
Galena	*	*	*	*	*	*	*
Pirita					*	*	*
Fluorita	*	*	*	*	*	*	*
Cuarzo			*	*	*	*	*
Hematites					*	*	*
Limonita							*
Pirolusita		*	*	*		*	*
Wad				*			
Manganita						*	
Cuprita						*	*
Melaconita							*
Calcita			*	*	*	*	*
Siderita							*
Ferrosmithsonita							*
Cerusita						*	*
Azurita	*	*			*	*	*
Malaquita	*	*		*	*	*	*
Auricalcita							*
Baritina			*	*	*		*

Los dos Museos de la provincia de Barcelona que poseen colección mineralógica (Museo Municipal de Geología de Barcelona y Museo de la Ciudad de Sabadell), así como las principales colecciones particulares, poseen, en general, abundancia de ejemplares procedentes del yacimiento «Berta», por lo cual se encuentran en ellos algunas especies minerales que no han sido descritas en ninguna publicación.

De las particulares merece especial mención la «Colección Andrés», que posee 853 ejemplares procedentes de Mina Berta. Su propietario es un inteligente coleccionista que no se ha limitado a almacenar minerales, sino que ha realizado un verdadero trabajo con los mismos, habiendo determinado, por métodos goniométricos siempre que le ha sido posible, 11 especies que no aparecen citadas en ninguna publicación. Por su interés las indicamos en la tabla II.

TABLA II

Mineral	G	Q
Argentita	*	
Pirargirita		*
Clorargirita		*
Manganocalcita		*
Leadhillita	*	
Anglesita	*	
Yeso	*	
Linarita	*	
Apatito	*	
Promorfita	*	
Hemimorfita	*	
Caolín		*

G, determinación goniométrica; Q, ídem química.

Habiendo trabajado, durante nuestras investigaciones, en las principales colecciones oficiales y particulares, hemos podido reunir un fichero con la localización de los ejemplares procedentes del yacimiento en estudio. Por la utilidad y enorme ahorro de tiempo que puede reportar a otros investigadores que se interesen por alguno de los problemas de Mina Berta, damos a continuación (tabla III), la localización de los ejemplares, con la referencia numérica que poseen en cada una de las colecciones. (Se han suprimido de la relación todos aquellos ejemplares que, si bien han sido recogidos en la zona de Sierra de Roques Blanques, no proceden del propio yacimiento.)

MINERAL	COLECCIÓN	NUMERACIÓN
Plata nativa.	Andrés. Mu. Ci. Sa.	7 ejes. SN. B1.
Argentita.	Andrés.	4 ejes. SN.
Calcosina.	Andrés.	11 ejes. SN.
Esfalerita.	Andrés. Brumós. Mu. Mu. Ba. Mu. Ci. Sa.	42 ejes. SN. 17.436. 483. 6.493 (galena). B3 (fluorita); B34, B35, B36, B38, B39, B40 (galena); B41, B42 (galena); B43 (fluorita); B44 (calcita, cuarzo); B45 (galena); B46 (cuarzo); B47 (fluorita, calcita); B49, B50 (fluorita); B51 (fluorita); B52 (galena), B53 (fluorita); B54 (fluorita, cuarzo); B55, M7 (fluorita); M8 (cuarzo); M188, M269, M270 (galena); M271, 315, 2 ejes. SN.
Calcopirita.	Andrés. Brumós. Monné. Mu. Mu. Ba. Mu. Ci. Sa.	39 ejes. SN. 14. 270 (covellina); 421 (antlerita?); 429 (smithsonita); 430. 6.245, 6.837 (fluorita, galena); 6.845, 6.846. B87 (M183) (cuarzo); B88 (covellina); B89 (covellina, malaquita); B91, B93, B94 (calcita, cuarzo); B95 (cuarzo); B96 (blenda, galena); B97 (M100) (cuarzo); B98, B99 (cuarzo); B100, B101, B102, B104 (cuarzo); B105 (covellina); M66, M96, M98 (limonita); M99 (cuarzo); M280, M281 (cuarzo); M282 (fluorita, calcita); M283, M284 (cuarzo); M285 (calcita, cuarzo); M287, M288 (calcita, cuarzo); 2 ejes. SN.
Covellina.	Andrés. Brumós. Monné. Mu. Ci. Sa.	35 ejes. SN. 18 100, 101 (galena). B107 (cuarzo); B108 (cuarzo); B109 (cuarzo); B110 (cuarzo); B111 (cuarzo); M24, M28 (galena); M261 (calcopirita); M262 (calcopirita); 2 ejes. SN.
Galena.	Andrés. Brumós. Monné. Mu. Mu. Ba. Mu. Ci. Sa.	60 ejes. SN. 9, 11, 470. 2, 5, 77 (cerusita); 386 (calcita). 2.779, 3.201, 3.881 (fluorita); 5.414 (fluorita, calcita); 5.443 (fluorita, azurita, malaquita, cuarzo); 5.487 (fluorita, feldespato); 5.492 (fluorita); 6.663, 6.674, 6.704 (fluorita); 6.705 (fluorita); 6.706 (fluorita). B7, B8, B9, B10 (fluorita); B11, B12, B13 (fluorita); B14 (calcita); B15 (fluorita, covellina); B16 (M31) (esfalerita); B17 (fluorita, calcita); B18 (calcopirita); B19 (calcita, cuarzo); B20 (esfalerita, cuarzo); B22 (cuarzo); B24, B25, B26, B128, M6, M15 (calcopirita); M16 (fluorita); M18, M19.

TABLA 111 (Continuación)

MINERAL	COLECCIÓN	NUMERACIÓN
		M21 (calcita); M29 (fluorita); M30 (esfalerita); M151, M277 (cerusita); 18, 153, 208, 5 ejes. SN.
Pirita	Andrés. Brumós. Monné. Mu. Mu. Ba. Mu. Ci. Sa.	26 ejes. SN. 19, 21. 283. 6.578. M11 (calcita); M13, M41 (cuarzo); M125 (cuarzo); M272 (fluorita); M273, M274 (fluorita); M275, 2 ejes. SN.
Pirargirita.	Andrés.	2 ejes. SN.
Clorargirita.	Andrés.	2 ejes. SN.
Fluorita.	Andrés. Brumós. Folch. Monné. Mu. Mu. Ba. Mu. Ci. Sa.	138 ejes. SN. 32, 166, 225, 233, 306, 491, 492. M2, M3, M5. 6, 15, 49, 175 (azurita); 250, 254, 257, 385, 439, 443, 445, 454. 432, 444, 2.912, 2.914, 2.916, 2.917, 2.918, 2.919, 2.920 (cuarzo); 3.336, 4.555, 4.616 (cuarzo); 4.747, 4.748, 4.759, 4.760, 8.046, 8.048, 8.050 (cuarzo); 8.051, 8.052, 8.054, 8.056, 8.057, 8.063, 8.064, 8.065, 8.070, 8.071 (galena); 8.079, 8.084 (limonita); 8.091, 8.094 (galena); 8.095, 8.100, 8.109, 8.111, 8.119 (galena); 8.120 (pirita); 8.122, 8.799 (esfalerita, pirita); 9.555, 9.695, 9.697. B5, B194, B195, B196, B197, B198, B199, B200, B201, B202 (calcita, cuarzo); B203, B204, B205, B207 (M112); B208, B209 (calcita); B212 (M49); B213, B214, B215 (covellina); B216 (pirolusita); B217, B218, B219, B220 (calcita); B221, B222, B223, B224 (calcita); B225 (galena); B226 (M192); B227 (calcita); B228, B229, B230 (esfalerita); B231, B232 (pirolusita, malaquita); B235, B236 (galena, limonita); B237, M17 (galena); M101 (cuarzo); M102, M109, M111, M113, M117, M142, M149, M159, M169, M204 (cuarzo); M236, M252 (cuarzo); M305, M306, M307 (cuarzo); M322 (cuarzo, azurita, malaquita); UV1, UV2, UV9, UV11 (calcita); UV12 (calcita); UV15, UV19, UV20, UV21 (calcita) (UV-instalación ultravioletas); 354, 10 ejes. SN (siete sola, una con galena y covellina, una con calcita y calcopirita y una con baritina).
Hematites.	Andrés. Monné. Mu. Ci. Sa.	11 ejes. SN. 550. 301, 2 ejes. SN.
Limonita.	Andrés. Mu. Mu. Ba. Mu. Ci. Sa.	14 ejes. SN. 7.786, 7.803. B127 (calcopirita, malaquita); B128 (calcopirita, ma-

TABLA III (Continuación)

MINERAL	COLECCIÓN	NUMERACIÓN
		laquita); B129 (calcopirita, covellina); B130 (calcopirita).
Pirolusita.	Andrés.	10 ej. SN.
	Monné.	63. 121. 265.
	Mu. Ci. Sa.	B80. B81 (M137); B82. B84. B85.
Cuprita.	Andrés.	3 ej. SN.
	Mu. Ci. Sa.	B112 (?). 1 ej. SN.
Calcita.	Andrés.	63 ej. SN.
	Brumós.	176. 193. 472. 474. 497.
	Folch.	M1.
	Monné.	57. 192 (limonita); 192 (cuarzo); 406.
	Mu. Mu. Ba.	2.932. 2.934. 3.342. 3.350. 3.632 (fluorita); 3.633. 8.134. 8.154. 8.155. 8.160. 8.248. 8.348.
	Mu. Ci. Sa.	B133 (galena, cuarzo); B134 (fluorita); B135. B166. B167 (fluorita, cuarzo); B168 (M200) (fluorita); B170 (cuarzo); B171 (cuarzo); B172. B173 (cuarzo); B174. B175. B177 (galena); B178. B180. B181 (cuarzo); B182. B183 (fluorita); B184 (cuarzo, calcopirita); B185 (galena, esfalerita); B187. B188 (fluorita, cuarzo); B189. B197 (M194). B210 (fluorita, cuarzo); B233. M43 (cuarzo); M55. M199. M213. M368. M309. M311. M312 (fluorita); M313. UV8. UV17 (fluorita) (3 ej.); UV22 (UV-instalación ultravioletas); 8 ej. SN (fluorita, esfalerita, galena, calcopirita).
Manganocalcita.	Andrés.	4 ej. SN.
Siderita.	Andrés.	24 ej. SN.
	Monné.	408 (calcopirita).
	Mu. Ci. Sa.	B76 (fluorita); B77. B78 (calcopirita, galena); B131.
Smithsonita.	Andrés.	37 ej. SN.
	Monné.	16. 46 (calcopirita); 350 (fluorita); 437. 440. 441. 452 (fluorita); 453.
	Mu. Ci. Sa.	B59. 1 ej. SN.
Monheimita.	Brumós.	438.
	Folch.	M6.
	Monné.	313 (malaquita).
	Mu. Ci. Sa.	B60 (cuarzo). 2 ej. SN (calcopirita, cuarzo, fluorita).
Cerusita.	Andrés.	90 ej. SN.
	Brumós.	283 (cuarzo); 432.
	Monné.	414. 416.
	Mu. Ci. Sa.	P28. B29. B30 (cuarzo); B31. B32 (galena); M59. M69. M316. 3 ej. SN (una con galena).
Estroncianita.	Mus. Mar.	3.394.
Leadhillita.	Andrés.	2 ej. SN.
Azurita.	Andrés.	37 ej. SN.
	Brumós.	427.
	Monné.	282. 363. 364.

TABLA III (Continuación)

MINERAL	COLECCIÓN	NUMERACIÓN
	Mu. Mu. Ba.	9.434 (malaquita, cuarzo); 9.696. 9.698 (pirita, calcopirita).
	Mu. Ci. Sa.	B115 (cuarzo); B116 (cuarzo); B117 (cuarzo); M231. M323 (fluorita); 2.183 (auricalcita); 2 ej. SN (fluorita, cuarzo).
Malaquita.	Andrés.	32 ej. SN.
	Brumós.	171.
	Monné.	161. 177 (cuarzo); 188 (cerusita); 281.
	Mu. Ci. Sa.	B114. B119. B120 (limonita); B121. B122. B123 (calcopirita, limonita); B179. 4 ej. SN.
Baritina.	Andrés.	28 ej. SN.
	Brumós.	391. 392. 496.
	Folch.	M4.
	Monné.	18 (malaquita); 19 (esfalerita); 43 (cuarzo); 138 (calcita); 160 (calcita); 495.
	Mu. Mu. Ba.	9.457 (galena); 9.472 (fluorita).
	Mu. Ci. Sa.	B192. M193. M259 (cuarzo); 2 ej. SN.
Anglesita.	Andrés.	30 ej. SN.
	Brumós.	348.
	Folch.	M7. M8.
	Mu. Ci. Sa.	B4.
Linarita.	Andrés.	57 ej. SN.
Yeso.	Andrés.	2 ej. SN.
Antlerita.	Monné.	17. 398. 421 (calcopirita, calcita).
Apatito.	Andrés.	1 ej. SN.
Piromorfita.	Andrés.	4 ej. SN.
Hemimorfita.	Andrés.	4 ej. SN.
Caolín.	Andrés.	13 ej. SN.
	Monné.	71 (pirolusita); 205. 259.
Cuarzo.	Andrés.	32 ej. SN.
	Brumós.	37.
	Monné.	45. 47. 104. 286. 304. 310. 392. 394. 438 (malaquita); 446. 991 (pirita).
	Mu. Mu. Ba.	2.280. 2.832. 3.259. 3.260. 4.674. 5.789. 5.817. 6.251. 6.970. 7.016. 7.122. 7.123. 7.137. 7.170. 7.187. 8.186.
	Mu. Ci. Sa.	B14 (calcita); B132. B136. B137 (M124); B139. P140. B141 (calcopirita); B142 (pirolusita); B143. F144. B145 (calcopirita, covellina); B146. B147. B148. B149. B150 (esfalerita); B151. B153. B154. B156 (calcopirita); B157 (malaquita); B159. B160 (calcita); B161. B162. B163. B164. B165 (fluorita); B166 (galena, pirita); 214. 294. 296. 14 ej. SN (fluorita, calcopirita, covellina).

Además de los ejemplares relacionados, el Mu. Ci. Sa. tiene una reserva, no expuesta, de 250 ejemplares (fluorita, galena, calcopirita, pirita, covellina, esfalerita, limonita, cuarzo). Los nombres que figuran entre paréntesis tras los números se refieren a los minerales acompañantes.

Como muchos ejemplares procedentes de «Mina Berta» fueron etiquetados sin las debidas garantías, y además los autores casi nunca se aventuraron personalmente bajo tierra para estudiar los depósitos minerales *in situ*, limitándose a remover las escombreras, hemos creído que la primera labor a efectuar para llegar al conocimiento total del yacimiento, era el establecer, de la manera lo más completa posible, el catálogo de las especies minerales existentes en el mismo. Tal labor se ha realizado según los dos sentidos siguientes: *a*) Exploración sistemática de todas las galerías de la mina (incluyendo aquellas fuera de explotación, cuyo recorrido no siempre ha resultado fácil); *b*) Identificación de las especies minerales por métodos físicos.

### I. Determinaciones roentgenográficas.

Se ha empleado el método del polvo cristalino. Como generador de rayos X hemos utilizado un tubo Philips con ánodo de Cu. Los diagramas se han obtenido con una cámara de focalización asimétrica tipo Guinier-De Wolf (8) (9), construida por Nonius, con monocromatizador de lámina de cuarzo en espiral logarítmica (10), que proporciona una radiación monocromática correspondiente a la raya CuK $\alpha$ .

En las tablas IV a XXVI se consignan los resultados experimentales obtenidos, así como su interpretación, que se ha efectuado mediante fichas ASTM (11). En todas las tablas se ha consignado el  $\Delta d$ . Como podrá observarse, hay una serie de minerales en los que las desviaciones del diagrama respecto al standard son inferiores a 0.01 Å; en cambio, en otros llega a valores de 0.05 Å, pudiendo ser esto debido a que la mayoría de ellos son minerales supergénicos propios de la zona de alteración que se hallan en vías de cristalización y mezclas de especies diversas. El valor de  $\Delta d$  deja claramente delimitado el grado de precisión de cada una de las identificaciones.

La azurita aparece por toda la mina, mezclada con malaquita, formando innumerables depósitos verde-azulados de aspecto, en general pulverulento o en costras (en ellos hay también linarita, brochantita y leadhillita). También se encuentran ejemplares constituidos por diminutos cristallitos de *habitus* prismáticos perfectamente identificados morfológicamente, habiéndose obtenido con ellos un diagrama de polvo perfecto. No existiendo la correspondiente ficha ASTM, y habiendo observado imprecisión en las tablas de Torre de Assunção y Garrido (12), particularmente en lo que respecta a intensidades, incluimos nuestro diagrama, obtenido con un difractor Philips con registrador de impulsos, como tipo de la azurita del yacimiento «Berta» (tabla XXXVII).

TABLA IV

DIAGRAMA NÚM. 0-A.			EJEMPLAR NÚM. 237 (*)				$\Delta d$
Línea Núm.	Diag. obtenido $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	
1	6.43	70	6.5	67			.070
2	6.00	20			5.993	55	-.007
3	5.37	70	5.4	58			.030
4	5.07	20			5.055	75	-.015
5	4.628	< 5			4.609	13	.071
6	3.985						
7	3.908	100	3.91	100			.002
8	3.686	30			3.693	85	.007
9	3.190	40	3.20	42			.010
10	3.027	< 5			3.028	17	.001
					2.988	17	
11	2.917	10	2.94	20			.023
12	2.853	30			2.857	100	.004
					2.823	40	
13	2.785	10			2.778	45	-.007
14	2.699	30	2.69	50			-.009
15	2.676	40					
16	2.601	5					
17	2.521	90	2.53	67	2.520	55	
					2.477	30	
18	2.464	30	2.46	10	2.464	35	
					2.425	20	
19	2.407	5					
20	2.379	10	2.39	7			.011
21	2.287	10	2.29	13			.003
22	2.189	20	2.19	13			.001
23	2.182	5			2.186	20	.004
24	2.130	5			2.129	20	-.001
25	2.077	10	2.07	10	2.076	17	
26	1.995	10			1.991	11	-.004
27	1.970	10	1.96	13	1.969	17	
28	1.947	< 5			1.947	15	.000
					1.911	17	
29	1.887	< 5			1.889	13	.002
30	1.867	< 5					
31	1.824	20	1.82	17			-.004
32	1.766	5			1.759	11	-.007
33	1.740	30	1.74	33			.000

(\*) Este número, y los de todas las tablas que siguen a continuación, se refiere a la colección monográfica sobre «Mina Berta», que hemos formado en el Laboratorio de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Barcelona.

TABLA IV (continuación)

DIGRAMA NÚM. 0-A.			EJEMPLAR NÚM. 237				$\Delta d$
Línea Núm.	Diag. obtenido $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	
34	1.695	5			1.691	25	-.004
35	1.672	10	1.67	10	1.678	13	
36	1.637	20	1.64	13	1.640	11	.003
37	1.599	10	1.60	13	1.616	17	
					1.589	17	
					1.571	13	
38	1.560	20	1.56	23			.000
39	1.537	20	1.53	20			-.007
40	1.505	30	1.51	20			.005
41	1.453	10	1.46	17			.007
42	1.431	10	1.44	17			.009
43	1.404	10	1.40	17			.004
	$f = 1.007$		ASTM: 3-0282		ASTM: 10-399		
			Brochantita		Malaquita		

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA V

DIAGRAMA NÚM. 0-B			EJEMPLAR NÚM. 236				$\Delta d$
Línea Núm.	Diag. obtenido $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	
1	6.81	50					
2	5.99	5					
3	3.853	20	3.86	12			.007
4	3.773	20			3.70	100	.003
5	3.697	40			3.24	15	-.01
6	3.250	5					
7	3.204	20					
8	3.127	5					
9	3.081	< 5					
10	3.030	100	3.032	100			.002
11	2.896	5			2.89	10	.006
12	2.813	10					
13	2.708	20			2.71	50	.002
14	2.656	< 5					
15	2.612	40			2.61	100	-.002

TABLA V (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 0-B.			EJEMPLAR NÚM. 237				$\Delta d$
Línea Núm.	Diag. obtenido $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	
16	2.493	30	2.495	14			-.002
17	2.428	< 5					
18	2.335	< 5					
19	2.282	30	2.285	18	2.28	10	} -.003 .002
20	2.243	< 5					
21	2.144	< 5			2.14	10	-.004
22	2.091	30	2.095	18			.004
23	1.955	10					
24	1.937	< 5					
25	1.908	30	1.913	17			.005
26	1.871	30	1.875	17			.004
27	1.828	10			1.827	25	-.001
28	1.698	< 5			1.700	10	.002
29	1.651	5			1.650	20	-.001
30	1.602	30	1.604	8	1.600	25	} -.002 .002
31	1.547	< 5			1.549	15	
	$f = 1.008$		ASTM: 5-0856		ASTM: 9-492		
			Calcita		Auricalcita		

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA VI

DIAGRAMA NÚM. 2-A. B. C. D				EJEMPLARES NÚMS. 2, 145, 160, 101			
Línea núm.	Diag. obte. $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	$\Delta d$	$d$ corr.	$\Delta d$ corr.
1	6.4346	5				6.4830 (*)	
2	3.8023	5				3.8318 (*)	
3	3.1291	100	3.153	94	.0239	3.1528	.0002
4	2.1555	5				2.1708 (*)	
5	2.1016	5				2.1165 (*)	

TABLA VI (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 2-A, B, C, D				EJEMPLARES NÚMS. 2, 145, 160, 101			
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$	<i>d</i> corr.	$\Delta d$ corr.
6	1.9172	100	1.931	100	.0138	1.9305	.0005
7	1.6373	40	1.647	35	.0097	1.6482	-.0012
8	1.3577	20	1.366	12	.0083	1.3663	-.0003
9	1.2442	20	1.253	10	.0088	1.2530	.0000
Fluorita ASTM: 4-0864							

(\*) Rayas correspondientes a una sustancia biáxica no identificable, que aparece como microinclusiones en la fluorita. Probablemente un silicato cálcico.

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA VII

DIAGRAMA NÚM. 3 - A, B, C, D.				EJEMPLARES NÚMS. 66, 49, 116, 96			
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$	<i>d</i> corr.	$\Delta d$ corr.
1	3.8225	15	3.86	12	.0375	3.8681	-.008
2	3.005	100	3.035	100	.0345	3.0358	-.0008
3	2.4677	20	2.495	14	.0273	2.4963	-.0013
4	2.2588	40	2.285	18	.0262	2.2847	-.0003
5	2.0730	40	2.095	18	.0220	2.0963	-.0027
6	1.8891	30	1.913	17	.0239	1.9103	-.0027
7	1.8530	30	1.875	17	.0220	1.8737	-.0013
8	1.5888	10	1.604	8	.0152	1.6062	-.0022
9	1.5120	10	1.525	5	.0130	1.5284	-.0034
10	1.4238	10	1.440	5	.0162	1.4390	-.0010
ASTM: 5-0586 Calcita							

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA VIII

DIAGRAMA NÚM. 4-A			EJEMPLAR NÚM. 222				
Línea Núm.	Diag. obtenido <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
1	3.723	15	3.77	10			.042
2	3.577	15	3.60	10			.065
3	3.351	40	3.39	30			.039
4	3.303	10	3.31	10			.007
5	3.259	15					
6	3.175	20	3.21	20			.035
7	3.147	15			3.17	50	.023
8	3.043	15	3.05	20			.007
9	2.946	30	2.97	5	2.96	100	.014
10	2.8666	20	2.88	20			.014
11	2.739	10	2.73	10			-.009
12	2.719	25			2.72	100	.001
13	2.661	10	2.67	10			.009
14	2.526	15	2.54	10			.014
15	2.476	20	2.47	20			.006
16	2.392	70	2.40	70			.008
17	2.324	15	2.34	5	2.32	70	-.004
18	2.269	20	2.22	20			.011
19	2.117	10	2.14	10			.023
20	2.039	15	2.06	10			.021
21	1.963	70	1.969	80			.006
22	1.943	< 5	1.937	5			-.006
23	1.869	100	1.870	100			.001
24	1.695	40	1.695	40			.000
$f = 1.010$			ASTM: 9-328		ASTM: 2 0695		
			$\alpha$ -Calcosina		Rathita		

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA IX

DIAGRAMA NÚM. 4-B			EJEMPLAR NÚM. 117				
Línea Núm.	Diag. obtenido <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
1	8.20	10	8.18	7			.020
2	4.244	10			4.26	35	.016
3	3.332	25			3.343	100	.011
4	3.273	20	3.285	14			.012

TABLA IX (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 4-B			EJEMPLAR NÚM. 117				$\Delta d$
Línea Núm.	Diag. obtenido $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	
5	3.202	25	3.220	28			.018
6	3.043	70	3.048	67			.005
7	2.812	100	2.813	100			.001
8	2.720	50	2.724	56			.004
9	2.310	15	2.317	10			.007
10	2.092	10	2.097	6			.005
11	2.039	10	2.043	7			.004
12	1.899	25	1.902	25			0.03
13	1.894	70	1.896	75			.002
14	1.819	< 5			1.817	17	-.002
15	1.732	35	1.735	34			.003
16	1.634	< 5	1.634	3			.000
17	1.608	10	1.609	8			.001
18	1.571	20	1.572	15			.001
19	1.554	35	1.556	37			.002
$f = 1.010$			ASTM: 6-0464		ASTM: 5-490		
			Covellina		$\alpha$ -Cuarzo		

Cuarzo como impureza, debido a que la covellina está sobre cuarzo.  
Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA X

DIAGRAMA NÚM. 4-C.			EJEMPLAR NÚM. 84				$\Delta d$
Línea Núm.	Diag. obtenido $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	
1	3.333	< 5			3.343	100	.010
2	3.030	100	3.03	100			.000
3	2.641	< 5	2.63	5			-.011
4	1.867	35	1.865	40			-.002
5	1.854	70	1.854	80			.000
6	1.589	50	1.591	60			.002
7	1.571	20	1.573	20			.002
8	1.322	10	1.323	10			.001
$f = 1.010$			ASTM: 9-423		ASTM: 5-490		
			Calcopirita		$\alpha$ -Cuarzo		

El cuarzo es impureza.

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XI

DIAGRAMA NÚM. 4-D.			EJEMPLAR NÚM. 227				$\Delta d$
Línea Núm.	Diag. obtenido $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	
1	3.238	10			3.22	100	-.018
2	3.133	40	3.128	36			-.005
3	2.709	80	2.709	84			.000
4	2.421	50	2.423	66			.002
5	2.2149	50	2.2118	52			-.031
6	1.9173	40	1.9155	40			-.018
7	1.8538	10			1.867	80	.0132
8	1.7246	10			1.750	70	.0254
9	1.6336	100	1.6332	100			.004
10	1.5647	20	1.5640	14			.007
11	1.5022	20	1.5025	20			.003
$f = 1.010$			ASTM: 6-0710		ASTM: 9-324		
			Pirita		Cubanita		

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XII

DIAGRAMAS NÚMS. 5-B Y 0-D.			EJEMPLARES NÚMS. 218 Y 239				$\Delta d$
Línea Núm.	Diag. obtenido $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	Diag. ASTM $d$ (Å)	I	
1*	3.338	5			3.343	100	.005
2	3.021	10	3.020	9			-.001
3	2.468	100	2.465	100			-.003
4	2.134	40	2.135	37			-.001
5*	1.810	< 5			1.817	17	-.007
6	1.742	< 5	1.743	1			-.001
7	1.509	30	1.510	27			-.001
8	1.287	20	1.287	17			.000
$f = 1.007$			ASTM: 5-0667		ASTM: 5-0490		
			Cuprita		$\alpha$ -Cuarzo		

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

Las líneas indicadas con un asterisco sólo se han observado en la muestra núm. 218, y son atribuibles a que el mineral cuprita se hallaba depositado sobre cuarzo.

TABLA XIII

DIAGRAMA NÚM. 6-A.			EJEMPLAR NÚM. 225		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	$\Delta d$
1	3.608	50	3.59	60	-.018
2	2.792	100	2.79	100	-.002
3	2.345	30	2.35	50	.005
4	2.128	50	2.13	60	.002
5	1.957	50	1.963	60	.006
6	1.844	30			
7	1.795	30	1.795	50	.000
8	1.734	50	1.734	80	.000
9	1.507	30	1.505	60	-.002

$f = 1.010$       ASTM: 8-133  
Siderita

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XIV

DIAGRAMA NÚM. 6-B.			EJEMPLAR NÚM. 200				
Línea Núm.	Diag. obtenido d (Å)	I	Diag. ASTM d (Å)	I	Diag. ASTM d (Å)	I	$\Delta d$
1	3.567	60	3.55	49			.017
2	3.338	< 5			3.343	100	.005
3	2.759	100	2.750	100			.009
4	2.327	30	2.327	25			.000
5	2.118	15	2.110	18			.008
6	1.949	30	1.946	26			.003
7	1.782	10	1.776	11			.006
8	1.707	50	1.703	44			.004
9	1.515	10	1.515	13			.000
10	1.494	15	1.493	13			.001
11	1.416	10	1.411	9			.005
12	1.383	< 5	1.374	3			.009
13	1.362	< 5	1.357	2			.005
14	1.344	10	1.343	9			.001

$f = 1.010$       ASTM: 8-449      ASTM: 5-490  
Smithsonita       $\alpha$ -Cuarzo

Cuarzo como impureza.

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

EJEMPLAR NÚM. 197

TABLA XV

DIAGRAMA NÚM. 6-C.

Línea núm.	Diag. obtenido d (Å)	I	Diag. ASTM d (Å)	I	$\Delta d$	Diag. ASTM d (Å)	I	$\Delta d$	Diag. ASTM d (Å)	I	$\Delta d$
1	4.251	20	4.26	35	.009						
2	3.573	70				3.59	60	.017			
3	3.344	40	3.343	100	-.001						
4	2.775	100				2.79	100	.015			
5	2.454	< 5	2.458	12	.004						
6	2.342	50				2.35	50	.008			
7	2.281	< 5	2.282	12	.001						
8	2.235	< 5	2.237	6	.002						
9	2.179	< 5									
10	2.126	40	2.128	9	.002						
11	2.035	< 5				2.13	60	.004			
12	1.981	< 5	1.980	6	-.001						
13	1.961	50				1.963	60	.002			
14	1.849	< 5									
15	1.818	10	1.817	17	-.001						
16	1.789	40				1.795	50	.006			
17	1.721	60				1.734	80	.013			
18	1.503	30				1.505	60	.002			
19	1.419	30				1.426	50	.007			
20	1.352	30				1.354	60	.002			

$f = 1.008$       ASTM: 5-0490      ASTM: 8-133  
 $\alpha$ -Cuarzo      Siderita

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

Las líneas correspondientes al carbonato de Fe y Zn están comprendidas entre el diagrama standard de la siderita y el de la smithsonita, siendo más próximas a la primera. Esto parece indicar mayor proporción de Fe que de Zn, lo que concuerda con el análisis espectrográfico (ver tabla XXXIX). El mineral puede clasificarse como variedad de la smithsonita, con contenido en Fe máximo (Fe : Zn = 1 : 0.85); esta variedad ha sido denominada monheimita por Koenigott.

TABLA XVI

DIAGRAMA NÚM. 7 - A.			EJEMPLAR NÚM. 93		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	$\Delta d$
1	3.430	80	3.429	84	-.001
2	2.967	100	2.969	100	.002
3	2.096	60	2.099	57	.003
4	1.790	40	1.790	35	.000
5	1.714	20	1.714	16	.000
6	1.484	10	1.484	10	.000
7	1.361	20	1.362	10	.001
8	1.327	30	1.327	17	.000
9	1.210	20	1.212	10	.002
f = 1.006			ASTM: 5-0592		
			Galena		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XVII

DIAGRAMA NÚM. 7 - B.			EJEMPLAR NÚM. 224		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	$\Delta d$
1	4.436	40	4.427	17	-.009
2	4.256	20	4.255	7	-.001
3	3.594	100	3.593	100	-.001
4	3.497	70	3.498	43	.001
5	3.076	50	3.074	24	-.002
6	2.892	5	2.893	2	.001
7	2.639	5	2.644	2	.005
8	2.590	20	2.589	11	-.001
9	2.523	30	2.522	20	-.001
10	2.485	50	2.487	32	.002
11	2.210	20	2.213	7	.003
12	2.123	5	2.129	2	.006
13	2.079	50	2.081	27	.002
14	2.003	20	2.009	11	.006
15	1.980	20	1.981	9	.001
16	1.932	40	1.933	19	.001

TABLA XVII (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 7 - B.			EJEMPLAR NÚM. 224		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	$\Delta d$
17	1.856	40	1.859	21	.003
18	1.844	20	1.847	8	.003
19	1.790	10	1.796	4	.006
20	1.752	5	1.750	2	-.002
21	1.636	10	1.632	6	-.004
22	1.581	10	1.588	6	.007
f = 1.007			ASTM: 5-0417		
			Cerusita		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XVIII

DIAGRAMA NÚM. 7 - C.			EJEMPLAR NÚM. 203		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	$\Delta d$
1	4.27	100	4.26	87	-.01
2	3.814	50	3.813	57	-.001
3	3.623	30	3.622	23	-.001
4	3.478	40	3.479	33	.001
5	3.338	80	3.333	86	-.005
6	3.212	80	3.220	71	.008
7	3.001	100	3.001	100	.000
8	2.775	30	2.773	35	-.002
9	2.693	50	2.699	46	.006
10	2.613	10	2.618	8	.005
11	2.397	10	2.406	17	.009
12	2.359	< 5	2.355	< 1	-.004
13	2.269	20	2.276	20	-.007
14	2.235	5	2.235	5	.000
15	2.185	5	2.193	7	.008
16	2.155	30	2.164	26	.009
17	2.128	5	2.133	5	.005
18	2.071	80	2.076	76	.005

DIAGRAMA NÚM. 7 C			EJEMPLAR NÚM. 203		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM d (Å)	I	Δ d
19	2.026	80	$\left\{ \begin{array}{l} 2.031 \\ 2.028 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 34 \\ 48 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} .005 \\ .003 \end{array} \right.$
20	1.968	20		1.973	21
21	1.902	5	1.905	3	.003
22	1.874	5	1.879	6	.005
f = 1.007			ASTM: 5-0577		
			Anglesita		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK<sub>α</sub>. Monocromatizador.

TABLA XIX

DIAGRAMA NÚM. 7 - D.			EJEMPLAR NÚM. 87		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	Δ d
1	4.444	10	4.44	17	-.004
2	4.349	30	4.34	36	-.009
3	3.904	40	3.90	57	-.004
4	3.780	10	3.77	12	-.010
5	3.574	30	3.576	31	.002
6	3.444	100	3.442	100	-.002
7	3.319	70	3.317	67	-.002
8	(*) 3.162	70			
9	3.107	100	3.101	97	-.006
10	2.829	40	2.834	53	.005
11	2.728	40	2.734	16	-.006
			2.726	47	.002
12	2.479	10	2.481	14	.002
13	2.322	10	2.322	15	.000
14	2.205	20	2.209	27	.004
15	2.121	70	2.129	80	-.001
16	2.104	70	2.104	76	.000
17	2.052	20	2.056	23	.004
18	(*) 1.986	10			
19	1.928	50	1.930	7	.002
f = 1.007			ASTM: 5-0448		
			Baritina		

(\*) Probablemente líneas de fluorita que acompaña a la baritina. Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK<sub>α</sub>. Monocromatizador.

TABLA XX

DIAGRAMA NÚM. 8 - A.			EJEMPLAR NÚM. 199		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	Δ d
1	9.40	20			
2	4.818	40	4.82	20	.002
3	4.480	60	4.48	40	.000
4	4.207	20			
5	3.759	10			
6	3.587	20			
7	3.518	60	3.53	70	0.12
8	3.312	30			
9	3.118	100	3.12	100	.002
10	3.071	40			
11	2.952	20	2.94	20	-.012
12	2.798	15	2.81	10	.003
13	2.680	60	2.68	10	.000
14	2.558	30	2.56	30	.002
15	2.378	30	2.39	10	.012
16	2.291	25	2.30	30	.009
17	2.244	30	2.24	30	-.004
18	2.155	30	2.16	40	.005
19	2.145	10			
20	2.094	30	2.09	40	-.004
21	2.021	10			
22	2.979	20			
23	1.931	20			
24	1.792	40	1.79	60	-.002
25	1.753	30	1.76	10	.007
26	1.675	10	1.68	20	.005
27	1.604	< 5	1.61	5	.006
28	1.560	20	1.57	30	.010
29	1.507	< 5	1.51	5	.005
30	1.397	5			
f = 1.007			ASTM: 4-0598		
			Linarita		

Las restantes líneas del diagrama no han podido ser interpretadas. Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK<sub>α</sub>. Monocromatizador.

TABLA XXI

DIAGRAMA NÚM. 8 - C			EJEMPLAR NÚM. 228		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	$\Delta d$
1	8.12	< 5			
2	4.480	30			
3	4.050	30	4.08	20	.030
4	3.869	15	3.90	20	.031
5	3.439	80	3.44	80	.001
6	3.171	15	3.18	10	.009
7	3.066	30	3.08	20	.014
8	2.797	100	2.82	100	.023
9	2.768	50			
10	2.703	80	2.71	90	.007
11	2.623	50	2.62	50	.003
12	2.520	15	2.52	10	.000
13	2.250	60	2.25	60	.000
14	2.132	15	2.14	10	.008
15	2.039	15	2.06	10	.021
16	1.995	15	2.00	10	.005
17	1.927	60	1.92	70	-.007
18	1.883	30	1.89	30	.007
19	1.829	60	1.83	70	.001
20	1.797	50	1.80	40	.003
21	1.771	50	1.77	40	-.001
22	1.748	30	1.75	40	.002
23	1.645	15	1.64	20	-.005
f = 1.010			ASTM: 4-0697		
			Carbonato- apatito		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXII

DIAGRAMA NÚM. 8 - D.			EJEMPLAR NÚM. 219		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	$\Delta d$
1	7.57	100	7.56	100	-.01
2	4.276	70	4.27	51	-.006
3	3.793	30	3.79	21	-.003
4	3.161	5	3.163	3	.002

TABLA XXII (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 8 - D			EJEMPLAR NÚM. 219		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM d (Å)	I	$\Delta d$
5	3.061	70	3.059	57	-.002
6	2.870	35	2.867	27	-.003
7	2.784	10	2.786	5	.002
8	2.678	35	2.679	28	.001
9	2.593	5	2.591	4	-.002
10	2.490	10	2.495	6	.005
11	2.448	5	2.450	4	.002
12	2.406	5	2.400	4	-.006
13	2.215	10	2.216	6	.001
14	2.136	< 5	2.139	1	.003
15	2.084	20	2.080	10	-.004
16	2.071	20	2.073	8	.002
17	1.989	5	1.990	4	.001
18	1.951	< 5	1.953	2	.002
19	1.899	25	1.898	16	-.001
20	1.879	20	1.879	10	.000
21	1.856	5	1.864	4	.008
22	1.812	20	1.812	10	.000
23	1.796	5	1.796	4	.000
24	1.776	20	1.778	10	.002
25	1.689	< 5	1.684	1	-.005
26	1.663	< 5	1.664	1	.001
27	1.642	< 5	1.645	2	.003
28	1.620	10	1.621	6	.001
29	1.581	< 5	1.584	2	.003
f = 1.007			ASTM: 6-0046.		
			6 0047		
			Yeso		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXIII

DIAGRAMA NÚM. 9 - A.			EJEMPLAR NÚM. 229		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	l	Diag. ASTM. d (Å)	l	$\Delta d$
1	7.40	5	7.41	11	.01
2	6.00	50	5.993	55	-.007
3	5.64	10			
4	5.30	10			
5	5.047	70	5.055	75	.008
6	4.704	10	4.699	13	-.005
7	4.471	5			
8	3.689	90	3.693	85	.004
9	3.029	20	3.028	17	-.001
10	2.990	20	2.988	17	-.002
11	2.860	100	2.857	100	-.003
12	2.833	40	2.823	40	-.010
13	2.778	40	2.778	45	.000
14	2.523	50	1.520	55	-.003
15	2.479	30	2.477	30	-.002
16	2.465	40	2.464	35	-.001
17	2.427	20	2.425	20	-.002
18	2.349	20	2.349	13	.000
19	2.317	20	2.316	17	-.001
20	2.295	20	2.289	17	-.006
21	2.184	20	2.186	20	.002
22	2.130	20	2.129	20	-.001
23	2.081	20	2.076	17	-.005
24	2.057	5	2.054	9	-.003
26	1.970	20	1.969	17	-.001
27	1.955	10	1.947	15	-.008
28	1.911	20	1.911	17	.000
29	1.761	5	1.759	11	-.002
$f = 1.008$			ASTM: 10-359 Malaquita		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK<sub>α</sub>. Monocromatizador.

TABLA XXIV

DIAGRAMA NÚM. 9 - C.			EJEMPLAR NÚM. 231		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	l	Diag. ASTM. d (Å)	l	$\Delta d$
1	3.659	50	3.66	35	.001
2	2.952	5			
3	2.847	100	2.84	100	-.007
4	2.431	5			
5	2.388	25	2.39	20	.002
6	2.172	25	2.172	27	.000
7	2.001	25	2.000	23	-.001
8	1.830	10	1.829	12	-.001
9	1.771	35	1.770	30	-.001
10	1.764	35	1.763	33	-.001
11	1.534	10	1.533	13	-.001
12	1.452	< 5			
13	1.422	< 5			
14	1.380	10	1.379	10	-.001
$f = 1.008$			ASTM: 7-268 Rodocrosita		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK<sub>α</sub>. Monocromatizador.

TABLA XXV

DIAGRAMA NÚM. 10 - B.			EJEMPLAR NÚM. 168		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	l	Diag. ASTM. d (Å)	l	$\Delta d$
1	4.263	50	4.26	35	-.003
2	3.343	100	3.343	100	.000
3	2.450	20	2.458	12	.008
4	2.278	20	2.282	12	.004
5	2.232	10	2.237	6	.005
6	2.127	15	2.128	9	.001
7	1.985	10	1.980	6	-.005
8	1.817	30	1.817	17	.000
9	1.671	10	1.672	7	.001
10	1.659	5	1.659	3	.000
11	1.608	< 5	1.608	1	.000
12	1.540	30	1.541	15	.001
13	1.451	5	1.453	3	.002

TABLA XXV (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 10 - B			EJEMPLAR NÚM. 168		
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
14	1.415	10	1.418	1	.003
15	1.382	20	1.382	7	.000
16	1.374	30	{ 1.375 1.372	{ 11 9	{ .001 -.002
17	1.288	5	1.288	3	.000
18	1.254	5	1.256	4	.002
19	1.227	< 5	1.228	2	.001
20	1.197	5	1.199	5	.002
f = 1.004			ASTM: 5-0490 $\alpha$ -Cuarzo		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK $\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXVI

DIAGRAMA NÚM. 10 - C.			EJEMPLAR NÚM. 235		
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM. <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
1	6.61	60	6.60	86	-.01
2	5.36	60	5.36	55	.00
3	4.623	40	4.62	41	-.003
4	4.182	40	4.18	38	-.002
5	3.290	80	{ 3.296 3.288	{ 73 75	{ .006 -.002
6	3.105	100	3.104	100	-.001
7	2.931	40	2.929	40	-.002
8	2.691	5	2.698	10	.007
9	2.556	60	2.559	51	.003
10	2.455	30	2.450	32	-.005
11	2.398	60	2.400	54	.002
12	2.295	< 5	2.309	3	.014
13	2.228	5	2.229	11	.001

TABLA XXVII (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 10 - C.			EJEMPLAR NÚM. 235		
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
14	2.199	20	2.198	19	-.001
15	2.182	10	2.183	16	.001
16	2.091	10	2.092	10	.001
17	2.017	10	2.02	13	.003
18	1.848	5	1.851	7	.003
19	1.809	20	1.808	17	-.001
20	1.788	20	1.786	16	-.002
f = 1.006			ASTM: 5-0555 Hemimorfita		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK $\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXVIII

DIAGRAMA NÚM. 11 - A.			EJEMPLAR NÚM. 240		
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM. <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
1	10.40	20	10.45	30	.05
2	5.709	60	5.70	60	-.009
3	5.656	20			
4	5.449	60	5.45	70	.001
5	5.156	20	5.15	40	-.006
6	5.108	60			
7	4.820	5			
8	4.695	100	4.70	100	.005
9	4.646	30			
10	4.272	30	4.26	40	-.012
11	3.971	80	3.97	70	-.001
12	3.689	80	3.69	70	-.001
13	3.552	5			
14	3.535	30	3.53	35	.005
15	3.439	20	3.45	30	.011
16	3.290	60	3.29	40	.000
17	3.242	30	3.24	30	-.002
18	3.165	30	3.17	20	.005
19	3.048	30			
20	3.034	40	3.04	40	.006

TABLA XXVII (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 11-A.			EJEMPLAR NÚM. 240			
Línea núm.	Diag. obte.		Diag. ASTM		$\Delta d$	
	$d$ (Å)	I	$d$ (Å)	I		
21	2.970	< 5				
22	2.894	10	2.89	5	-.004	
23	2.855	20	2.86	15	.005	
24	2.812	50	2.86	40	.008	
25	2.737	50	2.74	40	.003	
26	2.708	30				
27	2.677	20				
28	2.651	40	2.66	40	.009	
29	2.542	10	2.55	15	.008	
30	2.511	< 5	2.52	5	.009	
31	2.446	5	2.45	30	.004	
32	2.405	50	2.41	60	.005	

$f = .006$       ASTM: 8-89  
Calcanita

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXVIII

DIAGRAMA NÚM. 11-B.			EJEMPLAR NÚM. 241				
Línea Núm.	Diag. obtenido		Diag. ASTM		Diag. ASTM		$\Delta d$
	$d$ (Å)	I	$d$ (Å)	I	$d$ (Å)	I	
1	8.22	< 5			8.0	2	-.22
2	6.77	10			6.8	5	.03
3	5.53	20			5.5	13	-.03
4	5.36	5	5.37	30			.01
5	4.893	100			4.90	100	.007
6	4.865	40	4.86	100			-.005
7	4.548	20			4.55	8	.002
8	4.023	20	4.00	10	4.02	8	.023 .003
9	3.773	100	3.77	50	3.78	64	.003 .007
10	3.719	30					
11	3.388	20					
12	3.239	30	3.24	30	3.23	20	.001 .009
13	3.205	20					

TABLA XXVIII (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 11-B.			EJEMPLAR NÚM. 241				
Línea Núm.	Diag. obtenido		Diag. ASTM		Diag. ASTM		$\Delta d$
	$d$ (Å)	I	$d$ (Å)	I	$d$ (Å)	I	
14	3.118	5	3.13	10			.012
15	3.100	10			3.09	6	-.010
16	3.001	20	3.01	20			.009
17	2.925	< 5			2.92	3	-.005
18	2.754	10			2.75	11	-.004
19	2.703	10	2.70	30			-.003
20	2.631	20	2.63	30	2.63	16	-.001

$f = 1.01$       ASTM: 7-392      ASTM: 1-0255  
Pisanita      Melanterita

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXIX

DIAGRAMA NÚM. 11-C.			EJEMPLAR NÚM. 70				
Línea Núm.	Diag. obtenido		Diag. ASTM		Diag. ASTM		$\Delta d$
	$d$ (Å)	I	$d$ (Å)	I	$d$ (Å)	I	
1	3.429	80	3.429	84			-.000
2 (*)	3.342	40			3.343	100	.001
3	3.125	40			3.123	100	-.002
4	2.969	100	2.969	100			.000
5	2.099	60	2.099	57			.000
6	2.031	20					
7	1.989	40					
8	1.939	20					
9	1.916	20			1.912	51	-.004
10	1.789	40	1.790	35			.001
11	1.714	20	1.714	16			.000
12	1.631	10			1.633	30	.002
13	1.483	10	1.484	10			.001
14	1.363	10	1.362	10			-.001
15	1.328	15	1.327	17			-.001

$f = 1.009$       ASTM: 5-0592      ASTM: 5-0566      ASTM: 5-490  
Galena      Esfalerita       $\alpha$ -Cuarzo

(\*) Esta línea corresponde probablemente a la más intensa del cuarzo que aparece como impureza.

Cámara Guinier-De Wolff. Radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Monocromatizador.

T A B L A X X X

DIAGRAMA NÚM. 13 - A.			EJEMPLAR NÚM. 245		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	Δ d
1	4.96	30			
2	4.297	50	4.31	60	-.013
3	4.092	80	4.09	90	-.002
4	3.637	20	3.63	20	-.007
5	3.348	50	3.34	60	-.008
6	3.241	50	3.24	60	-.001
7	2.962	100	2.958	100	-.004 .025
8	2.933	100			
9	2.860	70	2.86	60	.000
10	2.250	10	2.25	5	.000
11	2.180	30	2.18	20	.000
12	2.144	10	2.14	10	-.004
13	2.048	70	2.05	80	.002
14	1.992	30	1.991	40	-.001
15	1.967	30			
16	1.941	50	1.941	70	.000
17	1.899	50	1.899	50	.000
18	1.871	50	1.868	40	-.003
19	1.847	60	1.847	70	.000
20	1.819	10	1.816	10	-.003
21	1.666	5	1.669	10	.003
22	1.586	20	1.587	40	.001
23	1.535	20	1.535	40	.000
24	1.505	20	1.506	40	.001
25	1.329	20	1.329	30	.000
26	1.305	20	1.305	30	.000
27	1.286	20	1.286	30	.000
28	1.238	10	1.240	20	.002

f = 1.007      ASTM: 8-103  
Piromorfita

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK<sub>α</sub>. Monocromatizador.

T A B L A X X X I

DIAGRAMA NÚM. 13 - B.			EJEMPLAR NÚM. 246		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	Δ d
1	4.362	20	4.367	14	.005
2	3.532	100	3.535	100	.003
3	3.449	80	3.450	70	.001
4	3.006	30	3.014	22	.008
5	2.832	30	2.838	20	.006
6	6.591	20	2.596	12	.005
7	2.552	30	2.554	23	.002
8	2.478	40	2.481	34	.003
9	2.449	60	2.458	40	.009
			2.4511	33	.0021
10	2.2610	10	2.2646	5	.0036
11	2.1793	20	2.1831	16	.0038
12	2.0949	10	2.1035	7	.0086
13	2.0491	60	2.0526	50	.0035
14	1.9788	38	1.9860	26	.0072
15	1.9452	30	1.9489	21	.0037
16	1.8978	40	1.9053	35	.0075
17	1.8494	5	1.8514	3	.0020
18	1.8221	30	1.8253	31	.0032
19	1.8087	20	1.8134	16	.0053

f = 1.010      ASTM: 5-0418  
Estroncianita

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK<sub>α</sub>. Monocromatizador.

T A B L A X X X I I

DIAGRAMA NÚM. 14 - A.			EJEMPLAR NÚM. 238		
Línea núm.	Diag. obte. d (Å)	I	Diag. ASTM. d (Å)	I	Δ d
1	5.46	10	5.47	10	.01
2	3.280	70	3.28	80	.000
3	3.189	70	3.18	80	-.009
4	3.129	50			
5	2.756	100	2.76	100	.004

TABLA XXXII (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 14 - A.			EJEMPLAR NÚM. 238		
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
6	2.556	60	2.56	80	.004
7	2.480	70	2.48	80	.000
8	2.233	10	2.24	10	.007
9	2.169	5			
10	2.119	5			
11	2.088	10	2.09	5	.002
12	1.975	10	1.977	5	.002
13	1.928	25	1.929	20	.001
14	1.847	10	1.852	10	.005
f = 1.007			ASTM: 9-110		
			Proustita		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK $\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXXIII

DIAGRAMA NÚM. 14 bis - C.			EJEMPLAR NÚM. 191		
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
1	6.482	80	6.5	67	.018
2	5.394	80	5.4	58	.006
3	3.908	100	3.01	100	.002
4	3.194	40	3.20	42	.006
5	2.936	10	2.94	20	.004
6	2.697	40	2.69	50	-.007
7	2.670	60			
8	2.527	100	2.53	67	.003
9	2.463	20	2.46	10	-.003
10	2.423	20			
11	2.386	20	2.39	7	.004
12	2.283	10	2.29	13	.007
13	2.187	20	2.19	13	.003
14	2.077	10	2.07	10	-.007
15	1.953	10	1.96	13	.007
16	1.822	20	1.82	17	-.002
17	1.740	30	1.74	33	.000
18	1.671	10	1.67	10	-.001

TABLA XXXIII (continuación)

DIAGRAMA NÚM. 14 bis - C.			EJEMPLAR NÚM. 191		
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
19	1.634	20	1.64	13	.006
20	1.557	20	1.56	23	.003
21	1.537	20	1.53	20	-.007
22	1.503	30	1.51	20	.007
23	1.463	10	1.46	17	-.003
24	1.446	10	1.44	17	-.006
25	1.357	10	1.37	10	-.005
f = 1.007			ASTM: 3-282		
			Brochantita		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK $\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXXIV

DIAGRAMA NÚM. 15 - A.			EJEMPLAR NÚM. 150		
Línea núm.	Diag. obte. <i>d</i> (Å)	I	Diag. ASTM <i>d</i> (Å)	I	$\Delta d$
1	3.139	100	3.14	100	.001
2	2.419	100	2.42	80	.001
3	2.212	20	2.22	10	.008
4	2.123	60	2.12	50	-.003
5	1.996	20	1.99	10	-.006
6	1.636	80	1.64	80	.004
7	1.566	30	1.57	30	.004
8	1.447	40 (*)			
9	1.314	70 (*)			
f = 1.010			ASTM: 4-0591		
			Pirolusita		

(\*) Las líneas 8 y 9 también pertenecen a la pirolusita, a pesar de no estar consignadas en el diagrama ASTM.

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación CuK $\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXXV

DIAGRAMA NÚM. 15 - B.			EJEMPLAR NÚM. 249		
Línea núm.	Diag. obte.		Diag. ASTM.		$\Delta d$
	d (Å)	I	d (Å)	I	
1	3.670	40	3.68	70	.01
2	2.684	100	2.69	100	.006
3	2.506	80	2.51	80	.004
4	2.194	40	2.20	70	.006
5	2.071	10	2.07	10	-.001
6	1.832	50	1.837	70	.005
7	1.683	70	1.691	80	.008
8	1.588	20	1.596	40	.008
9	1.478	50	1.484	70	.006
10	1.445	40	1.451	80	.006
f = 1.007			ASTM: 6.0502		
			Hematites		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXXVI

DIAGRAMA NÚM. 15 - C.			EJEMPLAR NÚM. 248		
Línea núm.	Diag. obte.		Diag. ASTM.		$\Delta d$
	d (Å)	I	d (Å)	I	
1	4.190	100	4.21	100	.02
2	3.367	10	3.37	20	.003
3	2.688	50	2.69	80	.002
4	2.569	20	2.57	20	.001
5	2.438	70	2.44	70	.002
6	2.246	10	2.25	20	.004
7	2.175	20	2.18	40	.005
8	1.715	50	1.719	50	.004
9	1.691	10	1.689	20	-.002
f = 1.007			ASTM: 8.97		
			Goethita		

Cámara Guinier - De Wolff. Radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Monocromatizador.

TABLA XXXVII

DIAGRAMA NÚM. 16		EJEMPLAR NÚM. 247
<i>Difractómetro Philips</i>		
Línea n.º	d (Å)	I
1	5.1724	47
2	5.1035	44
3	3.8684	45
4	3.8075	7
5	3.6733	36
6	3.5319	100
7	3.3473	4
8	3.1173	11
9	2.9744	3
10	2.9254	10
11	2.8664	3
12	2.8184	9
13	2.5971	10
14	2.5464	17
15	2.5187	30
16	2.3370	15
17	2.2998	23
18	2.2649	24
19	2.2294	25
20	2.1695	5
21	2.1077	5
22	2.0159	4
23	1.9482	17
24	1.9015	5
25	1.8796	3
26	1.8248	13
27	1.7876	7
28	1.7526	2
29	1.6926	3
30	1.6668	2
31	1.6641	2
32	1.5960	14
33	1.5676	3

TABLA XXXVII (continuación)

DIAGRAMA N.º 16		EJEMPLAR N.º 247	
<i>Difractómetro Philips</i>			
Línea n.º	d (Å)	I	
34	3.5268	4	
35	1.5141	8	
36	1.4760	5	
37	1.4624	2	
38	1.4308	6	
39	1.4148	3	
40	1.4072	2	
41	1.3906	2	
42	1.3761	4	
43	1.3569	4	
44	1.2933	4	

Rad. Cu. Filtro Ni,  $\lambda = 1.5405 \text{ \AA}$ .

Azurita procedente del yacimiento Berta (San Cugat del Vallés, Barcelona). Cristallitos azules, translúcidos. Perfectamente cristalizados.

En lo que hace referencia al ejemplar núm. 246, y a pesar de que la serie isomorfa de carbonatos de calcio, estroncio, plomo y bario presentan los diagramas de polvo muy semejantes, puede afirmarse que se trata de estroncianita. En efecto, la comparación de su diagrama con los ASTM de los demás miembros de la serie isomorfa (tabla XXXVIII), resulta concluyente en cuanto a la clasificación.

TABLA XXXVIII

Plano	Aragonito	Estroncianita	Cerusita	Witherita	Núm. 246
211	3.396	3.535	3.593	3.72	3.532
112	3.273	3.450	3.498	3.68	3.439

Las rayas dadas por (211) y (112) son las más intensas del diagrama.

## II. Determinaciones espectrográficas.

Al efectuar el reconocimiento roentgenográfico de las especies minerales del yacimiento hemos topado, en algunos casos, con dificultades para llevarlo a cabo, por lo cual hemos recurrido a realizar algunas comprobaciones espectrográficas.

Se ha utilizado un espectrógrafo Hilger E 498 de prisma de cuarzo, operándose entre 2.000 y 16.000 Å. La excitación se realizó mediante el método de chispa, operándose bajo tensiones de 8 a 15 KV.

La observación de los espectrogramas se llevó a cabo mediante un microfotómetro Hilger L 451, al que se adaptó el dispositivo proyector de observación L 455 y, en el caso de mediciones semicuantitativas, una galvoscala Hilger FR 300.

Las muestras núm. 221 y núm. 223 resultaron imposibles de porfirizar, a causa de romperse en finas escamitas, por lo que no pudimos utilizar el método del polvo cristalino. Se efectuó con las mismas un reconocimiento químico, que dió por resultado tratarse de argentita, cosa que cuadra perfectamente con las características del ejemplar. No obstante, siguiendo el criterio de efectuar todas las determinaciones por vía física, realizamos su análisis espectrográfico. La gran intensidad de las rayas de la plata sobre las de los demás cationes que aparecen, indica que estos últimos son simples impurezas. Se trata, efectivamente, del mineral supuesto.

El segundo problema fue la determinación de los depósitos de aspecto pulverulento, ocre y negro, que tanto abundan en la mina. Por su aspecto supusimos que se trataba de limonita y pirolusita. Sin embargo, por hallarse en vías de cristalización, no dan roentgenogramas interpretables. Para comprobar si efectivamente se trataba de óxidos de hierro y de manganeso, se procedió a obtener su espectrograma, junto con dos espectrogramas de comparación obtenidos con óxido férrico y bióxido de manganeso industriales. Su coincidencia, dejando aparte los cationes que se hallan como impurezas y cuyas rayas aparecen mucho más débiles, confirma la primera impresión. Se trata, por lo tanto, de limonita (núm. 248 y número 249) y de manganomelana (núm. 226), que por sus características corresponde a la variedad espuma de manganeso o wad.

Otro problema fue la comprobación de la existencia de la variedad de la smithsonita, denominada monheimita por Kengott (13). Para ello se utilizó el análisis espectrográfico semicuantitativo. Se escogieron los ejemplares números 197, 200 y 225, fotometrizándose en cada uno de los tres: a) Dos rayas del Fe de igual intensidad para comprobar la regularidad de la zona estudiada; b) Una raya del Zn para la comprobación; c) Una

raya del C como dato de la intensidad general del espectrograma. Los resultados quedan resumidos en la tabla XXXIX (los números se refieren a una escala de 0 a 50, indicando la intensidad luminosa y siendo, por lo tanto, inversamente proporcionales al porcentaje del elemento).

TABLA XXXIX

N.º	Mineral	Fe	Fe	Zn	C	Zn/Fe
		2382.039	2395.625	2138.56	2296.89	
		100	100	500	200	
200	Smithsonita	7	7	20.8	12.8	2.97
197	Monheimita	4	4	20.5	5.5	5.12
225	Siderita	1.5	1.5	carece	9.5	.....

Queda, pues, confirmada la presencia en Mina Berta de la variedad férrica de la smithsonita.

III. Determinaciones por análisis térmico diferencial.

Existen en la mina multitud de pequeños depósitos pulverulentos, blancos, que no dan roentgenograma interpretable, pero que, por su aspecto, parecen tratarse de caolinita. Presentando ésta un a. t. d. muy característico, hemos recurrido a tal técnica para su determinación. Los resultados obtenidos quedan resumidos en la tabla XL.

TABLA XL

EJEMPLAR NÚM. 234 - POLVO MUY FINO, BLANCUZCO	
Máximo endotérmico número 1.	Inicio: 80° C; fin: 180° C. Máximo: 115° C. Anchura base: 90° C. Altura: 40 u. g. Desimetría: 0,5.
Máximo endotérmico número 2.	Inicio: 455° C; fin: 700° C. Máximo: 602° C. Anchura base: 185° C. Altura: 335 u. g. Desimetría: 1,53.
Máximo exotérmico	Inicio: 930° C; fin: > 1.000° C. Máximo: 984° C. Anchura base: 17° C. Altura: 880 u. g. Desimetría: 1,1.

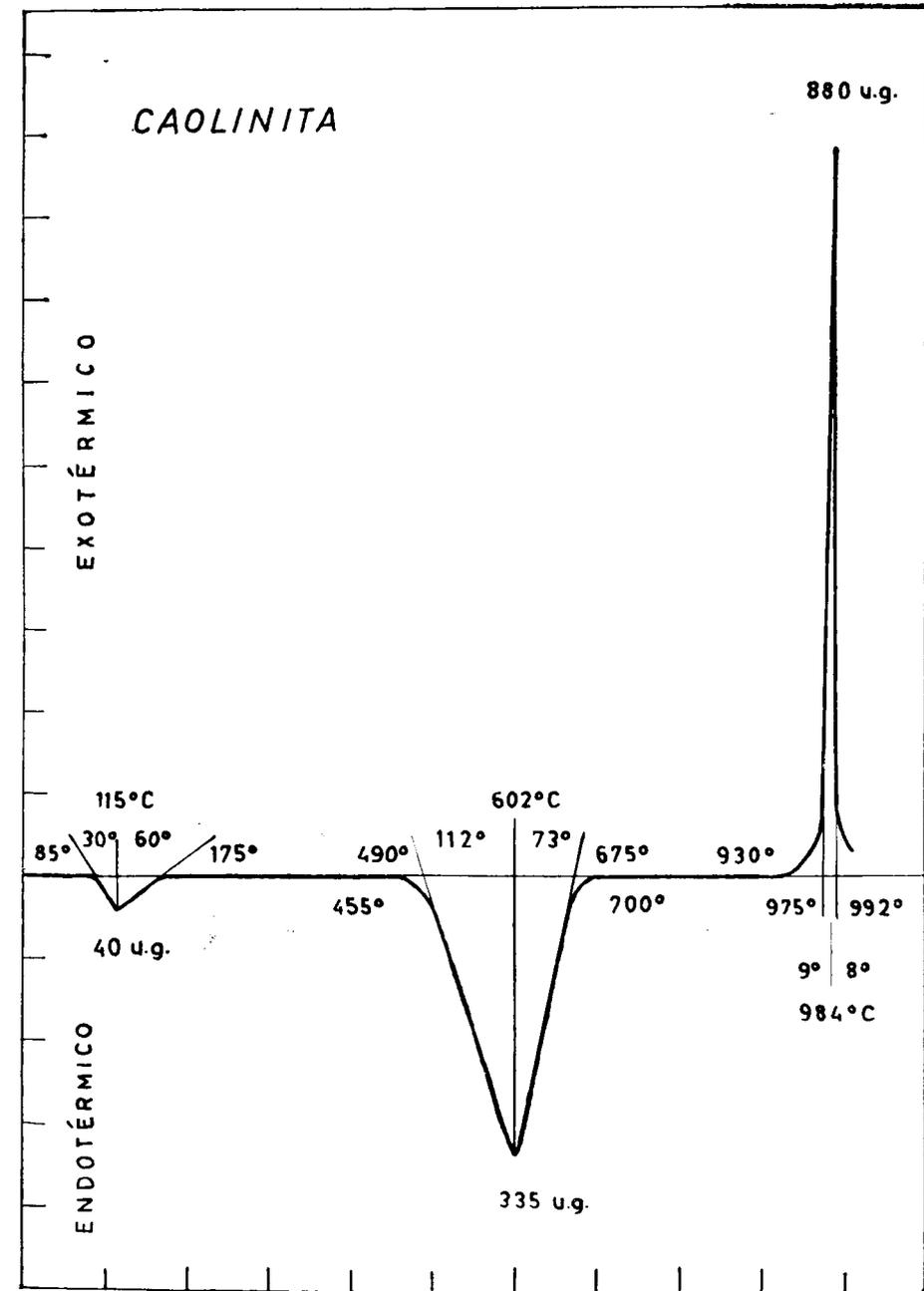


Fig. 1.

Vamos a analizar con algún detalle la curva obtenida (fig. 1), tratando únicamente de los máximos que en ella se aprecian.

a) Máximo endotérmico de baja temperatura (14). Corresponde a la movilización del agua que no es de constitución, pudiendo tratarse de agua absorbida por las partículas finas, de agua interstratificada o de agua asociada a geles amorfos de sílice o alúmina. Dicho máximo es importante en la halloysita y en la alofana, pudiendo ser muy pequeño o faltar en absoluto en los demás minerales del grupo del caolín. En nuestro caso no tratándose, como se verá más adelante, de ninguno de los minerales citados, y teniendo en cuenta su fino aspecto pulverulento, atribuimos el pequeño máximo (40 u. g.) a agua adsorbida en superficie.

b) Segundo máximo endotérmico. Lo presentan todos los minerales del grupo excepto la alofana, y va asociado a la expulsión del agua. Su situación y simetría (15) son de gran valor para el diagnóstico.

La posición del máximo en el ejemplar estudiado (602°C) es típica de la caolinita-T (standard: 600°). La disimetría («slope ratio») del máximo (1.53) no sólo cae dentro de los límites de la caolinita-T, sino que presenta el valor más característico ( $1.55 \pm 0.31$ ).

c) Máximo exotérmico. Se ha considerado como el característico del grupo (16). Sobre su significado existe abundante literatura (17), (18), (19), (20), (21), (22) y (23). Parece casi seguro que el desarrollo general del mismo viene determinado por la formación de mullita y de  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ , mientras que los demás factores (grado de desorden en la red, influencia de la nucleación, etc.) no hacen más que producir pequeñas modificaciones. Su posición para ritmos de 10-12°C/minuto va de 950°C a 980°C. Nuestro ejemplar lo presenta a 984°C.

De todo cuanto llevamos dicho, puede considerarse como segura la identificación de la caolinita.

Se ha obtenido asimismo el a. t. d. de diversos ejemplares de calcita que no incluimos, pues su interpretación roentgenográfica no precisa comprobación alguna.

#### IV. Tabla de las especies minerales indentificadas y métodos de determinación utilizados.

Con el fin de dar una visión de conjunto de las especies y de los métodos empleados en la identificación, incluimos la tabla LXI, en donde se resumen todos los datos a tal respecto.

TABLA LXI

Mineral	EN	ED	RX	ES	AT	GO	QU	DI	LM
1. Fluorita ... ..			*			*		*	*
2. Calcita ... ..			*		*	*		*	*
3. Galena ... ..			*			*		*	*
4. Esfalerita ... ..			*					*	*
5. Calcopirita ... ..			*			*		*	*
6. Baritina ... ..			*			*		*	*
7. Plata nativa ... ..							*	*	
8. Argentita... ..			*			*	*	*	*
9. Calcosina ... ..			*					*	*
10. Cubanita ... ..	*		*					*	*
11. Covellina ... ..			*			*		*	*
12. Piritita ... ..			*			*		*	*
13. Pirargirita ... ..							*		
14. Proustita ... ..	*		*					*	*
15. Rathita ... ..	*		*					*	*
16. Cuprita ... ..			*					*	*
17. Hematites... ..			*					*	*
18. Pirolusita ... ..			*					*	*
19. Wad... ..				*				*	*
20. Goethita ... ..	*		*					*	*
21. Limonita ... ..				*				*	*
22. Querargirita ... ..		*					*		
23. Siderita ... ..			*					*	*
24. Rodocrosita ... ..	*		*					*	*
25. Smithsonita ... ..			*					*	*
26. Estroncianita ... ..	*		*					*	*
27. Cerusita ... ..			*					*	*
28. Auricalcita ... ..			*			*		*	*
29. Malaquita... ..			*			*		*	*
30. Azurita ... ..			*			*		*	*
31. Leadhillita ... ..		*				*			
32. Anglesita ... ..		*	*			*		*	*
33. Yeso ... ..		*	*			*		*	*
34. Calcantita... ..	*		*					*	*
35. Melanterita ... ..			*					*	*
36. Pisanita ... ..	*		*					*	*
37. Brochantita ... ..	*		*					*	*

TABLA XLI (continuación)

Mineral	EN	ED	RX	ES	AT	GO	QU	DL	LM
38. Linarita ... ..		*	*			*		*	
39. Apatito ... ..						*			
40. Carbonato-apatito	*		*					*	*
41. Cuarzo ... ..			*					*	*
42. Piromorfita ... ..		*	*			*		*	*
43. Caolinita ... ..		*			*			*	*
44. Hemimorfita... ..			*			*		*	*

EN = Especies nuevas en el yacimiento. ED = Especies no publicadas en ningún trabajo sobre el yacimiento, pero conocidas y con ejemplares en diversas colecciones. RX = Determinación roentgenográfica. ES = Determinación espectrográfica. AT = Determinación por análisis térmico diferencial. GO = = Determinación gonimétrica. QU = Determinación química. DL = Especie mineral comprobada por nosotros. LM = Poseemos ejemplares hallados por nosotros.

En ninguno de los yacimientos de fluorita descritos hasta el presente se ha citado, que nosotros sepamos, una paragénesis tan extraordinaria como la de «Mina Berta». No creemos que se trate de un caso excepcional, cuanto menos en aquellos yacimientos que aparecen parcial o totalmente desarrollados en la zona de las oxidaciones, y es muy posible que la mayoría de ellos, caso de ser explorados con la minuciosidad del criadero en estudio, dieran un resultado semejante.

Sección de Mineralogía general y de Suelos. Departamento de Barcelona del Instituto de Edafología y Biología Vegetal. C. S. de I. C.

## BIBLIOGRAFÍA

- (1) ANDRÉS ROVIRA, J. (1950): «Arrahona», 1-2, 11.
- (2) GIMENO, F. (1901): «Bol. R. Soc. de Hist. Nat.», 1, 270.
- (3) RIVAS MATEOS, R. (1903): «Bol. R. Soc. de Hist. Nat.», 3, 184.
- (4) CALDERÓN, S. (1910): *Los minerales de España*. Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas.
- (5) LLORENÇ TOMÁS (1918-20): *Els minerals de Catalunya*. «Trab. Inst. Cat. Hist. Nat.», Pub. Inst. de Ciencias, 129.
- (6) INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1930): *Memoria explicativa de la Hoja número 420*. Mapa geológico al 1:50.000.
- (7) ANDRÉS ROVIRA, J. (1947). «Mus. Ciudad de Sabadell», 3, 9.

- (8) GUINIER, A. (1946). «C. R. Ac. Sci.», 223, 31.
- (9) DE WOLFF, P. M. (1948). «Acta Cryst.», 1, 206.
- (10) — — (1950). «Appl. Sci. Res.», B1, 119.
- (11) AMERICAN SOCIETY FOR TESTING MATERIALS (1960) (Editor, SMITH, J. V.). *Index to the X-ray powder data file*, «ASTM Special Technical Publication», 48-I.
- (12) TORRE DE ASSUNÇÃO, O. T. et GARRIDO, J. (1953). «Bol. Mu. Lab. Min. Geol. Fac. Sci.», Lisboa, 20-21.
- (13) DANA, J. D. and DANA, E. S. (1946): *The System of Mineralogy* (reescrito por PALACHE, CH.; BERMAN, H., and FRONDEL, F.), *John Wiley and Sons, Inc., Chapman and Hall Ltd.*, New York.
- (14) HOLDRIDGE, D. A. and WAUGHAN, F. (1957): *The differential thermal investigation* (Ed. MACKENZIE, R. C.). IV Mineralogical Society (Clay minerals group), London (*The caolin minerals*), 98.
- (15) BRAMAQ, L.; CADY, J. G.; HENDRICKS, S. B., and SWERDLOW, M. (1952). «Soil. Sci.», 73, 273.
- (16) HOWIE, T. V. and LAKIN, J. R. (1947). «Trans. Brit. Ceram. Soc.», 46, 14.
- (17) HYSLOP, J. F. and ROOKSBY, H. P. (1928). «Trans. Brit. Ceram. Soc.», 27, 299.
- (18) SCHWARZ, R. and KLÖS, W. (1931). «Z. anorg. Chem.», 196, 213.
- (19) INSLEY, H. and EWELL, R. H. (1935). «J. Res. nat. Bur. Stand.», 14, 615.
- (20) ZVANUT, F. J. and WOOD, L. J. (1937). «J. Amer. ceram. Soc.», 20, 251.
- (21) COMEFORD, J. E.; FISCHER, R. B., and BRADLEY, W. F. (1948). *J. Amer. ceram. Soc.*, 31, 254.
- (22) GLASS, H. D. (1954). «Amer. Min.», 39, 193.
- (23) BRINDLEY, G. V. and HUNTER, K. (1955). «Miner. Mag.», 30, 574.

E. MINGARRO

## CONSIDERACIONES SOBRE LA GENESIS DE LOS YACIMIENTOS URANIFEROS. I.\*

### RESUMEN

Se analizan de modo objetivo los principales problemas de la génesis de los yacimientos uraníferos, considerados como hidrotermales, bajo los tres aspectos de «fuente», «transporte» y «deposición» del uranio. Las conclusiones generales son las siguientes:

- El transporte del uranio se puede efectuar en forma tetravalente, o en forma de iones complejos de uranio exavalente: como ión  $(\text{UO}_2)^{2+}$  o bajo las formas complejas carbónicas o sulfúricas, tipo  $\text{UO}_2(\text{XO}_n)_2^{2-}$  o  $\text{UO}_2(\text{XO}_n)_3^{4-}$ .
- Estos tres tipos de transporte coinciden con las tres paragénesis geoquímicas fundamentales de uranio: uranio-titanio, uranio-cobalto, uranio.
- La deposición se efectúa, generalmente, por reducción y es, en cierto modo, independiente de la asociación mineralógica.
- La fuente del uranio no está suficientemente establecida y es objeto de grandes especulaciones; sin embargo, en la mayoría de los yacimientos debe ser la propia roca encajante, o las rocas de la misma formación geológica, las que aporten el uranio, ya que en ningún caso es preciso recurrir a fuentes hipogénicas.

### ABSTRACT

The main problems of the genesis of uranium deposits as hydrothermals are objectively considered here under three aspects: uranium «source», «transport» and «deposition».

- The transport of uranium can be effected under a tetravalent form, or as complex ions of hexavalent uranium: as uranyl ion  $(\text{UO}_2)^{2+}$  or under complex carbonic or sulfuric forms, such as  $\text{UO}_2(\text{XO}_n)_2^{2-}$  or  $\text{UO}_2(\text{XO}_n)_3^{4-}$ .
- These three ways of transport correspond to the three basic geochemical paragenesis of uranium: uranium-titanium, uranium-cobalt, uranium.
- Deposition is currently made by reduction and in some way is no dependent of mineralogical association.
- The source of uranium is not yet satisfactorily established and may largest part of deposits, uranium must to be provided by the own country rock or rocks having the same geological formation, for in no way it is necessary to revert to hypogene sources.

(\*)Trabajo publicado con autorización del Presidente de la J. E. N.

La finalidad de este trabajo es analizar alguno de los problemas actualmente planteados en la metalogena del uranio, para fundamentar una clasificación metalogénica de los yacimientos uraníferos, que será publicada próximamente.

Así pues, prescindiendo del mecanismo de formación de los yacimientos, estudiaremos su génesis, de modo objetivo y general, bajo los tres aspectos fundamentales: origen o fuente del uranio, su transporte, y deposición. Con el fin de ser objetivos, permitásenos alterar este orden natural y realizar la exposición de los hechos desde los más concretos a los más hipotéticos. Analizaremos, por tanto, en primer lugar, el mecanismo del transporte del uranio en la litosfera, para seguir con el modo de efectuarse la deposición o concentración, y terminar con la exposición de las hipótesis, según las cuales se incorpora el uranio al vehículo transportador.

Antes de entrar en el estudio de los factores que pueden intervenir en la génesis de los yacimientos uraníferos, es necesario efectuar una clasificación empírica, anticipándonos a las conclusiones de este trabajo y analizar las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales se han formado los yacimientos de uranio. Distinguimos tres tipos fundamentales de yacimientos:

- Yacimientos filonianos, formados por la precipitación de soluciones en estructuras tectónicas.
- Yacimientos sedimentarios, o concentraciones de uranio relacionadas con las rocas sedimentarias.
- Yacimientos petrogenéticos, si su génesis está íntimamente relacionada con la formación de la roca encajante, o han sido originados por procesos análogos a los de la diferenciación petrogenética.

En los dos primeros tipos, existe un transporte del uranio por fluidos acuosos de mayor o menor intensidad. En el tercer tipo, o no existe transporte (yacimientos singenéticos), o se realiza por difusión (yacimientos pirometasomáticos, pegmatitas...). En este tipo, los tres primeros puntos planteados de origen, transporte y deposición, forman un proceso único, que no será considerado en este capítulo.

Desde la clasificación de Lindgren (1907) se ha hecho necesario en metalogena, diferenciar los distintos yacimientos en función de la temperatura y presión, así que empezaremos por definir las condiciones de presión y temperatura, bajo las cuales se han formado los minerales de uranio.

#### *Temperatura.*

La temperatura de formación de los yacimientos es quizá, el dato más preciso que tiene la metalogena; la relativa coincidencia de los diversos métodos conocidos y la acumulación de datos, hace que hoy día, podamos co-

nocer la temperatura de formación de los yacimientos metálicos, Ingerson (1955), Kullerud (1959). No obstante, la temperatura de formación se establece mediante análisis paragenéticos, en los que se usan minerales, cuya temperatura de formación está establecida por el saber geológico actual. Sin embargo, este método de minerales índices de temperatura, debe tomarse con reservas; puesto que, en muchos casos se ha encontrado que minerales considerados como de alta temperatura, se han formado en condiciones de baja temperatura.

Los intervalos de temperatura, que definen los yacimientos hidrotermales (sin precisar génesis), fueron establecidos en 1928 por Lindgren, y con ligeras variantes han sido aceptados por todos los autores; debido, principalmente, a que definen a los yacimientos por un conjunto de caracteres comunes, más que por la temperatura de formación. Generalmente, se definen tres tipos de yacimientos hidrotermales, en función de la temperatura:

Epitermales ... ..	de 50° C a 200° C
Mesotermales ... ..	de 200° C a 300° C
Hipotermales ... ..	de 300° C a 500° C

Aunque en algunos yacimientos se observa una graduación continua entre estos tipos (yacimientos zonados, Park, 1955), el hecho general es que cada yacimiento se ha formado en un intervalo no muy grande de temperatura. En los últimos años se ha aceptado la existencia de un ciclo independiente de yacimientos epitermales, formados cerca de la superficie y a temperaturas inferiores a 100° C (Schmitt, 1950).

En los yacimientos hidrotermales los minerales de uranio se han podido formar, según la extensa bibliografía, a temperaturas de 2° C a 500° C; sin embargo, los filones hipotermales son muy raros. Experimentalmente, Gruner (1952), Miller y Kerr (1954), Rafalski (1958), han conseguido sintetizar pechblenda, en un intervalo de 25° a 300° C de temperatura, mediante reducción de soluciones de uranilo, por H<sub>2</sub>S.

#### *Presión.*

Generalmente se considera que la presión litostática regula la formación de los yacimientos filonianos. Sin embargo, el análisis de la evolución geológica de las regiones mineralizadas nos muestra un gran desacuerdo entre las presiones supuestas, para una determinada paragénesis, y las presiones litostáticas geológicamente posibles.

Según la concepción de Lindgren (1933), los yacimientos mesotermales se han formado a presiones de 140 At a 400 At, o profundidades de 1.200 a

3.600 m.; mientras que los yacimientos epitermales se originan a presiones muy débiles desde la superficie a no más de 500 m. de profundidad.

Para Kusnarev (1958) los yacimientos filonianos de uranio se han formado a una profundidad aproximada de 500 a 700 m., desde la superficie terrestre que existía en la época de la mineralización. Por otro lado, la altura total de la mineralización en los yacimientos filonianos no sobrepasa los 1.000 m.

McKelbey, Everhart y Garrels (1955) indican, y la evidencia geológica muestra, que la mayor parte de los filones de uranio se han formado a profundidades pequeñas y presiones bajas, de acuerdo con la posición de los minerales de uranio en espacios abiertos, a lo largo de fisuras, o en poros; los reemplazamientos son muy escasos, únicamente tienen importancia en Shinkolobwe (yacimiento verdaderamente extraño, capaz de ser la excepción de todas las normas).

Evidentemente, la presión modifica cualquier equilibrio, pero estamos aún lejos de poder especular con su valor absoluto. Por otro lado, en el transporte todo el flujo de materia está regulado por un gradiente de presión, que varía a lo largo del recorrido del fluido transportador de metales. Así que no consideramos significativo el valor de la presión total durante el transporte.

#### TRANSPORTE HIDROTHERMAL

La teoría general supone que los elementos son transportados por la fase acuosa que se desplaza por el interior de la Litosfera; cuando este hecho es más o menos evidente, se considera al yacimiento como hidrotermal.

Este término «hidrotermal» no tuvo, en su primitiva acepción de Morey y Niggli (1913), la idea genética que le ha hecho popular; éste se debe a Holmes, que en 1929 definió el hidrotermalismo como «emanaciones magmáticas ricas en agua». Realmente el hidrotermalismo se refiere a aguas circulantes, cuya temperatura es superior a la del medio ambiente, por lo menos 5° C, y *no deben considerarse ligadas a ninguna génesis*.

Evidentemente, el problema del transporte del uranio debe estudiarse conjuntamente con el de los otros metales que con él forman los yacimientos. En efecto, desde el establecimiento de la hipótesis hidrotermal han surgido grandes problemas, que principalmente son los siguientes:

- La escasa solubilidad de los metales pesados.
- El desacuerdo que existe entre la actividad (concentración termodinámica de iones aislados) y la sucesión mineral observada en los yacimientos.
- La heterogeneidad que existe entre el valor de las actividades de los metales. Es inexplicable el hecho de que elementos químicos con coeficientes de actividad muy dispares, coexistan en una paragénesis.

Las dificultades de concebir que el transporte hidrotermal se efectúa por simple disolución acuosa de los elementos químicos, ha conducido a muchos autores, a tratar de explicar los yacimientos filonianos mediante un transporte en función de la volatilidad: bien como sulfuros volátiles, como vapores metálicos, como cloruros volátiles, etc. Sullivan (1954). Sin embargo, en los últimos años, han sido desechadas estas hipótesis de «transporte por volatilidad», debido a una serie de trabajos de Hoiland (1957), Hellis (1957), Barton (1957), etc., y especialmente por Krauskopf (1959), que, después de un cálculo termodinámico de la posible composición de los gases magmáticos a una temperatura de 600°, demostró que es inadecuada cualquier hipótesis para explicar el transporte mineral en función de la volatilidad de los elementos metálicos, tanto a baja como a alta temperatura.

Como fuente básica de información para conocer el mecanismo del transporte de rango hidrotermal, contamos con el análisis de:

- las fumarolas y fuentes termales, y
- la composición de las inclusiones líquidas en minerales.

En ambos casos, de acuerdo con los trabajos de White (1957) y Smith (1954), los resultados son convergentes. En efecto, los fluidos formadores de minerales son soluciones acuosas, ricas en cloruros de sodio y potasio, con cantidades menores de calcio, carbonatos y sulfatos. Tienen escaso contenido de B, P, Li, F, Si, e hidrocarburos. Los metales pesados no han sido encontrados, posiblemente debido a las dificultades analíticas y de extracción (Roedder, 1958). Una fase inmiscible rica en CO<sub>2</sub>, se ha encontrado, únicamente, en inclusiones de minerales pegmatíticos. El contenido en CO<sub>2</sub> es bastante superior al de H<sub>2</sub>S. No son posibles condiciones extremas de pH. El estado más probable es el de una débil acidez o alcalinidad; sin embargo, este dato debe tomarse con ciertas reservas, debido a las variaciones del pH con la temperatura; recordemos que una solución neutra a temperatura ambiente llega a pH 5,6 a 250° C. El problema del hidrotermalismo se plantea en los términos siguientes:

- ¿Se trata de soluciones diferentes por cada tipo de mineralización,
- o las diferentes paragénesis corresponden a distintos estados de soluciones hidrotermales análogas?

La sucesión mineralógica en los filones hidrotermales sugiere como más cierta la segunda hipótesis; sin embargo, como hemos indicado anteriormente, los depósitos epitermales forman, o pueden formar, un sistema independiente de yacimientos hidrotermales.

El transporte hidrotermal a altas temperaturas (superior a 140° C, por ejemplo) es hoy día un problema sin resolver, pese a los estudios termodinámicos de los diagramas de fase, con los que se ha obtenido interesante información, pero insuficiente para abordar el problema en su conjunto.

### TRANSPORTE EPITERMAL

Para analizar los problemas del transporte a baja temperatura, tenemos la posibilidad de extrapolar los datos experimentales de laboratorio, obtenidos a 25° C, a temperaturas algo superiores a los 100° C, bajo las cuales se originan los yacimientos epitermales. Afortunadamente, la mayoría de los grandes yacimientos de uranio se han formado en régimen epitermal, o mesotermales próximos.

Excesivas hipótesis se han emitido para explicar el transporte a baja temperatura. Las más importantes son las siguientes:

- Haloideos volátiles, Brown (1958), Wolker (1956).
- Fluido rico en CO<sub>2</sub> en fase independiente, Garrels y Richter (1955).
- Dos fluidos: uno rico en H<sub>2</sub>S y otro pobre en sulfhídrico portador de metales, Ingerson (1954).
- Transporte coloidal, Lindgren (1928).
- Solubilidad sencilla.
- Complejos covalentes metálicos, Barnes (1956) y Barton (1959).

#### *Transporte por volatilidad*

Las hipótesis emitidas por varios geólogos sobre el posible transporte por medio de cloruros, sulfuros y metales volátiles, deben considerarse nulas, excepto en el caso de sublimados; puesto que, según han demostrado Edwars (1956) y Krauskopf (1959), estas hipótesis son inadecuadas para el transporte epitermal.

#### *Transporte por gases inmiscibles*

Aunque el transporte mediante una fase rica en CO<sub>2</sub> inmiscible en agua, podría ser el mecanismo de transporte en algunos casos, se ha demostrado (Barton, 1957), que no existe la presión de CO<sub>2</sub> suficiente para mantener una fase independiente concentrada en CO<sub>2</sub>. Por otro lado, Smith (1954), en su estudio de los fluidos de las inclusiones líquidas, señala que, excepto la presencia ocasional de hidrocarburos, únicamente existe una fase en el fluido mineralizador.

Esta última objeción invalida, análogamente, la hipótesis de Ingerson basada en la existencia de dos fluidos sulfhídricos independientes.

#### *Transporte coloidal*

La abundancia de minerales con estructura coloidal (particularmente pechblenda) condujo a Lindgren (1928) y Boydell (1928), a suponer que el trans-

porte hidrotermal se efectúa en medios coloidales, hecho corroborado por los datos experimentales de Frondel (1938) y Kania (1936). Sin embargo, Gruner (1933) y Barton (1959) se muestran contrarios a esta hipótesis, principalmente por los hechos siguientes:

- Los flúidos hidrotermales (de inclusiones) floculan rápidamente las soluciones coloidales.
- Los grandes cristales filonianos no pueden formarse directamente del estado coloidal.
- La corrosión observada en muchos minerales implica un medio incompatible con el estado coloidal.
- Es termodinámicamente imposible, la formación de soluciones coloidales, a partir de medios cristalizados, sin aporte de energía exterior.

#### *Transporte por solubilidad*

La solubilidad sencilla (o concentración en función de la actividad de iones aislados), es inadecuada para explicar el transporte a baja temperatura, por las razones siguientes:

- Según Morey, los sulfuros son demasiado insolubles, incluso a temperaturas elevadas.
- El volumen de agua necesario para el transporte por este mecanismo, es geológicamente imposible, según han demostrado cuantitativamente Carrels (1944), Krauskopf (1951) y Thompson (1954).
- Garrels y Dreyer (1952) y Barton (1957), han demostrado que las condiciones geológicas de deposición exigen, para las actividades de los metales, un orden de magnitud análogo, hecho que se opone a la gran diferencia que tienen las actividades de los iones metálicos.
- El orden de deposición y el zonado de los minerales filonianos, es inverso al que se obtiene en función de las actividades de los iones que forman estos minerales.

#### *Transporte en forma de complejos*

La hipótesis de Barnes, establece que los metales se transportan en disolución en forma de sales complejas. Barton (1959), señala que el estudio de los complejos iónicos abre un campo de investigación que, posiblemente, resuelva todos los problemas del transporte hidrotermal, ya que se conocen complejos suficientemente solubles de todos los metales pesados, aptos para formar los minerales filonianos. La serie de solubilidades de los complejos metálicos es análoga a la establecida por la observación de los yacimientos filonianos para estos metales. Este sistema de transporte nos permite explicar una serie de problemas, puesto que la solubilidad de los iones complejos varía mucho con cambios relativamente pequeños en la composición de las

soluciones, y explica al mismo tiempo el distinto comportamiento de los minerales de la mena y de la ganga.

La solubilidad de la mayoría de los complejos, es de magnitud análoga, lo que permite suponer que únicamente existe un tipo de soluciones hidrotermales, hecho que estará de acuerdo con la correlación observada en muchos campos filonianos. Pero quizá es prematuro concretar la naturaleza de soluciones mineralizantes, pues existe poca relación entre la naturaleza de los complejos y los minerales formados a partir de ellos. La sucesión mineralógica estará determinada por la temperatura, presión y sistema de precipitación. El medio precipitante estará definido en primer lugar, por las variaciones de Eh y pH y, en segundo lugar, por las actividades del conjunto de sales en disolución. Son muchas las variables del sistema hidrotermal para poder fijar el mecanismo íntimo del transporte a baja temperatura; pero indudablemente, éste se efectúa mediante soluciones de complejos iónicos.

#### TRANSPORTE DEL URANIO

Debido a la gran diferencia de actividad de las sales de  $U^{6+}$  y  $U^{4+}$ , la mayoría de los autores están de acuerdo en que el uranio se transporta en forma exavalente. Sin embargo, Rafalsky (1958) ha demostrado, que en un intervalo de temperatura bastante amplio, el ión uranilo ( $U^{6+} O_2$ )<sup>2+</sup>, no puede existir en unión con el anión sulfhídrico en las soluciones, por lo que concluye que, en algunos filones el uranio ha debido ser transportado en forma tetravalente, aunque considera que, generalmente, el transporte debe efectuarse en forma exavalente. El ambiente general de los medios filonianos es fuertemente reductor, por lo cual no puede haber prácticamente transporte de uranio exavalente.

El ión uranilo tiene una actividad extremadamente baja, excepto en los medios oxidados, fuertemente ácidos, que únicamente pueden existir a altas temperaturas. En ambiente epitermal no existen medios tan ácidos, por consiguiente, la concentración de uranio en las aguas naturales se debe sin duda a la facilidad de formación de complejos estables, muy solubles. Según indican Chervet y Coulomb (1958), en medio carbónico, y según la cantidad de  $CO_2$ , se forma  $UO_2(CO_3)_2^{2-}$  estable entre pH 4,5 a 6,5, o  $UO_2(CO_3)_3^{4-}$  estable hasta pH 11; a partir de estos potenciales el uranio se precipita en forma de  $UO_2(OH_2) \dots nH_2O$ . Análogamente en medio sulfúrico se forman los complejos  $UO_2(SO_4)_2^{2-}$  y  $UO_2(SO_4)_3^{4-}$ , los cuales pueden existir en un pH de 1,5 a 4.

Estos complejos que son estables en medios oxidados, son muy sensibles a las condiciones ambientales; así cualquier variación en las presiones parciales de  $CO_2$  y  $H_2S$  puede producir su descomposición, y, por consiguiente, la precipitación o formación de minerales de uranio. El uranio de estas soluciones

precipita fácilmente por la acción de los iones  $PO_4^{3-}$ , y forma minerales de la serie de la autunita, reacción que está regulada por la presión parcial de  $CO_2$ . Por otro lado, el uranio exavalente de los complejos, puede ser reducido por la acción de  $H_2S$  (orgánico, o procedente de sulfuros) y precipitar en forma de pechblenda. La naturaleza de los minerales formados, según demuestran los trabajos de síntesis, es independiente del mecanismo de transporte, o naturaleza de la solución.

#### Conclusión.

En esquema, el uranio puede ser transportado en las formas y caracteres que se resumen en el cuadro siguiente:

Forma tetravalente ( $U^{4+}$ ) ... ..	}	En medio reductor.
		Transporte muy reducido, generalmente por difusión.
		Asociación geoquímica con Th, tierras raras y Ti.
		Formaciones de alta temperatura. Generalmente de uraninita, o filones de torianita, davidita... Yacimientos «petrogenéticos».

#### Transporte hidrotermal

Forma exavalente ... ..	}	Medios oxidantes, sulfúricos. Precipitación por pH.
		Transporte medio. Asociación geoquímica con elementos muy solubles, Co, Cu. Formación a temperatura media (200 grados centígrados). Yacimientos «mesotermales» de pechblenda o uraninita.
	}	Medio oxidante, precipitación por reducción (*).
		Transporte intenso. Asociación geoquímica con Cu, V (aunque muy variable). Formaciones de baja temperatura (150° C). Yacimientos «epitermales» de pechblenda.

(\*) En los niveles supergénicos, el uranio puede precipitar sin reducción para formar minerales exavalentes. En este trabajo, únicamente se ha considerado la primera parte del ciclo del uranio, o la formación de yacimientos «primarios».

## DEPOSICIÓN DEL URANIO

Dos factores intervienen, fundamentalmente, en la deposición del uranio, o formación de minerales uraníferos: los accidentes tectónicos y los agentes de precipitación.

*Factores tectónicos*

Aunque los factores tectónicos actúan de cierto modo indirectamente, son decisivos en la formación de yacimientos, mediante la creación de fuertes gradientes anormales de presión, capaces de movilizar los elementos, los cuales se agrupan para formar minerales estables en las nuevas condiciones de presión y temperatura, (no se conocen causas para la formación de gradientes anormales importantes de temperatura).

También los accidentes tectónicos dan origen a zonas de menor presión, como fracturas abiertas, brechas, etc., en los que pueden circular las aguas mineralizantes y precipitar las sales disueltas, o simplemente, estos gradientes de presión actúan sobre el componente móvil de los sistemas termodinámicos geológicos y regulan el sentido y la intensidad de la difusión.

Sin embargo, en términos generales, la geología ha trascendido poco más allá de las relaciones morfológicas, entre las mineralizaciones y los accidentes tectónicos, los cuales son, junto con la temperatura y el potencial químico, los que regulan, en primer lugar, la movilización de los materiales, y en segundo término, definen su situación, particularmente en los yacimientos filonianos.

*Agentes de precipitación*

Muchos agentes de precipitación se han propuesto para explicar la concentración y deposición del uranio, tantos, que prácticamente cada yacimiento tiene una serie de factores de precipitación peculiares. Evidentemente, cualquier cambio en las condiciones en que se efectúa el transporte del uranio puede ser agente de deposición; en general, podemos distinguir factores físicos, químicos, bioquímicos, y condiciones fisico-químicas.

*Factores físicos.*

Aunque estos factores no influyen en el mecanismo íntimo de la concentración y formación de minerales uraníferos, son los que determinan su ubicación y la importancia de los yacimientos. Su acción principal radica en

las modificaciones que imponen a la red de circulación de las soluciones acuosas mineralizantes y los cambios en la transmisibilidad del flujo de difusión. Así vemos: cómo, en las areniscas, las mineralizaciones se sitúan en «paleocauces», cambios en las litofacies, interfases entre zonas de granulometría diferente. Análogamente, en los yacimientos filonianos las bonanzas se localizan en vénulas de tensión, estrechamientos, brechas, o cualquier accidente que modifique la uniformidad de la abertura, donde se localizan los minerales de uranio.

*Agentes químicos.*

Estos agentes son indispensables para la deposición; si bien, dada su complejidad, no han podido ser reunidos en un conjunto con repercusión metalogénica. Su conocimiento es hipotético, pues sabemos, por los estudios de síntesis experimentales, que los mismos minerales se forman independientemente del medio químico de partida y de la causa de precipitación.

Su acción puede ser: directa, mediante reacción química, o indirecta, modificando las condiciones ambientales de pH, Eh o mediante el desplazamiento de equilibrio químico de acuerdo con la ley de acción de masas en términos de actividades o fugacidades parciales.

Los datos experimentales han probado que el uranio de las soluciones complejas de uranilo, es fácilmente reducido a forma tetravalente por la acción de  $H_2S$ , en las condiciones de pH y temperaturas supuestas para los filones de pechblenda. Varios autores, Gefroy (1955), Rafalsky (1958), Arribas (1961), suponen, como hemos visto anteriormente, que el transporte se realiza en forma tetravalente, se apoyan, principalmente, en la deposición simultánea de la pechblenda con los sulfuros en muchos filones, en las mutuas sustituciones o reemplazamientos, en las aureolas de reducción que se originan a veces en los jaspes limoníticos posteriores a la pechblenda, y en las condiciones reductoras de los ambientes filonianos, que hacen improbable un transporte oxidado en su seno. Sin embargo, hemos de recordar que la pechblenda se deposita en un medio coloidal; es decir, que la precipitación se ha producido antes de la deposición (según sea ésta, se formarán óxidos negros o pechblenda colomórfica), por lo que las últimas fases del transporte se efectúan realmente en forma tetravalente. Por otro lado, el estado metaestable de la pechblenda es muy propicio para originar toda suerte de reemplazamientos metasomáticos.

*Procesos bioquímicos.*

Gran importancia tienen los procesos bioquímicos en la deposición de minerales: bien sea por la acción biogénica, en la formación de los sulfuros y

sulfhídrico capaz de reducir el uranio exavalente, o creando condiciones reductoras locales en el medio oxidado, en el que se efectúa el transporte, como, por ejemplo: los restos vegetales fósiles.

La acción de la biosfera en la formación de yacimientos es, sin duda, mucho mayor de lo que se ha supuesto en la literatura geológica. Pensemos que, prácticamente, no se han encontrado yacimientos más allá de los indicios de penetración de la biosfera, en la abundancia de restos de hidrocarburos, en las inclusiones líquidas de los minerales hidrotermales, en la existencia de tucholita y carburanos en pegmatitas y filones, o en los restos vegetales existentes en muchos yacimientos.

El autor ha identificado restos de esporas, polen y algas (*Crysoficeas* g. *Milomonas*), reemplazados por pechblenda en el yacimiento intragranítico de Valderrascón, a unos 40 m. de profundidad, y en las vetas de pechblenda de la mina «Fe», junto con restos de tejidos vegetales carbonizados.

#### *Factores físico-químicos.*

Un análisis de los procesos nos llevaría a dilatadas discusiones, que lejos de aclararnos la génesis de los yacimientos, crearía sin duda, una serie de confusiones, ya que este conjunto de conocimientos de la Química-física aún no ha podido reunirse en un conjunto coherente de aplicación directa en Geología, pero que, sin embargo, marcan la tendencia actual de la Metalogenia.

Nos referimos únicamente, al problema de la sorción del uranio contenido en las aguas naturales por diferentes sustancias, cuya importancia en los procesos formadores de yacimientos, ha sido definida por muchos autores.

#### *Sorción.*

La distribución heterogénea de uranio existente en muchos minerales, normalmente no uraníferos, ha conducido a que cada día se dé más énfasis al mecanismo de la sorción como proceso de fijación de uranio. Empleamos este término de *sorción*, porque la mayor parte de las veces ese mecanismo es muy complejo y se superponen, dentro del mismo proceso, la absorción, la adsorción física y la quimi-adsorción.

La capacidad de sorción de estos materiales es muy variable y depende de las condiciones físico-químicas ambientales, particularmente, la composición del líquido, su pH, Eh, potencial electrométrico y la concentración del uranio disuelto. Además de estas condiciones, son decisivas: la reversibilidad del proceso, cuando la fijación se efectúa por adsorción física, y la presencia de precipitantes, que, al formar minerales, extraen el uranio del sistema, aumentan la capacidad de sorción de los compuestos.

Tres aspectos hemos de considerar al aplicar el proceso de sorción en me-

talogenia: la reversibilidad de la adsorción, la concentración de los líquidos y la cristalización del sorbente.

La reversibilidad por cambio iónico es muy importante en los minerales de la arcilla: tanto, que contrariamente a lo generalizado en la literatura geológica, el papel de la montmorillonita y caolinita es poco importante como elementos directos en la fijación del uranio.

Es sabido, que la capacidad de sorción está en relación con la concentración iónica de las aguas. Para conseguir el máximo de adsorción existen dos procedimientos: a partir de líquidos concentrados, o mediante una adsorción dinámica; es decir, hacer pasar a través del sorbente aguas diluidas en volumen necesario para la saturación del proceso.

En muchos trabajos, este hecho no se ha tenido suficientemente en cuenta, pues vemos cómo este mecanismo de deposición, no es apto para la explicación de yacimientos singenéticos, donde no es probable encontrar altas concentraciones de uranio en las aguas connatas; así, por ejemplo, es necesario revisar el origen del uranio en las fosforitas y pizarras marinas, ya que tampoco se pueden admitir grandes circulaciones de aguas en estos materiales.

El tercer aspecto importante en la sorción, es el proceso de cristalización de los sorbentes. En las limonitas la desecación, o inicio de la cristalización, tiene gran influencia en la capacidad de adsorción; en efecto, recién formados los precipitados adsorbentes, tienen una capacidad muy grande de sorción de uranio, el cual, a los pocos días, es expulsado de nuevo a las aguas si no existen agentes de precipitación química, que den lugar a la formación de minerales uraníferos, en las superficies de los coloides adsorbentes.

Todos los minerales tienen cierta capacidad de sorción, pero, como este proceso es función de la superficie reaccionante, será más intensa en los minerales metastables o coloidales y en los mineraloides. Particular interés en la fijación del uranio tienen los compuestos siguientes:

- minerales de la arcilla;
- limonitas;
- fosforitas y apatito, y
- compuestos organógenos, lignito, ácido húmico, asphaltitas.

#### *Limonitas.*

Para que las limonitas tengan verdadero interés como elemento fijador de uranio, es necesario, en primer lugar, que exista un proceso de limonización continuo, para que la primera fase de adsorción sea máxima, ya que las limonitas viejas tienen una capacidad de sorción muy limitada, y que exista un agente de precipitación capaz de fijar el uranio liberado durante el envejecimiento de las limonitas. (Este agente fijador, es generalmente el ácido fosfórico y menos frecuente el ácido silícico.)

*Fosforita y apatito.*

La adsorción de estos fosfatos es bastante inferior. El apatito tiene una capacidad 100 veces inferior a la de la fosforita, en condiciones análogas.

*Lignitos, ácidos húmicos y otros compuestos organógenos.*

Tienen estos compuestos una capacidad de adsorción extraordinariamente grande, pero depende de su estado de oxidación o capacidad de reducción de las sales sorbidas. El contenido en uranio puede alcanzar valores considerables.

*Asfaltitas*

Aunque no ha sido demostrada la relación entre los elementos radiactivos y la formación de las asfaltitas, es evidente que estos materiales organógenos desempeñan, a veces, un importante papel en la fijación del uranio. Recordemos por ejemplo: los yacimientos uraníferos de Temple Mountain en Estados Unidos, los de Lodeve en Francia, o el español de «Eureka», en los cuales el uranio está, en forma compleja, incluido en la materia asfáltica.

El origen de las asfaltitas no está establecido de modo definitivo; se supone que se han formado por oxidación y polimeración radioquímica del petróleo crudo. Por otro lado, la naturaleza aromática de los hidrocarburos sugiere que proceden por extracción de los líquidos orgánicos de vegetales carbonizados. La evidencia de relación entre los petróleos y las asfaltitas ha conducido a Ninninger y col. (1960) a suponer, que las asfaltitas pueden derivar de los petróleos crudos mediante acciones bacterianas. En efecto, la relación entre los isótopos del azufre  $S^{32}/S^{34}$  muestra, que los sulfuros de las asfaltitas tienen un origen bacteriano y su relación coincide con la de los compuestos de azufre existentes en las areniscas continentales. Es probable, por consiguiente, que el sulfhídrico, los sulfuros y el azufre nativo de los sedimentos, proceda de los materiales sapropélicos, o del mismo petróleo, mediante la acción de bacterias anaerobias.

Se ha sugerido la idea de asignar al petróleo un importante papel en el transporte del uranio; sin embargo, Russell (1958) concluye, que aunque el petróleo es capaz de transportar pequeñas cantidades de uranio, este proceso no puede tener importancia en la formación de yacimientos uraníferos. Su acción queda reducida a ser un agente fijador de uranio, bien como extractor del uranio por las soluciones de sorción, o como agente precipitante, puesto que las asfaltitas pueden reducir fácilmente las sales de uranio a sales de

uranio tetravalente. El uranio puede quedar fijo por adsorción, o en forma de pequeños cristales de uraninita diseminados en el conjunto de la asfaltita.

Para la formación de un yacimiento de este tipo serán necesarias las fases siguientes:

- Concentración de petróleo.
- Ruptura de la pared de retención y escape de los hidrocarburos ligeros.
- Oxidación e introducción de las soluciones uraníferas.
- Fijación del uranio y terminación de la formación de asfaltitas.

Estos procesos nos explican por qué, frecuentemente, se ha pensado en la introducción de aguas hipogénicas uraníferas por las fracturas con las que se relaciona la segunda fase del proceso, y también que exista una distribución heterogénea de uranio en el conjunto de la formación asfáltica.

## FUENTE DEL URANIO

La intensa prospección realizada en el Mundo para la localización de yacimientos de uranio, la sensibilidad de los métodos empleados y las leyes extremadamente bajas, que se consideran posibles de beneficio, han conducido a que hoy día, prácticamente, se hayan localizado yacimientos de mayor o menor importancia, en todos los tipos de formaciones geológicas. No es de extrañar, por consiguiente, que encontremos una enconada controversia entre las distintas hipótesis emitidas para explicar el origen, fuente o procedencia del uranio, que forma estos yacimientos.

De acuerdo con Holmes (1929), los yacimientos pueden ser divididos en dos grandes grupos: «singenéticos», si se han formado contemporáneamente con la roca en la cual yacen, y «epigenéticos», si los yacimientos son de edad posterior a la de la roca encajante. Este criterio tan sencillo es quizá el más difícil de establecer en la realidad de cada yacimiento, a pesar de los avances logrados en los últimos años en la determinación de la edad absoluta de formación de los minerales.

El principal problema radica en la aplicación del término «singenético». Este, se puede referir a la formación de los minerales, en cuyo caso la mayor parte de los yacimientos serán epigenéticos, puesto que procesos tales como: diagénesis, autigénesis, cristalización o recristalización, siempre llevan consigo cierta movilización con posterioridad a la formación de la roca. O bien el término «singenético» puede referirse a los elementos contenidos en la roca, al margen de su reorganización mineralógica; en este caso, gran parte de los yacimientos deben ser considerados como «singenéticos».

En los últimos años se vienen utilizando los conceptos de singenia y epigenia, más que en sentido cronológico, en sentido de aporte de materia. Singenéticos serían los yacimientos formados por reorganización, en mayor o menor grado, de los elementos químicos existentes en la propia unidad geoló-

gica, y epigenéticos los yacimientos en los que es evidente un aporte de materia. Realmente el problema epigenia-singenia centra la temática de la Metalogenia actual.

#### *Yacimientos «singénéticos»*

Pocos yacimientos uraníferos pueden ser clasificados como singenéticos, en sentido estricto; consecuencia de esta falta de removilización, es su escaso valor económico. Corresponden a este tipo: los minerales accesorios de las rocas cristalinas, los granos detríticos en los sedimentos, algunas fosforitas marinas y los depósitos de pizarras negras marinas; si bien, en estos últimos casos, probablemente existe una introducción de uranio por aguas subterráneas.

La génesis de estos yacimientos corresponde más al campo de la Geoquímica, o la Petrogenia, que al de la Metalogenia, puesto que realmente constituyen una ligera anomalía en la distribución normal de los elementos, y su contenido metálico sobrepasa escasamente el orden de magnitud medio de la roca mineralizada.

A este tipo de yacimientos singenéticos uraníferos, corresponden las areniscas circoníferas de Santa Elena (si no consideramos el uranio extra-circonífero), las cuarcitas negras del Cámbrico extremeño, los gneis circoníferos de Porriño, las alaskitas de Valsequillo, etc., etc.

#### *Yacimientos «epigenéticos»*

El principal problema es establecer la fuente que suministra uranio para la formación de los yacimientos considerados como epigenéticos. Recordemos en primer lugar, que éstos son divididos en «supergénicos», si la concentración de uranio se ha producido por la acción de aguas superficiales, y en yacimientos «hipogénicos» (para muchos autores, únicos epigénicos) si se han formado por la precipitación de fluidos mineralizados, procedentes del interior de la corteza terrestre.

Las asociaciones mineralógicas de uranio con sulfuros y arseniuros de los yacimientos sedimentarios, que muy pocos geólogos consideran formados por precipitación de fluidos hipogénicos, y los estudios realizados sobre minerales negros de uranio (pechblenda, óxidos negros y coffinita), que demuestran la posibilidad de formación de estos minerales en un ambiente supergénico de reducción (Stugard, 1952, Critsaenko, 1958; Sarcia J. y Sarcia J., 1956 y 1959; Mingarro, 1958) han conducido a dividir la opinión geológica en dos tendencias metalogénicas, que tratan de excluirse mutuamente. Estas suponen como origen del uranio:

- La percolación del uranio disperso (en granos detríticos, rocas cristalinas) por aguas normales (no «magmáticas», ni «juveniles»).

— O la expulsión del uranio con los fluidos residuales durante las últimas fases de la consolidación magmática.

Esta última hipótesis, que domina en el conocimiento geológico del primer tercio de siglo, es en la actualidad muy discutida, por no haberse podido encontrar las supuestas relaciones entre los yacimientos metálicos y las rocas ígneas, principalmente en los grandes depósitos minerales. El problema se agudiza con el descubrimiento y estudio de una serie de yacimientos uraníferos, que no habían sido preconizados por estas teorías metalogénicas de filiación magmática. Estos yacimientos «extraños», que constituyen la mayor reserva de minerales uraníferos, son:

- Los conglomerados cuarcíticos del Blind River y Witwatersrand.
- Los sedimentos de Colorado Plateau.
- Los filones intragraníticos de Francia, Portugal y España.
- Las impregnaciones en pizarras de España y Portugal.

A continuación, vamos a revisar las hipótesis principales, emitidas para explicar la fuente del uranio de los yacimientos, los cuales podemos dividir en tres grupos:

- Yacimientos en conglomerados antiguos.
- Yacimientos en sedimentos post-paleozoicos
- Yacimientos en filones hidrotermales, y en posible relación con ellos.

Aunque en España, excepto la concesión «Eureka» en el Pirineo leridano, no existen yacimientos de uranio tipo Witwatersrand o Colorado Plateau, los indicios radiactivos conocidos actualmente (Santa Elena, Gotor, Sagarillo, Borox, etc.) nos autorizan a tener ciertas esperanzas de su descubrimiento; sobre todo si consideramos la escasa prospección efectuada en los terrenos post-paleozoicos. Una revisión objetiva de las posibles fuentes del uranio de los yacimientos sedimentarios, nos dará, sin duda, algún dato para concretar estas esperanzas.

Antes de entrar en el análisis de las fuentes de uranio hemos de especificar que en este apartado nos referimos únicamente a las concentraciones primeras. Los yacimientos, que se producen por removilizaciones superficiales, serán discutidos en trabajos sucesivos.

#### *Yacimientos en conglomerados antiguos*

Las antiguas teorías de «Placer», «Infiltración» y «Precipitación», emitidas para explicar la génesis de los conglomerados cuarcíferos con uranio-oro-pirita, de los yacimientos de Witwatersrand, en Africa del Sur, de Blind River, en Canadá, y Jacobina, en Brasil, siguen siendo discutidos actualmente. Aunque los últimos trabajos de Nel (1960) y Katayama (1960) abogan por un origen singenético, con posteriores removilizaciones.

La teoría de «placer», de Liebenberg (1958) y Randohr (1958), supone que el uranio procede de otros yacimientos y que fue depositado en forma

detrítica, junto con los demás elementos de los conglomerados cuarcíticos; se basan en el estudio microscópico de secciones pulidas, y en que la relación U/Th es análoga a la de los yacimientos pegmatíticos. Análogamente, se pronuncian en favor de esta hipótesis, Roscoe y Steaey (1958), que han estudiado el yacimiento de Blind River. Aunque la ausencia de Ti y Zr parece opuesta a esta hipótesis, las discusiones de Vilieis (1950) sobre la edad absoluta de la uraninita (2.100 m. a. aprox.), aumenta la verosimilitud de un depósito de tipo placer, modificado por la acción de aguas circulantes y recristalizaciones posteriores. La asociación uranio-hidrocarburos (tucholita) ha sido muy discutida, pero los estudios de Liebenberg parecen demostrar que se trata de una redistribución secundaria de uraninita.

Davidson (1957), mantiene las ideas de Graton (1930) acerca de un origen epigenético, o introducción de uranio-oro por fluidos hipogénicos, con posterioridad a la deposición y consolidación de los conglomerados. Se basa en que, excepto en depósitos coluviales, la uraninita no es estable en las condiciones de alteración, y en la situación privilegiada de las mineralizaciones, en uros materiales que no contienen cantidades apreciables de uranio ni oro. Esta hipótesis no ha tenido general aceptación; sin embargo, presenta una serie de consideraciones muy interesantes al estudiar el yacimiento dentro de las teorías de «geosinclinal» y «granitización». Como más adelante veremos, las ideas de Davidson no pueden olvidarse en un análisis objetivo de los procesos metalogénicos.

La teoría de «precipitación», de Du Toit (1954), supone que los minerales de uranio, oro y piritita fueron precipitados a partir de aguas poco profundas, en las que se depositaron los materiales cuarcíticos del conglomerado. Aunque el proceso es bastante complejo, la existencia en estas aguas de una abundante flora bacteriana y algas (formadoras de los hidrocarburos) puede explicar, como señala MacGregor (1953), la precipitación conjunta de estos tres minerales, aparentemente extraña. Esta teoría, aunque muy posible, como señala Nel, tampoco ha tenido general aceptación. Katayama, por último, sugiere que, como los conglomerados han sido sepultados por grandes espesores de sedimentos, pueden haber sufrido removilizaciones bajo condiciones hidrotermales.

En resumen, vemos que, en general, los autores suponen la existencia de yacimientos anteriores, los cuales suministraron piritita detrítica o uranio en disolución. Davidson especula con la posibilidad de que sean los sills y lavas de rocas básicas, los que aportaron el uranio y oro al sistema precámbrico.

#### *Yacimientos en sedimentos post-palaeozoicos*

En general, todos, o la inmensa mayoría de los yacimientos uraníferos en sedimentos están ubicados en lechos arenosos de facies continental, fuerte-

mente oxidados; es decir, en terrenos que han funcionado como niveles acuíferos durante largos periodos de tiempo; indistintamente de su edad geológica (se encuentran desde los arenales pliocénicos de Olancha, en California, hasta los conglomerados precámbricos de Witwatersrand, en Suráfrica); si bien, son más abundantes en los sedimentos rojos del Triás, en los cuales se define el tipo «Colorado Plateau».

Este ambiente tan propicio, como hemos visto, para el transporte acuoso de complejos de uranilo, hace que la fuente del uranio en estos yacimientos pueda estar muy distante, debido a la enorme facilidad de circulación de las aguas. En consecuencia, las hipótesis sobre el origen del uranio son poco convincentes.

Hasta 1955 se consideró a los minerales negros de uranio (en forma tetraivalente) como primarios, por lo que no se dudó en asignar un origen hipogénico a los yacimientos donde se descubrieron estos minerales. Estas ideas prácticamente terminan con el trabajo «Origin of Uranium Deposits», de McKelvey, Everhart y Garrels (1955), donde se refutan las ideas genéticas anteriores al descubrimiento en 1940, de pechblenda en el Colorado Plateau. Actualmente, está aceptada la hipótesis de formación de pechblenda por reducción del uranio exavalente contenido en soluciones supergénicas. Este hecho ha conducido a reconsiderar las ideas de Lindgre, que en 1928, suponía que los yacimientos del Colorado Plateau, se habían formado mediante la lixiviación por las aguas superficiales, del uranio contenido en rocas ígneas y su posterior precipitación en forma de minerales coloreados de uranio (en forma exavalente).

La similitud en los ambientes sedimentarios de las areniscas continentales mineralizadas y la ubicuidad de restos fósiles de plantas en la mayor parte de los yacimientos; así como, el origen bacteriano de los sulfuros acompañantes de los minerales de uranio, demostrado por Jesen (1958) (1959), mediante análisis de las relaciones entre los isótopos de azufre, han evidenciado la importancia decisiva de las aguas subterráneas de origen atmosférico como vehículo principal del uranio; tanto, que actualmente muy pocos geólogos piensan en un origen directo a partir de soluciones hidrotermales magmáticas, como supone Kerr (1958).

El problema está centrado, por consiguiente, en conocer el mecanismo por el cual las aguas subterráneas toman el uranio; problema que aún no ha sido resuelto plenamente.

Varios autores han propuesto para los yacimientos sedimentarios post-palaeozoicos, un origen detrítico del uranio, análogo al establecido para los conglomerados precámbricos de Witwatersrand, que no ha sido aceptado; sin embargo, no puede descartarse la posibilidad de la existencia de granos submicroscópicos detríticos de uraninita en las areniscas. Para algunos yacimientos, parece probable que el uranio proceda de la lixiviación de las ro-

cas graníticas marginales a las formaciones sedimentarias mineralizadas; como, por ejemplo: los yacimientos eocénicos de Wyoming, en Estados Unidos; los pliocénicos de Ningyotūse, en Japón, o los franceses de Lodève. Este origen es demasiado remoto para explicar la fuente del uranio de muchos yacimientos en areniscas rojas.

Para los depósitos del Colorado, Neuerburg y col. (1956) han sugerido que los diques de diabasas pueden aportar uranio suficiente a las aguas profundas. Waters y Granges (1953), análogamente, suponen que el uranio expulsado durante los procesos de desvitrificación de las lavas y tobas volcánicas se incorpora a las aguas connatas mineralizantes; sin embargo, como demostró en 1956 Grunner, no es necesario recurrir a fuentes ajenas a las propias rocas sedimentarias, ya que éstas contienen cantidad suficiente de uranio para formar yacimientos tipo Colorado Plateau.

Geólogos tan autorizados como Nininger y col. (1960) y Page (1960) sostienen la idea de una introducción de uranio en el ciclo de las aguas subterráneas por fluidos hipogénicos hidrotermales, procedentes de los últimos estados de la consolidación de magmas ácidos, o en relación con las masas infrayacentes de rocas básicas o intermedias.

Hemos de considerar, por un lado, que los petrógrafos suponen que los sedimentos rojos de areniscas y conglomerados continentales, se han formado bajo ciertas condiciones climáticas, a partir de penillanuras graníticas; condiciones que coinciden con las que según señala Katayama (1960), favorecen un contenido de uranio mayor en los sedimentos. Por otra parte, es evidente que los especialistas coinciden en afirmar que, mediante distintos procesos de extracción y concentración, las rocas ácidas, de composición próxima al granito, son la «roca madre» o fuente del uranio de los yacimientos.

Por todo lo cual, un origen singenético, en el concepto de «source bed» de Knight (1957) o singénesis en el conjunto de la formación geológica mineralizada, es la fuente más probable para el uranio. Así podemos considerar a los yacimientos de uranio en sedimentos formados:

- Sin movilización por aguas subterráneas.
- Con movilización por las aguas subterráneas con:
  - uranio procedente de aguas connatas;
  - uranio expulsado por metamorfismo, autigénesis, cristalización, etcétera, y
  - uranio de lixiviación.

#### *Yacimientos filonianos*

La mayoría de los geólogos suponen que, las rocas plutónicas ácidas son la fuente u origen del uranio de los yacimientos filonianos. Se basan principalmente, en la relación espacial existente en muchos yacimientos, entre los filones uraníferos y las rocas granitoideas, en la evidencia de asociación para-

genética establecida en las pegmatitas ácidas, y en que las rocas félsicas tienen un contenido de uranio mayor que las rocas máficas o básicas, aunque, como sugiere Page (1960), estas relaciones pueden ser más aparentes que reales. Así, algunos autores siguen pensando que el origen hipogénico del uranio no está en las rocas ácidas, sino en los diques hipoabisales de rocas intermedias o básicas, y se apoyan para esta suposición, en que, muchos de los yacimientos en los que el «origen hipogénico es indiscutible», no existen rocas granitoideas que puedan ser fuente de uranio, mientras que en todos los distritos mineros de gran importancia contienen abundantes diques máficos: de diabasas, basaltos, andesitas, lamprófidos, etc. (La enorme dispersión y abundancia de tales rocas en la litosfera, hace que lo verdaderamente extraño sería su ausencia en estas formaciones). Estos diques son indistintamente anteriores o posteriores a la mineralización, la cual no está, evidentemente, en relación directa con ellos, sino más bien con los magmas infrayacentes de donde proceden las mineralizaciones como líquidos magmáticos. Por otro lado, según indica Page, el escaso contenido de uranio de las rocas básicas, no indica que no contengan originariamente uranio, sino que parece probable que éste haya sido expulsado durante la cristalización de tales rocas. Si observamos la localización del uranio en los diferentes minerales granitoideos, vemos cómo tienen mayor contenido los minerales melanocratos que, excepto el circón y allanita, son dominantes en las rocas máficas.

	Filones de hierro-titanio	Filones de níquel-cobalto-plata	Filones de plomo-silicio-hierro
<b>Roca encajante</b>	Intrusivas graníticas, metasedimentos.	Metasedimentos, volcánicas.	Intrusivas félsicas.
<b>Minerales metálicos</b>	Minerales de hierro y titanio; uranio contenido en davidita.	Mineralogía compleja; sulfuros y sulfoarseniuros de Co, Ni, Cu, Pb.	Mineralogía simple; menores cantidades de galena y pirita.
<b>Minerales de ganga</b>	Silice.	Carbonatos, menor cantidad silice.	Silice, fluorita; menor cantidad carbonatos.
<b>Ejemplos</b>	Radium Hill (Australia del Sur).	Great Bear Lake (Canadá), Joachimsthal (Checoslovaquia), Shinkolobwe (Congo Belga).	Marysvale (Utah), Urgeiriça (Portugal), Limousin (Francia), Ratonés (España).

Estas hipótesis sostenidas por Page (1960), Neuerburg (1956), Gottfried (1959), etc., lejos de aclarar el problema de los aportes hipogénicos en yacimientos tanto filonianos como en los sedimentarios, vienen a mantener el confusiónismo existente en las hipótesis metalogénicas y a mostrar la falta de consistencia de las teorías magmáticas, que cada día resultan más hipotéticas.

De acuerdo con los trabajos de Everhard, en esquema, únicamente existen tres tipos de yacimientos filonianos de uranio, que se corresponden con los que hemos establecido al estudiar el mecanismo del transporte. Estos se resumen en el cuadro.

#### *Filonos uraníferos con hierro y titanio*

Estos yacimientos de davidita son muy raros y están considerados como «hipotermales». Su relación con las rocas ácidas encajantes, parece fuera de toda duda. Se trata de yacimientos fundamentalmente petrogenéticos, ya que la mayor parte de las mineralizaciones arman en pegmatitas y aplitas, intercaladas en series metamórficas, en las que igualmente existen filoncillos de hierro-titano-uranio.

Los problemas genéticos de este tipo de yacimientos íntimamente ligados a la formación de las rocas encajantes, cae fuera de la finalidad de este trabajo.

#### *Filonos uraníferos con cobalto*

En la paragénesis «mesotermal», el uranio se asocia fundamentalmente al cobalto, níquel, plata y bismuto; sin embargo, los yacimientos que contienen Ni y Bi en minerales dominantes, no son radiactivos generalmente, y la plata es común en los yacimientos de este tipo, pero ocupa posiciones diferentes al uranio dentro del filón. Así pues, hemos de considerar que geoquímicamente el uranio se asocia al cobalto, cuando la relación Co/Ni es superior a 1, que, de acuerdo con los datos de Lundegårdn (1946), es equivalente a la distribución Co-Ni en las rocas ácidas. Este hecho parece demostrar la relación de los yacimientos de uranio-cobalto (a los que acompañan Ni, Bi, As) con las rocas ácidas (análogamente vemos como estas rocas son más ricas en uranio). Los procesos de extracción pueden ser varios, según las distintas teorías; los más importantes están ligados al proceso de cristalización de las rocas plutónicas: bien por expulsión en las fases hidrotermales de la consolidación magmática, o en el proceso de granitización mediante la expulsión por «no tolerancia cristaloquímica.»

#### *Filonos uraníferos*

En las paragénesis «epitermales», el uranio forma minerales dominantes a los que se asocian sulfuros de hierro y cobre. Estos yacimientos son característicos de Francia, Portugal y España. Su origen ha sido estudiado preferentemente por los autores franceses, que han demostrado, que tales yacimientos se producen a consecuencia de percolación por aguas subterráneas

del uranio liberado, por un proceso de transformación tectónica y de alteración de los minerales graníticos.

#### AGUAS MINERALIZANTES

Hemos visto cómo el uranio es transportado mediante soluciones acuosas, por lo que la mayor parte de los yacimientos epigenéticos, han sido definidos como hidrotermales (generalmente se aceptan como no hidrotermales los supergénicos). ¿Pero de dónde proceden las aguas hidrotermales?

A medida que la concepción magmatista de la formación de yacimientos va siendo excluida de la literatura geológica, o al menos seriamente criticada, se da más importancia al análisis de las aguas portadoras de mineralización. Un análisis del origen de estas aguas puede aclararnos muchas ideas sobre la génesis de los yacimientos metálicos, puesto que es evidente la relación entre las aguas y los elementos que portan en solución.

Aunque es muy variada la nomenclatura utilizada para designar los orígenes y estados de las aguas en la litosfera, tomamos los más populares en la literatura geológica de los últimos años. Excepto las aguas meteóricas, las oceánicas y las salmueras de los campos petrolíferos, todas las demás aguas litosféricas están muy poco estudiadas en su conjunto.

#### *Aguas meteóricas.*

Son aguas en relación reciente con la circulación atmosférica.

#### *Aguas connatas.*

Son aguas fósiles, que han estado fuera del contacto con la atmósfera durante parte de los periodos geológicos. Deben considerarse aguas connatas las expulsadas por los sedimentos, o las que todavía están incluidas intersticialmente en ellos antes del metamorfismo, y las aguas que saturan las rocas formadas en profundidad al emplazarse en niveles próximos a la superficie.

#### *Aguas metamórficas.*

Estas aguas proceden de la deshidratación de los minerales durante el metamorfismo, y aunque en cierto modo podrían considerarse como aguas connatas, tienen una composición distinta (por haber estado combinadas, con sílicatos principalmente). Estas aguas pueden contener cantidades importantes de uranio, puesto que la ausencia de yacimientos metamorfizados de uranio nos indican que durante el metamorfismo el uranio es expulsado conjuntamente con estas aguas metamórficas.

### *Aguas magmáticas.*

Aunque algunas pueden ser «juveniles» (exteriores al ciclo de la litosfera), la mayor parte deben ser de origen atmosférico (de fusión de sedimentos o por absorción de las rocas confinantes). Si comparamos el contenido de aguas de las rocas metamórficas y las rocas plutónicas, vemos que aproximadamente contienen la misma cantidad de agua, por lo que durante los procesos de palingénesis y anatexia no deben liberarse cantidades importantes de agua.

### *Aguas volcánicas.*

Las aguas volcánicas son generalmente aceptadas en Geología; sin embargo, varios autores dudan de su existencia como tales aguas procedentes de la «cámara magmática». La mayor parte de los manantiales volcánicos están formados por aguas mixtas o, según parece más verosímil, por aguas meteóricas modificadas por la absorción de gases volcánicos.

Cálculos sencillos, muy difundidos en la literatura geológica, demuestran cómo cualquiera de estos tipos de aguas pueden alcanzar caudales suficientes para la formación de yacimientos y que fácilmente pueden alcanzar temperaturas muy altas a causa, únicamente del gradiente geotérmico, es decir, pueden llegar a ser aguas hidrotermales.

### *Circulación de las aguas*

Parece evidente, que la circulación de las aguas en la litosfera, se debe a la acción de dos factores independientes: diferencias de presión y acciones climáticas. Las condiciones climáticas regulan los ciclos de las aguas superficiales, especialmente las aguas meteóricas. Estas aguas forman un techo que unas veces impide la libre emersión de las aguas profundas, mientras que otras, en épocas secas, las atrae hacia la superficie. Así vemos cómo las transformaciones supergénicas están ligadas íntimamente a las condiciones climáticas de la región. Condiciones que, análogamente, ejercen gran influencia en la composición de las aguas connatas en la época de sedimentación. Sin embargo, el motor principal de la circulación de las aguas son los gradientes de presión existentes en las zonas corticales de la litosfera (\*). Estos gradientes pueden ser debidos a:

- presión litostática;
- presiones tangenciales, y
- presiones diapíricas.

(\*) No se conocen presiones suficientes para hacer subir a la superficie terrestre las aguas liberadas a grandes profundidades.

Veamos, a grandes rasgos, cómo pueden actuar estas presiones. En una amplia cuenca de rocas sedimentarias existen zonas de acumulaciones sedimentarias, bien sea por la forma de la cubeta de sedimentación, por posición heterogénea de formaciones más recientes, o por diferencias erosivas considerables. Consideremos que una diferencia en la serie sedimentaria de 300 metros de espesor puede crear una diferencia de presión de, aproximadamente, 80 at., la cual, si la presión hidrostática no es muy elevada (aproximadamente 1,4 de la litostática), puede originar grandes corrientes de agua. El comportamiento de los materiales sedimentarios es muy variado. Mientras que los sedimentos pelíticos se comprimen expulsando grandes cantidades de agua, los materiales calizos reaccionan de modo muy distinto. En general, dominan en las calizas los fenómenos de metasomatismo, por disolución tomando agua de unas zonas y expulsándolas por otras; probablemente éste sea el origen de la dolomitización tan relacionado con mineralizaciones metáticas. (Las aguas ricas en magnesio de las pizarras, al atravesar las calizas por fisuras o disolución, intercambian el magnesio por el calcio). Los conglomerados y areniscas no son prácticamente comprensibles y constituyen niveles acuíferos, por los que es fácil la circulación de las aguas expulsadas por los otros sedimentos. Este es el carácter fundamental de las areniscas en relación con los yacimientos metalíferos: su carácter acuífero durante largos periodos geológicos.

Las presiones tectónicas tienen un comportamiento más localizado. Su intensidad es de orden análogo, puesto que son capaces de mover grandes masas de sedimentos. En las zonas de plegamiento, se caracterizan por la creación de campos alternantes de compresión y distensión, lo que limita la circulación de grandes masas de agua, por cuya causa su acción en las grandes formaciones sedimentarias es menos manifiesta.

Sin embargo, es evidente la gran importancia de las presiones tangenciales en los materiales rígidos. Recordemos que la mayor parte de los yacimientos hidrotermales se sitúan en fracturas y generalmente en las fracturas que acompañan a las grandes fallas o zonas. Estas fracturas de tensión, por su naturaleza quedan abiertas y forman una red de circulación a la cual fluye el agua intersticial, impulsada por la presión hidrostática.

La intrusión de rocas da lugar a un gradiente de presión, debido a su desplazamiento de abajo a arriba, similar a los diapiros salinos, cuya influencia en yacimientos sedimentarios ha sido señalada por varios autores. No nos referimos aquí a las reacciones que se originan en las proximidades del plutón (asimilación, metasomatismo, metamorfismo de contacto, metamorfismo de inyección, etc.), sino, únicamente, a los efectos que esta intrusión produce en las zonas de cobertura alejadas de los plutones, donde sólo se produce un ligero domo anticlinal. Las aguas connatas y de metamorfismo fluirán hacia la periferia de esta unidad, y pueden dar lugar a depósitos minerales en rela-

ción geométrica con las rocas plutónicas, sin que exista una relación genética entre estos yacimientos hidrotermales y las transformaciones petrogenéticas de dichas rocas plutónicas.

### CONCLUSIONES

En este trabajo se ha pretendido, únicamente, analizar los principales problemas que tiene planteados el conocimiento de la génesis de los yacimientos hidrotermales de uranio. Según acabamos de ver, existe una tendencia general a considerar que los yacimientos se han formado a partir del uranio diseminado en las rocas encajantes; o de la misma unidad geológica, y prescindir de los supuestos aportes hipogénicos de la teoría magmática, de tan marcada influencia en el conocimiento geológico durante la primera mitad del presente siglo. Análogamente, se tiende a conceder una mayor influencia a los procesos bioquímicos en la precipitación del uranio y a considerar que los yacimientos filonianos se forman a escasa profundidad e influenciados por las condiciones paleoclimáticas.

Esta evolución en las ideas metalogénicas se debe principalmente: al descubrimiento de pechblenda en los yacimientos del Colorado Plateau, particularmente al efectuar las correlaciones con otros yacimientos en areniscas post-paleozoicas; al estudio de los yacimientos epitermales intragraníticos, que invalida totalmente las teorías magmáticas en su forma clásica, y al establecerse de modo definitivo el posible origen secundario de la pechblenda, formada por reducción del uranio exavalente transportado por las aguas subterráneas.

En la discusión de los principales factores genéticos se llega a las siguientes conclusiones:

#### 1.º Fuente del uranio.

Prescindiendo del mecanismo íntimo por el cual el uranio se incorpora a las aguas circulantes, la fuente u origen del uranio en los yacimientos aquí considerados es la siguiente:

- Yacimientos en areniscas antiguas. Aunque las tres teorías de «placer», «precipitación» e «infiltración» son verosímiles, únicamente la primera, que establece un origen detrítico del uranio, está suficientemente justificada.
- Yacimientos en areniscas post-paleozoicas. Descartadas las teorías de introducción hipogénica, actualmente debe considerarse que en la mayoría de los casos el uranio procede del que existe diseminado en las rocas de la formación geológica en la que arman.

— Yacimientos filonianos. En esquema únicamente existen tres tipos de yacimientos:

- 1.º Filones de uranio-hierro-titanio. Formados por segregaciones acuosas metamórficas, o de rocas plutónicas.
- 2.º Filones de uranio-cobalto (níquel-plata)-cobre. Formados por segregaciones hidrotermales de las rocas metamórficas, o plutónicas, infrayacentes.
- 3.º Filones de uranio-piritas. Formados por la percolación de uranio disperso en los granitos encajantes, o marginales a las cuencas sedimentarias en las que se localiza la mineralización.

#### 2.º Transporte del uranio.

En el régimen hidrotermal el uranio es transportado en forma de disoluciones acuosas. Según el estado del uranio en estas soluciones, se pueden distinguir tres tipos de yacimientos:

- 1.º Uranio en forma tetravalente. El transporte se efectúa preferentemente por difusión en la fase fluida acuosa. Clásicamente considerados «hipotermales». Uranio asociado con Ti, Th.
- 2.º Uranio en forma exavalente de ión uranilo. Propio de medios ácidos. Considerados clásicamente como «mesotermales». Asociado con Co y Cu. Precipitan por neutralización.
- 3.º Uranio en forma de complejos carbónicos o sulfuricos. Propio de medios neutros. Conocidos como «epitermales». Forman paragénesis propias de uranio con sulfuros de hierro. Precipita por reducción.

#### 3.º Deposición del uranio.

La precipitación del uranio tiene lugar al modificarse cualquiera de las condiciones en que se efectúa el transporte. Las causas de deposición son los accidentes tectónicos y los agentes de precipitación. Los accidentes tectónicos actúan variando la red de circulación de las aguas subterráneas, bien creando una red fisural complementaria, o por crear gradientes de presión que motivan la circulación de estas aguas. Los agentes de precipitación son muy variados; particular interés tienen las modificaciones de los potenciales de oxidación y pH, y el mecanismo de sorción del uranio por minerales específicos.

## BIBLIOGRAFÍA

- ARRIBAS, A. (1961): *Estudio Petrográfico, Mineralógico y Metalogénico de los yacimientos españoles de minerales radiactivos*. Tesis doctoral.
- BAIN, G. W. (1950): *Geology of fissionable materials*. «Econ. Geol.», v. 45.
- BARNES, H. L. (1956): *Mineral zoning and ore transport*. «Researches in Geochemistry». Abelson Ed.
- BARTON, P. B. (1955): *Fixation of Uranium in the Oxidized Base Metal Ores of The Goodsprings District*. «Clark Co.», Nevada.
- — (1957): *Some Limitations on the Possible Composition of the ore Forming fluid*. «Econ. Geol.», vol. 52.
- — (1959): *Some limitations on the possible composition of the forming fluid*. «Econ. Geol.», vol. 52.
- BOYDELL, H. C. (1928): *Operative causes in ore deposition*. «Bull. Inst. Mining. Met.», 37, 50-177.
- BROWN, J. S. (1958): *Ore Genesis*. «Hopewell Press.», Hopewell, N. Y.
- CHEVET, J. y COULOMB, R. (1958): *Geochemical Behavior of Uranium in the Alteration cycle*. «Proceed. Geneva Conf.», vol. II.
- DAVIDSON, C. F. (1957): *On the occurrence of uranium in ancient conglomerates*. «Econ. Geol.», vol. 52, pp. 668-693.
- DU TOIT, A. L. (1954): *Geology of South Africa*. 3rd ed., «Oliver and Boyd», London.
- EDWARDS, A. B. (1956): *The present state of knowledge and theories of ore Genesis*. «Proc. Australasian Mining and Met.», núm. 177.
- FRONDEL, C. (1938): *Stability of colloidal gold under hydrothermal conditions*. «Econ. Geol.», 33, 1-20.
- GARRELS, R. M., y R. M. DREYER (1952): *Mechanism of limestone replacement at low temperature and pressure*. «Bull. Geol. Soc. Am.», 63, 325-379.
- GARFELS, R. M. y D. H. RICHTER (1944): *Solubility of metallic sulfides in dilute vein forming solutions*. «Econ. Geol.», 39, 472-483.
- — (1955): *Is carbon dioxide and ore-forming fluid under shallow-earth conditions?* «Econ. Geol.», vol. 50.
- GEFFROY, J. y SARCIA, J. A. (1955): *Contribution à l'étude des Pechblendes françaises*. «Rapport C. E. A.», núm. 380. Centre d'Etudes nucléaires de Saclay.
- GOTTFRIED, D. (1959): *Distribution of uranium in igneous complexes, in Geologic Investigations of Radioactive Deposits, Semiannual Progress Report for June 1 to November 30, 1955*. «U. S. Geol. Survey Trace Element Investigations Report TEI-590», pp. 187-191.
- GRATON, L. C. (1930): *Hydrothermal origin of the Rand gold deposits*. «Econ. Geol.», vol. 25, supl. núm. 3.
- GRITSSENKO, G. S., I. N. BELOVA, R. V. GETSEVA y K. T. SAVELYEVA. (1958): *Mineralogical Types of Oxidation Zones of Hydrothermal Uranium and Sulphide-Uranium Ores of the U. S. S. R.* «Proceeding Geneva Conference», vol. 2, pp. 466-474.
- GRUNER, J. W. (1933): *The solubilities of metallic sulphides in alkali sulphide solutions*. «Econ. Geol.», 28, 773-777.
- — (1952): *New Data of Synthesis of Uranium Minerals*, Part. I. Annual Report for July 1, 1951 to June 30, 1952. «U. S. Atomic Energy Comm. RMO-983», 26 pp.
- — (1956): *Concentration of uranium in sediments by multiple migration accretion*. «Econ. Geology», v. 51, pp. 495-520.
- HELLIS, A. J. (1957): *Chemical equilibrium in magmatic gasses*. «Am. J. Sci.», v. 255.

- HOLLAND, H. D. (1957): *Thermochemical data, mineral associations, and the Lindgren classification of ore deposits (Abstract)*. «Bull. Geol. Soc. Am.», v. 68.
- HOLMES, A. (1929): *The nomenclature of petrology: a dictionary of rock names*. 2 ed. «Thomas Murby and Co.», London.
- INGERSON, E. (1954): *Nature of the ore-forming fluid of various stages suggested approach*. «Econ. Geol.», 49, 727-733.
- — (1955): *Methods and Problems of Geologic Thermometry*. «Econ. Geol.», 50 th. Ann., volumen I.
- JENSEN, M. L. (1958): *Sulfur isotopes and hydrothermal mineral deposits*. «Econ. Geol.», v. 53, pp. 598-616.
- — (1959): *Sulfur isotopes and hydrothermal mineral deposits*. «Econ. Geol.», v. 54, páginas 374-394.
- KANIA, J. E. A. (1936): *Some notes on the origin of pyritic copper deposits of the mesothermal type*. «Econ. Geol.», 31, 453-471.
- KATAYAMA, N. (1960): *Genesis of the Uranium Deposit in Sedimentary Rocks*. «XXI Int. Geol. Cong.», Part XV, Genetic Problems of Uranium and Thorium Deposits, pp. 7-13.
- KERR, P. F. (1958): *Uranium emplacement in the Colorado Plateau*. «Geol. Soc. Am. Bull.», volumen 59.
- KNIGHT, C. L. (1957): *Ore Genesis-The Source Bed Concept*. «Econ. Geol.», vol. 52, núm. 7, pp. 808.
- KRAUSCOPE, K. B. (1951): *Physical chemistry of quicksilver transportation in vein fluids*. «Econ. Geol.», 46, 498-523.
- — (1959): *The Use of equilibrium calculations in finding the composition of a magmatic gas phase*. «Researches in Geochemistry». Abelson Ed. J. W. es.
- KULLERUD, G. (1959): *Researches in Geochemistry*. «Abelson Ed., John Wiley & Sons Inc.», Londres.
- KUSHNAREV, I. P., L. I. LEVIN, E. P. SOFYUSHKIN, L. V. KHOROSHILOV (1958): *General Laws Governing the Localization of Uranium Mineralization and the Basic Types of Structures of Hydrothermal Uranium Deposits*. «Proceeding Geneva Conference», vol. II, pp. 315-324.
- LIEBENBERG, W. R. (1958): *The Mode of Occurrence and Theory of Origin of the Uranium Minerals and Gold in the Witwatersrand Ores*. «Proceeding Geneva Conference», vol. II, pp. 379-387.
- LINDGREN, W. (1907): *The relation of ore-deposition to physical conditions*. «Econ. Geol.», vol. 2, pp. 105-127.
- — (1928): *Mineral Deposits*. 3rd ed. New York. «McGraw-Hill Book Co.», pp. 455-463.
- — (1933): *Mineral Deposits*. «McGraw-Hill Book Co.», New York.
- LUNDEGARDH, PER H. (1946): *Rock composition and development in Central Roslagen*. «Arkiv Kemi, Mineral Geol.», 23 A. No. 9.
- MACGREGOR, A. A. (1953): *Discussions of «The gold-uranium ores of the Witwatersrand» by C. F. Davidson*. «Min. Mag.», v. 88.
- MCKELVEY, V. E., EVERHART, D. L. y R. M. GARRELS (1955): *Uranium content and leachability of some igneous rocks and their geochemical significance (abs.) in Festschrift Ramdohr*. Neues Jahrb.
- MILLER, L. J. y P. F. KERR (1954): *Progress Report on the Chemical Environment of Pitchblende*. Part II. Annual Report for June 30, 1953 to April 1, 1954. «U. S. Atomic Energy Comm. R. M. E.-3096» (part 2), 72-92.
- MINGARRO, E. y F. CATALINA (1958): *The Geochemical Process of Alteration of Primary Uranium Ores and the Electron Microscopic Study of these Ores*. «Proceeding Geneva Conference», vol. 2, pp. 204-210.

- MOREY, G. W. y J. M. HESSELGESSER (1951): *The Solubility of some minerals in superheated steam at high pressures*. «Econ. Geol.», 56, 821-835.
- MOREY, G. W. y EARL INFERNON (1937): *The pneumatolytic and hydrothermal alteration and synthesis of silicates*. «Econ. Geol.», 32, 607-761.
- MOREY, G. W. y P. NIGGLI (1913): *The hydrothermal formation of silicates, a review*. «Jor. Am. Chem. Soc.», v. 35.
- NEL, L. T. (1960): *The Genetic Problem of Uraninite in the South-African Gold-Bearing conglomerates*. «XXI Int. Geol. Cong.», Part. XV, pp. 15-25.
- NEUBURG, G. J., J. C. ANTWEILER, y B. H. BIELER (1956): *Uranium content and leachability of some igneous rocks and their geochemical significance (abs.)*, in Resúmenes de los Trabajos Presentados: 20 th «Cong. Geol. Intern.», Mexico, p. 221.
- NININGER, R. D., D. L. EVERHART, H. H. ADLER, y J. KRATCHAMAN (1960): *The Genesis of Uranium Deposits*. «XXI Int. Geol. Cong.», Part XV, p. 40.
- PAGE, L. R. (1960): *The Source of Uranium in Ore Deposits*. «XXI Int. Geol. Cong.», Part XV, p. 149.
- PARK, C. F. JR. (1955): *The zonal theory of ore deposits*. «Econ. Geol. 50 th. Ann.», v. I.
- RAFALSKY, R. P. (1958): *Uranium transport by hydrothermal solutions*. «Proceeding Geneva Conference», vol. II.
- RAMDOHR, P. (1958): *Die Uran- und Goldlagerstätten Witwatersrand-Blind River District-Dominion Reef-Serra de Jacobina*. Erzmikroskopische Untersuchungen und ein Geologischer Vergleich. Abh. der Deutsch. Akad. der Wissensch. zu Berlin, Nr. 3, pp. 1-35.
- ROEDDER, E. (1958): *Technique for the extraction and limited chemical analysis of fluid inclusions from minerals*. «Econ. Geol.», v. 53.
- ROSCOE, S. M., y H. R. STEACY (1958): *On the Geology and Radioactive Deposits of Blind River Region*. «Proceeding Geneva Conference», vol. II, pp. 475-483.
- ROUBAULT, M. y R. COPPENS (1958): *Migration of Uranium in Crystalline Rocks and the Possible Relation of this Phenomenon to the Genesis of Certain Deposits*. «Proceeding Geneva Conference», vol. II, pp. 335-337.
- RUSSEL, R. T. (1958): *Relationship of Uranium Ore Deposits to Petroleum and Gas-Bearing Structures*. «Intern. Conf. Peaceful uses of Atomic Energy», vol. II.
- SARCIA, J. A. y J. A. SARCIA (1956): *Les Gites d'Uranium du Nord Limousin: I. Caractéristiques générales de la province uranifère du Nord-Limousin; II. La Mine Henriette*. «Sciences de la Terre», t. IV, Nos. 3 y 4, pp. 239-250 y 251-306.
- SCHMITT, H. (1950): *The origin of the «epithermal» deposits*. «Econ. Geol.», vol. 45.
- SMITH, F. G. (1954): *Composition of vein-forming fluids from inclusion data*. «Econ. Geol.», v. 49.
- STUGARD, F. JR., D. G. WYANT, y A. J. GUDE 3d (1952): *Secondary uranium deposits in the United States*. «U. S. Geol. Survey Circ.», 220, pp. 19-25.
- SULLIVAN, C. J. (1954): *Metallic melting point and ore deposition*. «Econ. Geol.», v. 49.
- THOMPSON, G. A. (1954): *Transportation and deposition of quicksilver ores in the Terlingua district, Texas*. «Econ. Geol.», 49, 175-197.
- VILLIERS, J. W. L., A. J. BURGER y L. O. NICOLAYSEN (1958): *The Interpretation of Age Measurements on the Witwatersrand Uraninite*. «Proceeding Geneva Conference», vol. II, pp. 237-238.
- WHITE, O. E. (1957): *Thermal waters of volcanic origin*. «Bull. Geol. Soc. Am.», núm. 68.
- WALKER, R. T. y W. J. (1956): *The origin and nature of ore Deposits*. «Walker Associates. Col.», Springs.
- WATERS, A. O. y H. C. GRANGER (1953): *Volcanic debris in uraniferous sandstones and its possible bearing on the origin and precipitation of uranium*. «U. S. Geol. Survey Circ.», 224, 26 pp.

Recibido 26-sep.-1963.

PIERRE CHAUVE

## SOBRE EL SIGNIFICADO DE LA UNIDAD DE PATERNA (PROVINCIA DE CADIZ, ESPAÑA) (\*)

En el Norte de la provincia de Cádiz, definí una unidad tectónica (1), caracterizada por una serie principalmente arcillo-margosa, fuertemente tectonizada: la unidad de Paterna. Más tarde (2), mostré su extensión y precisé su posición tectónica: sobre el terreno, esta unidad se observa en ventanas bajo el Triás que forma la base tectónica de la Subbética. Ya he insistido sobre el carácter flotante de esta Subbética, generalmente cepillada sobre el Triás, y sobre su paso particularmente desordenado. Se presenta, en efecto, en forma de afloramientos limitados, corrientemente muy separados los unos de los otros, lo que contrasta con el paso mucho más regular que este conjunto presenta más al Este. Esto da más certeza de su colocación tectónica en su sitio, al estado de «balsas» flotantes sobre series particularmente plásticas, que de una erosión posterior. No es más que de esta manera, de la que se puede imaginar la curva del anticlinal de Las Cabras.

En resumen, después de las observaciones que se pudieron efectuar sobre el terreno, la unidad de Paterna es la unidad más profunda conocida en el Oeste de las Cordilleras béticas (no se conoce nada de la Prebética). Y la Subbética se presenta como una capa acarreada encima. Esta unidad está por otro lado recubierta en su giro hacia el Sur, por las unidades del flysch del Campo de Gibraltar.

Desde el punto de vista estratigráfico, no se conocen actualmente más que unos pocos términos de la unidad de Paterna. Algunos pequeños retazos de calizas margosas blanquecinas de edad cretácica superior, microbrechas con Nummulites eocenos y arcillas que han dado una fauna de Foraminíferos arenáceos en capa oligocena con *Glomospira*, *Haplophragmoides*, *Trochammina* y *Bathysiphon*.

Facies análogas con Arenáceos de edad oligocena han sido señalados más al Sur, en Campo de Gibraltar, en la base de la capa de las areniscas del

(\*) Traducción realizada por M.ª Concepción López de Azcona Fraile. «C. R. Sommaire des Seances de la Société Géologique de France», fascículo 3, pp. 83 y 84 (1963).

Aljibe y tienen muchas semejanzas con las arcillas de base del Numidiense de África del Norte.

Si se tienen en cuenta los argumentos de estructuras (posición de los afloramientos de la unidad de Paterna en superficie por referencia a la Subbética), y las comparaciones de facies (analogía entre facies de la unidad de Paterna y del flysch), y si se prueba a reconstruir la paleogeografía, nos encontramos con numerosas dificultades, pero que de todas formas, pueden solamente resolverse de dos maneras.

La primera hipótesis consiste en hacer de la unidad de Paterna una unidad inferior, externa. Después de su posición estructural actual bajo la Subbética y el flysch, nos induce a pensar que los constituyentes de esta unidad se han depositado en una zona situada al Norte del dominio de sedimentación de la Subbética, ella misma situada al Norte de la cuenca original del flysch. La estructura actual será debida a un desplazamiento generalizado de la Subbética (al estado de retazos) sobre los niveles particularmente plásticos de la unidad de Paterna.

En la segunda interpretación, y teniendo en cuenta las analogías expuestas anteriormente, entre las facies de la unidad de Paterna y las del flysch, se puede pensar en un origen común de estas dos unidades a partir de una misma cuenca de sedimentación. La estructura actual se explica por un mecanismo un poco más complicado:

— una avanzada del flysch sobre la Subbética e incluso hasta colocarse delante de ella:

— una escamación de la Subbética, y

— una puesta en movimiento de la Subbética sobre la unidad de Paterna.

Si la primera solución parece satisfactoria en función de las observaciones realizadas en superficie, tiene el inconveniente desde el punto de vista paleogeográfico de necesitar la existencia, en el Oligoceno, de una cuenca con sedimentación detrítica comprendida entre el dominio subbético y el autóctono de la Meseta. Las facies de esta cuenca no serían conocidas más que al Oeste de las Cordilleras béticas. Resulta, por tanto, una complicación para la paleogeografía.

Por otra parte, se deben tener en cuenta los resultados de los sondeos efectuados en esta región entre la cuenca del Guadalquivir y el Sur del Campo de Gibraltar, cuyos cortes han sido publicados (3).

Recuerdo que en los sondeos efectuados en la provincia de Cádiz, se observa sobre el Mioceno autóctono de la cuenca del Guadalquivir, un complejo de arcillas oligocenas «capa de Carmona», de Perconig, que presenta las asociaciones de facies y de microfauas análogas a las que observé en la unidad de Paterna.

Por otro lado, ya asimilé (2) a la unidad de Paterna los elementos de la capa de Carmona descritos en los sondeos de Chiclana de la Frontera. El

Asperillo y Carmona. Los cortes precisos que ha dado E. Perconig (3), son interesantes desde más de un punto de vista. Si se asimila la capa de Carmona a la unidad de Paterna, se aprecia, en efecto, por una parte que esta unidad está bien avanzada más allá del dominio subbético, y por otra, que se extienden ampliamente al Sur en el Campo de Gibraltar, bajo las areniscas del Aljibe (sondeos del Cerro Gordo, Puerto de Ojén, Almarchal). Por consiguiente, se encuentra al Sur *sobre* la Subbética, y al Norte, *bajo* la Subbética.

Un sondeo especialmente interesante es el de Chiclana de la Frontera. En las cercanías de este pueblo, se extiende al Este una gran masa de Triás margo-yesífero, en medio del cual se pueden observar ventanas de la unidad de Paterna. Este sondeo ha encontrado, bajo las margas rojizas y grises (que pueden ser asimiladas a la capa de Paterna-Carmona), del Triás, una serie de margas blancas y rojas del Campaniense y del Maestrichtiense cuyas facies recuerdan las que pueden observarse en la Subbética, de nuevo el Triás, y después las margas del Maestrichtiense y del Paleoceno con carácter subbético. Si las margas rojizas y grises corresponden bien a la unidad de Paterna tendrán, en este punto, superposición de la unidad de Paterna bajo la Subbética, mientras que lateralmente es el inverso lo que se observa.

Si la segunda hipótesis emitida, considera la unidad de Paterna y la serie de base del Aljibe como de un mismo origen, conduce a no considerar más que una sola cuenca de sedimentación detrítica en el Oligoceno al Oeste de las Cordilleras béticas.

#### BIBLIOGRAFÍA

- (1) CHAUVE, P. (1962): *Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne)*. «In Livre à la mémoire de Paul Fallot», t. I, pp. 258-264. *Mém. h.-s. Soc. géol. France*.
- (2) CHAUVE, P. (1961): *Sur l'extension de l'unité de Paterna dans le Nord-Ouest de la province de Cádiz (Cordillères bétiques)*. «C. R. somm. S. G. F.», p. 271.
- (3) PERCONIG, E. (1962): *Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir, Espagne méridionale*. «In Livre à la mémoire de P. Fallot», t. I, pp. 229-256. *Mém. h.-sér. Soc. géol. France*.

Recibido el 18-XII-1963.

JOSE SUAREZ FEITO

## RADIACIONES DE ORIGEN NATURAL Y RADIACIONES PRODUCIDAS ARTIFICIALMENTE

### RESUMEN

En este trabajo se indican de una manera esquemática las radiaciones naturales y aquellas otras que se generan en diferentes aparatos y dispositivos, así como las dosis que se reciben en ambos casos.

### RÉSUMÉ

Dans ce travail on montre d'une manière schématique les radiations naturels et d'autres que sont produits dans les différents appareils et dispositives, ainsi que les doses qu'on reçoit dans l'un et l'autre cas.

### ABSTRACT

In this work it is schematically explained the natural radiations and that ones produced in the different apparatus and dispositives as well as the doses that are in both cases received.

### I. EXISTENCIA DE LAS RADIACIONES

De la misma forma que el hombre no puede escapar sobre la Tierra a la acción del calor o de la lluvia, está sometido igualmente a la acción de las distintas radiaciones que se originan en la naturaleza. En cualquier lugar en donde hayamos vivido, han actuado sobre nosotros las radiaciones.

Estas radiaciones son invisibles, y el hombre carece de capacidad para sentir las o detectarlas si no es con aparatos especiales, como son los conocidos contadores Geiger o los detectores de centelleo.

Los efectos de las radiaciones que se reciben dependen de diferentes condiciones, como son: la clase de radiación, el tiempo que se ha estado expuesto a la misma, los tejidos que han resultado principalmente irradiados y la forma que penetra en el cuerpo.

Los científicos trabajan constantemente para investigar la forma en que las distintas radiaciones actúan sobre los seres vivientes, con el fin de adoptar las medidas adecuadas de protección para la población, así como efectuar el tratamiento más idóneo para aquellas personas que accidentalmente hayan estado expuestas a una cantidad excesiva de radiación. Los estudios realizados hasta la fecha demuestran que, cuando sobre una persona actúan las radiaciones, excediendo un cierto límite, se produce el deterioro, o la muerte, de las células de los distintos tejidos, por cambio de la naturaleza de sus constituyentes químicos. Algunos efectos de las radiaciones se pueden advertir después de transcurrido un corto espacio de tiempo después de la exposición, pero otros no se notan hasta pasado un lapso considerable, en especial, los llamados cambios somáticos.

Una pregunta que surge es si las personas que han sufrido daño por la acción de las radiaciones, pueden ser curadas. Naturalmente esto depende de la dosis recibida, y sin llegar a la dosis letal. La experiencia que se tiene en este campo es escasa. Así, por ejemplo, en Nagasaki e Hiroshima, gran parte de la población afectada por exposición muy elevada a las radiaciones, se recupera con relativa rapidez y los doctores que atendieron y atienden a los enfermos, están convencidos de que un tratamiento médico adecuado, imposible de realizar en los días siguientes a la explosión, hubiera salvado muchas vidas.

Es un hecho comprobado que hace falta una exposición muy prolongada a la radiación exterior para producir una enfermedad inmediata. En este sentido se puede afirmar, como regla general, que dentro del intervalo comprendido entre 200 y 500 roentgens, es problemática la recuperación cuando los tiempos de exposición son muy grandes. La dosis letal media está establecida en  $400 \pm 100$  r.

Cuando los materiales radiactivos penetran en el cuerpo por cualquier vía y se alojan en él, las lesiones y los efectos a largo plazo dependen fundamentalmente de los tejidos irradiados, de la clase y cantidad de material radiactivo de que se trate, y de la manera que han penetrado en el cuerpo (vía bucal, respiratoria, etc.). Las cantidades de radio que hay en muchas aguas utilizadas en la bebida, no se conoce hasta la fecha que hayan producido ninguna enfermedad. De hecho, algunos doctores han prescrito antes para ciertas personas aguas especialmente ricas en radio; no obstante, no parece oportuno hacerlo en la actualidad, puesto que se ha demostrado que suficiente cantidad de radio depositado en los huesos puede producir el cáncer y la muerte.

Es evidente que cada persona tiene una pequeña cantidad de radiactividad en su cuerpo como resultado del aire que respira, de los alimentos que ingiere y del agua que bebe, los cuales tienen pequeñas cantidades de sustancias radiactivas naturales, como veremos más adelante. La lluvia procedente de las explosiones atómicas contribuye a aumentar la radiactividad en la na-

turalidad, y, por tanto, la existente en el cuerpo humano. La radiactividad de las distintas personas no es detectable ni tampoco se transmite de unas personas a otras, como herencia. Se puede afirmar que ni por la radiactividad ingerida, ni por la recibida del exterior, ninguna persona llega a ser suficientemente radiactiva para representar un peligro para sus semejantes. Es decir, la radiactividad no se transmite como, por ejemplo, lo hacen las enfermedades infecciosas. Hay alguna excepción, como es el caso de bombardeo con neutrones o cuando los materiales radiactivos se depositan en forma de polvo o de líquido sobre la superficie del cuerpo o sobre las prendas de vestir.

## II. CLASES DE RADIACIONES

Existen cuatro clases de radiaciones nucleares principales. Tres de ellas llevan el nombre de las tres primeras letras del alfabeto griego: alfa, beta y gamma. La cuarta son los neutrones. Todas ellas son extraordinariamente pequeñas. Las partículas alfa, que están cargadas positivamente, se emiten por elementos radiactivos tales como el uranio, el torio o el radio, y son las de mayor tamaño. Por otra parte, tienen muy poco poder de penetración, pudiendo ser detenidas por una hoja de papel. No obstante, también pueden producir daño cuando un emisor de partículas alfa permanece durante largo tiempo en contacto con el cuerpo humano. En general, todos aquellos cuerpos que son luminosos en la oscuridad, como las esferas de muchos relojes, emplean sustancias que emiten partículas alfa.

Las partículas beta, que tienen carga negativa, son mucho más pequeñas que las alfa, pero a la vez más penetrantes. Las que tienen una energía más elevada pueden traspasar ocho o más milímetros de tejido. Basta para detenerlas interponer una hoja delgada de aluminio. Una exposición prolongada a las partículas beta puede producir graves quemaduras en la piel, así como lesiones serias si penetran de cualquier forma en el cuerpo y permanecen en él largo tiempo. Los emisores beta se emplean en la industria para la medición de espesores, y en medicina para algunos tratamientos.

Las radiaciones gamma, no son partículas como las alfa y beta, sino ondas de energía, semejantes a las de la radio y televisión y a las de la luz. Son, en esencia, lo mismo que los rayos X. Son mucho más penetrantes que las partículas alfa y beta, y se precisan gruesas planchas de plomo o grandes bloques de hormigón para detenerlas, ya que al no tener carga eléctrica, pueden atravesar fácilmente grandes espesores de materia. La protección es tanto más efectiva cuanto mayores sean el espesor y la densidad del material utilizado como barrera.

La exposición a grandes dosis de radiación gamma puede producir graves lesiones. Los emisores gamma se emplean ampliamente en la industria,

en la realización de radiografías y en la medida de espesores y niveles, y en medicina tanto en el diagnóstico como en el tratamiento de tumores (bombas de cobalto y cesio).

Los neutrones cuya masa es, aproximadamente, la cuarta parte de la de una partícula alfa, no tienen cargas eléctricas, por lo cual penetran fácilmente a través de un gran espesor de materia sólida. Se producen, entre otras formas, en los reactores al romperse los átomos de uranio, lo cual da origen al mismo tiempo al desprendimiento de gran cantidad de energía calorífica que puede utilizarse para generar electricidad. A fines de protección, los materiales más adecuados son aquellos que tienen grandes cantidades de hidrógeno, tales como el agua y algunos hormigones especiales. La radiación neutrónica en dosis superiores a las tolerables produce enfermedades muy graves.

Se utilizan en la medida de densidad de suelos, en los sondeos petrolíferos, en los llamados análisis por activación, y en algunos tratamientos de cáncer.

### III. UNIDAD DE MEDIDA DE LAS RADIACIONES

*Roentgen*.—Se define como la cantidad de radiación roentgeniana o de radiación gamma que produce en 0.001293 g., es decir, en 1 cm<sup>3</sup> de aire seco, en estado normal, un número de electrones secundarios que forman en el aire (T. P. N.) iones con una carga de 1 U. E. E. de cada signo.

Esta unidad se refiere, por tanto, a la radiación fotónica y representa una medida de la cantidad de energía absorbida por la sustancia standard que se desea, por ejemplo, 1 cm<sup>3</sup> de aire seco a T. P. N. En este centímetro cúbico de aire, el haz de fotones produce un cierto número de los llamados electrones secundarios, formando éstos a su vez iones a lo largo de su trayectoria. Si se conoce la cantidad de energía que se precisa para la formación de un par de iones en el aire, se puede transformar la unidad roentgen en otras unidades.

Gray ha encontrado como valor medio para esta energía de ionización, 32.5 eV. Tomando como base este valor resulta:

$$1 r = 2.083 \times 10^9$$

pares de iones mediante absorción de cuantos gamma en 1 cm<sup>3</sup> de aire.

La dosis de radiación expresada en roentgens, es independiente del tiempo de irradiación, según se desprende de la definición. Por otra parte, el efecto biológico de una determinada dosis de radiación depende del tiempo durante el cual se aplica. El organismo viviente posee, evidentemente, una cierta capacidad de recuperación y el efecto de una dosis determinada descien- de, por tanto, de manera sensible, cuando se la reparte en varias dosis pe-

queñas con algunos intervalos intermedios. Se necesita, por consiguiente, el concepto de intensidad de dosis, o lo que es lo mismo, la dosis de radiación por unidad de tiempo, por ejemplo, roentgen por hora (r/h).

El roentgen no es una unidad ideal de medida. En primer lugar, se refiere principalmente a un material absorbente determinado (el aire), en tanto que el transporte de la energía al objeto varía con el material absorbente. Así, un haz de fotones que pierde 84 ergios por absorción en 1 g. de aire da 93 ergios para 1 g. de agua y unos 150 ergios para 1 g. de sustancia ósea. En segundo lugar, la definición no se refiere para nada al número de cuántos o a su energía. Esto hay que tenerlo en cuenta, ya que la misma cantidad de radiación puede corresponder a un número reducido de fotones duros o a una gran cantidad de fotones blandos. La energía transferida varía considerablemente también con la energía de los fotones, para la misma cantidad de radiación.

*Rep.*—(*Roentgen-equivalent-physical*).—Es la dosis de radiación que genera en una sustancia considerada, una absorción de energía de igual magnitud que 1 r de radiación fotónica en el agua. Por tanto,

$$1 \text{ rep.} = 93 \text{ ergios g.}$$

Esta unidad fue introducida por Parker, como medida de los efectos físicos de las radiaciones sin las deficiencias inherentes a la unidad roentgen para estos efectos. De esta manera se puede expresar el efecto físico de todas las diferentes radiaciones en la misma unidad. La cantidad de cualquier radiación que deja libre 93 ergios/g. en la sustancia considerada, se denomina 1 rep.

*Rem.*—(*Roentgen-equivalent-man*) (1).—Aún cuando la cantidad de energía transferida al tejido (o sea el número de rep) sea la misma, dos radiaciones diferentes, según clase y energía, pueden tener efectos biológicos completamente distintos. Para obviar este inconveniente, se introdujo la unidad rem. Con ésta se posee una medida para la efectividad biológica relativa (E. B. R.) de la misma dosis de radiación en rep para distintas radiaciones. La correlación entre rep, rem y EBR es

$$1 \text{ rem} = \frac{84}{\text{EBR}} = \frac{1 \text{ rep}}{\text{EBR}} \text{ erg g de tejido}$$

El valor de EBR puede variar para la comparación de diferentes radiaciones y con la intensidad de la dosis, y depende también del objeto biológico y del efecto biológico considerados.

(1) Es la cantidad de cualquier radiación que produce en la sustancia considerada, el mismo efecto biológico que 1 r de radiación fotónica.

La unidad rem es, pues, verdaderamente representativa del efecto biológico, pero sólo puede ser dada caso de que se conozca el valor EBR para el efecto radiactivo considerado.

*Unidad n.*—Un *n* es la cantidad de neutrones rápidos que produce, en una cámara de ionización Victoreen de 100 *r* con paredes de baquelita, la misma ionización que 1 *r* de radiación fotónica.

Esta unidad para la radiación neutrónica es de fecha más antigua y se emplea cada vez menos, porque es algo artificial y está ligada a un determinado instrumento. Según las investigaciones de Aebersold y Anslow, en los tejidos blandos 1 *n* corresponde aproximadamente a 2.5 rep.

#### IV. FUENTES DE RADIACIÓN NATURAL

Se pueden agrupar en las tres clases siguientes:

##### a) Radiación cósmica.

Es la que nos llega de las zonas exteriores a la atmósfera terrestre y, aunque su origen no está todavía determinado, se cree que la que alcanza la tierra, proviene fundamentalmente del bombardeo de diferentes clases de partículas procedentes del Sol. Esta radiación denominada primaria, constituida fundamentalmente por protones, partículas alfa y núcleos atómicos, al chocar con la atmósfera o con la corteza terrestre, produce la radiación cósmica secundaria formada en esencia por mesones, protones, neutrones, electrones y rayos gamma.

La mayor parte de la radiación cósmica primaria se absorbe en la parte superior de la atmósfera, siendo la radiación cósmica secundaria la que principalmente se observa en la superficie terrestre.

Esta radiación es muy penetrante, a pesar de encontrarse muy atenuada por la acción de filtro de la atmósfera, haciéndose notar sus efectos, aunque muy debilitados, en las galerías de las minas profundas.

Algunos constituyentes de la radiación cósmica, especialmente de la primaria, tienen energías extraordinariamente elevadas ( $10^{10}$  a  $10^{17}$  MeV).

La intensidad de la radiación cósmica al nivel del mar varía con la latitud, siendo un 15 por 100 más elevada por encima de los 60° que en el Ecuador. Igualmente, en un mismo lugar puede variar dentro de un amplio intervalo durante periodos cortos de tiempo, excluidos los cuales puede considerarse prácticamente constante.

Tomando un valor medio, se puede admitir que la cantidad de radiación de origen cósmico recibida por persona en tierra es de unos 50 mrems por año.

Por lo que hemos dicho anteriormente, se comprende que la radiación cósmica aumenta con la altitud. Así, por ejemplo, es más elevada en las

cumbres de las montañas que en las playas. Durante una vacación de dos semanas en aquellas se recibe una radiación adicional de 3 mrems. Merece especial consideración el caso de los astronautas y, en un orden más modesto, el de los pasajeros de los modernos aviones a reacción, cada uno de los cuales recibe, por término medio, 1 mrem por cada cinco horas de vuelo.

b) Radiación gamma procedente de los elementos naturales radiactivos que existen en la corteza terrestre, tales como el potasio, el uranio, el torio, el radio, etc.

Estos elementos aparecen en cantidades muy pequeñas, generalmente, aunque en casi todos los sitios. La radiación que procede de estos materiales puede considerarse que es por término medio de 21 mrems. por año, siendo más elevada cuando se trata de rocas ígneas de carácter ácido, como es el granito, caso de la ciudad de Nueva York, construida sobre esta clase de rocas y donde la dosis alcanza a 50 mrems por año.

El hombre también recibe radiación de los materiales, a partir de los cuales construye su casa, que como promedio se puede estimar alrededor de unos 90 mrems por año y que varía evidentemente con dichos materiales. Así, en una casa de madera, la dosis puede ser 50 mrems por año, y subir hasta 165 mrems por año en algunas casas construidas a base de hormigón o con ciertos tipos de ladrillos. A este respecto, un factor de considerable importancia es el tiempo de permanencia dentro y fuera de la casa.

También el aire que nos rodea es radiactivo, debido al radón y al torón que contiene. Estos gases proceden de la desintegración del radio y del torio y, en algunos casos, pueden jugar un papel importante. En general, el contenido de estos elementos en el aire es demasiado pequeño y contribuyen en un tanto por ciento muy reducido a la dosis recibida por el cuerpo humano. Se puede considerar de 11 mrems/año.

En algunos sitios y durante ciertos periodos de tiempo, sin embargo, este contenido puede ser alto, como por ejemplo, ocurre en habitaciones donde se maneja agua de elevada concentración en radón o la ventilación es insuficiente, en sótanos donde el radón y el torón provienen del terreno, así como también en las grandes ciudades durante las calmas atmosféricas. Tales casos, se han estudiado esporádicamente y requieren una investigación más sistemática ya que, en algunos lugares, pueden influir sobre el sistema pulmonar.

La dosis media anual que recibe el cuerpo humano procedente de la radiación gamma de los elementos naturales radiactivos que existen en la corteza terrestre, ha permanecido invariable, probablemente, desde la aparición del hombre sobre la tierra. Hubo un ligero decrecimiento cuando pasó a ocupar viviendas construidas con madera y abandonó las cabañas a base de tierra y las cuevas en la roca, donde la cantidad de radón que contiene el aire

es bastante más alta, pero hubo un nuevo aumento con el empleo de losetas de hormigón y distintas rocas, como el granito, en la construcción de casas.

Una circunstancia que hay que tener en cuenta y que ha contribuido a la reducción de la radiación gamma recibida por algunas masas de población, es que, durante los periodos glaciares, ciertas áreas estuvieron cubiertas con hielo y nieve mucho más tiempo que lo están en la actualidad.

Como es sabido, la nieve absorbe la radiación gamma de la tierra, con lo que se reduce la irradiación fuera de la vivienda. Esto da lugar a una variación en la dosis recibida según las estaciones, que afecta principalmente a los grandes grupos rurales de población.

En general, se puede afirmar que la diferencia entre el nivel de radiación gamma procedente de la corteza terrestre en las distintas partes del mundo, no es muy elevada. Aún en regiones que contienen minerales ricos de uranio y torio, la dosis gamma que reciben sus habitantes, solamente en casos raros excede el nivel normal. Esto es debido a que los minerales radiactivos se encuentran distribuidos muy desigualmente en las rocas y en los diferentes terrenos y, a menudo, se hallan cubiertos o rodeados de materiales que presentan una radiactividad normal. Los habitantes que se mueven sobre el área en cuestión pueden recibir por ello, como promedio, unas dosis muy inferiores a lo que cabría suponer.

Igualmente, es muy reducida la radiación gamma de la corteza terrestre a que están sometidas las personas que viven en lugares que, de una forma más o menos permanente, están cubiertos por una extensa capa de hielo o nieve y aquellas otras que navegan con frecuencia por el mar. En ambos casos puede despreciarse enfrente de la radiación procedente de otras fuentes naturales.

En conjunto, puede estimarse la radiación media recibida por los conceptos de este apartado *b)* en unos 1.37 mrems/año.

#### *c)* Contenido natural de elementos radiactivos en el hombre.

En las zonas en que el contenido de radio del agua de bebida y de los alimentos no es excepcionalmente alta, la cantidad de potasio-40 de los tejidos humanos es la fuente principal de las radiaciones internas, que alcanza una cuantía aproximada de 40 mrems/año. El potasio-40 es un isótopo naturalmente radiactivo. El contenido de carbono-14 y de radón contribuye, de manera aproximada, en un 5 por 100 y en un 10 por 100 respectivamente, de la radiación media del potasio.

La variación, con el tiempo y el lugar, de la radiación natural interna depende fundamentalmente de las variaciones en el contenido de radio del agua y de los alimentos y del radón del aire. En la actualidad, no se dispone de suficientes datos en relación con dicha variación en las diferentes partes del mundo.

## V. FUENTES DE RADIACIÓN ARTIFICIAL

*a)* Aparatos que se emplean con frecuencia por grandes masas de población.

El origen de estas radiaciones suelen ser las pantallas o escalas luminosas, como las empleadas en los relojes de pulsera y en las pantallas de televisión. Por lo que se refiere a los primeros, podemos tomar como dosis 10 mrems/año. La televisión contribuye en un grado mucho menor, que puede estimarse en 0.1 mrem/año.

*b)* Dispositivos utilizados en los laboratorios y en la industria.

En este apartado hay que hacer una distinción entre la dosis recibida por trabajo profesional y aquella otra que recibe el paciente en las aplicaciones médicas, tanto con fines terapéuticos como de diagnóstico.

La dosis que recibe el personal que trabaja con radiaciones ionizantes, isótopos radiactivos o rayos X, tanto en medicina como en la industria, o con fines de investigación o educativos es, generalmente, muy reducida debido a la protección de que se dispone. Por ello, los niveles máximos de radiación permisibles se sobrepasan solamente en raras ocasiones, como puede ser el tratamiento con rayos gamma (bombas de cobalto) y el reconocimiento con rayos X.

Tomando valores medios en los distintos países para el personal que trabaja tanto en investigaciones médicas como industriales, se puede admitir una dosis anual comprendida entre 2.5 y 3 rem/s/año.

Por el contrario, las dosis recibidas por los pacientes sometidos a tratamiento y examen por medio de rayos X o gamma, son de gran importancia, puesto que, con gran diferencia, son las operaciones en que el organismo humano está expuesto durante un tiempo mayor a la acción de las radiaciones. Los datos que damos a continuación son suficientemente expresivos. En un tratamiento de cáncer se reciben dosis del orden de 500.000 milirems y superiores. En un diagnóstico de la totalidad del cuerpo con rayos X, se alcanzan los 100.000 milirems y en un tratamiento dental completo 5.000 milirems.

Por lo que se refiere al personal que trabaja con otros aparatos, tales como los aceleradores de partículas, se dispone la protección adecuada para que la dosis no pase de ciertos niveles tolerables. Así, por ejemplo, la Comisión de Energía Atómica de Estados Unidos limita la dosis para su personal a 5.000 milirems por año.

En los aceleradores de partículas, alcanzan éstas energías muy elevadas. Así en el ciclotrón, se aceleran protones, deuterones y partículas alfa hasta energías elevadas mediante la acción de un campo eléctrico alternativo. El betatrón acelera electrones utilizando la inducción magnética. El sincrocic-

clotróon, o ciclotróon de frecuencia modulada, genera haces de protones, deuterones o partículas alfa de energía elevada. El sincrotrón produce flujos de electrones y protones de alta energía, empleando el mismo concepto básico que el ciclotróon, pero con variación del campo magnético durante una parte del ciclo de aceleración. Por último, los aceleradores lineales utilizan la energía de radiofrecuencia en acelerar partículas cargadas a lo largo de una trayectoria rectilínea.

Dentro de los dispositivos en que se producen radiaciones, hay que mencionar los reactores nucleares cuyo número, por otra parte, aumenta cada día. Aquí hay que distinguir entre radiación generada durante el funcionamiento del reactor, y la debida a las escorias o cenizas que se producen y que es necesario almacenar. De ellas trataremos en el apartado siguiente.

En los reactores nucleares tiene lugar la llamada reacción en cadena, en la cual iniciada la escisión de los primeros átomos de uranio-235, se continúa la de los restantes, va que en la rotura de este átomo se producen nuevos neutrones junto con radiaciones beta y gamma en gran cantidad. Esta rotura puede realizarse según más de 40 formas diferentes, y como en cada una se originan dos elementos, tenemos más de 80 elementos distintos. Ahora bien, estos elementos son radiactivos en su mayor parte, formando series que por término medio están constituidas por tres elementos hasta alcanzar el elemento final estable, con producción de radiación beta y gamma de distintas energías. En consecuencia, tenemos un conjunto de unos 200 isótopos radiactivos de 30 o más elementos diferentes, entre los denominados productos de escisión.

El papel del uranio-238 es fundamentalmente el de absorber neutrones para producir plutonio-239 con formación intermedia de uranio-239 y neptunio-239 con emisión beta y gamma.

Los reactores nucleares, cuando se hallan en funcionamiento, a pesar de producirse en ellos, como hemos visto, una variedad de radiaciones grande, no presentan ningún riesgo debido a las precauciones que se toman en su construcción. Así, por ejemplo, la población que vive en las proximidades de la central de Dresden, de 180 MW., recibirá tan sólo 0.5 mrems/año, que es una centésima parte de la radiación cósmica.

La seguridad que se ha alcanzado a este respecto es tan elevada, que entre los últimos proyectos conocidos figura la instalación de una central nuclear de 1.000 MW. en la ciudad de Nueva York.

c) Distribución en la tierra de los desechos o desperdicios radiactivos.

En este apartado hay que considerar las aplicaciones pacíficas y las guerreras.

Respecto a las primeras, se toman las debidas precauciones, tanto en su almacenamiento en el mar como en la tierra, para que en el transcurso del tiempo, en el que van perdiendo la radiactividad hasta alcanzar niveles no

peligrosos, los residuos radiactivos no presenten ningún riesgo. La solución más moderna de convertir los desechos procedentes de los reactores en material cerámico, es particularmente segura.

Por el contrario, la lluvia radiactiva que proviene de las explosiones de las bombas atómicas presenta problemas más graves, ya que es la principal responsable de la distribución en la naturaleza de los elementos radiactivos artificiales.

Prescindiendo de la lluvia en las proximidades del área de la prueba, y de la acción de la radiación durante los primeros días que siguen a la explosión, es de interés considerar dos efectos. Uno, el producido por los productos de fisión con un período de semidesintegración comprendido entre algunos días o inferior a un año, y otro, los productos de fisión de período largo, especialmente el estroncio-90 (veintiocho años) y el cesio-137 (treinta y tres años).

Los productos de fisión de período reducido se distribuyen de una manera desigual en la tierra después de una explosión atómica. En este caso, las condiciones meteorológicas juegan un papel muy importante, ya que una corriente de chorro o un frente frío o caliente que originen una turbulencia en la atmósfera, pueden ser la causa de que la lluvia o la nieve conduzcan a una concentración del material radiactivo en ciertas áreas que se encuentren a gran distancia de la explosión (varios miles de kilómetros). Así, la medida de la radiactividad de la leche, carne y cereales en algunas zonas alejadas de las regiones habituales en las que tienen lugar las explosiones nucleares, han dado como resultado, en muchos casos, valores muy superiores a los que se obtendrían con la sola presencia del potasio-40.

El estroncio-90 y el cesio-137, se encuentran más uniformemente distribuidos sobre la tierra (con la posible excepción de las regiones polares). Hay que advertir que, en la actualidad, grandes cantidades de estos elementos permanecen en la parte superior de la atmósfera, de la que van cayendo gradualmente a la tierra, por lo cual se estima que la cantidad de estos elementos en la corteza terrestre aumentará en el futuro por un factor comprendido entre tres y cinco, aun en el caso de que no se lleven a cabo más experimentos con bombas atómicas.

Es difícil estimar la dosis recibida por este concepto en las diferentes partes del mundo. De los datos proporcionados por Estados Unidos podemos asignar una dosis de cinco milirems/año.

#### BIBLIOGRAFÍA

- JUAN MANUEL LÓPEZ AZCOSA: *Radiactividad y Geofísica*.  
K. E. ZIEMEN: *Radiactividad aplicada*.

World Health Organization: *Effect of Radiation on Human Health*.  
 JOHN F. HOGERTON: *The Atomic Energy Desk Book*.  
 Academy of Nuclear Sciences: *Soviet Scientists on the Danger of Nuclear Tests*.  
 OAK RIDGE: *Principles of Nuclear Safety*.  
 United States Atomic Energy Commission: *18 Questions and Answers about Radiation*.

Recibido el 18 XII-1963.

MICHEL COLCHEN

## SOBRE LA TECTONICA DEL BORDE NORTE DE LA SIERRA DE LA DEMANDA (CADENA IBERICA, ESPAÑA) (\*)

La tectónica del macizo de la Demanda, y especialmente el comportamiento del zócalo paleozoico en el momento de la orogénesis terciaria, ha sido ya objeto de numerosos estudios desde que H. Joly (1) atrajo el primero la atención sobre la existencia «de lentejones o retazos de acarreo», al norte de las cadenas ibéricas y de la Demanda en particular. Existe sin embargo una controversia. W. Schriël (2) sitúa una falla entre el zócalo y la cubierta secundaria, los conglomerados terciarios reposan en discordancia sobre el conjunto. R. Aitken (3), habla de movimientos importantes, con inversión del Carbonífero sobre el Triás. Por el contrario, recientemente, los autores de la memoria explicativa de la Hoja de Anguiano (4), llegan a conclusiones diferentes: por una parte, los contactos zócalo-cubierta serían lo más frecuentemente estratigráficos, y por otra parte, una falla importante separaría los terrenos secundarios de los conglomerados terciarios: la orogénesis terciaria habría fracturado el zócalo, sin por este motivo dar lugar a «accidentes tan espectaculares como los que pretenden Schriël y Aitken».

El estudio con la ayuda de fotografías aéreas del borde norte de la Demanda, desde Valmala hasta Anguiano, aporta algunos datos nuevos sobre estos problemas.

### RELACIONES DEL ZÓCALO Y DE LA CUBIERTA

En el sector estudiado, parece que este contacto es en todas partes tectónico: una falla inversa alarga las formaciones triásicas y enmascara muy a menudo los términos inferiores. Este accidente es, por otro lado, de un tipo y de una amplitud variable. De una manera general, tiene levantamiento de eje hacia el Este, la parte occidental estaría hundida.

En la parte oriental, es decir, en la región comprendida entre Fresneda

(\*) Traducción realizada por M.ª Concepción López de Azcona Fraile. C. R. Sommaire des Séances de la Société Géologique de France, Fascicule 6: pp. 196-197, 1963.

y Anguiano, la escamación del zócalo se manifiesta por la aparición local, en el seno de las formaciones triásicas y liásicas, de una lámina de Cambriano que cabalga ligeramente hacia el Norte los terrenos situados en el borde. Una banda estrecha de Triás se encuentra por esa razón sujeta entre la masa paleozoica principal y esta lámina Cambriana.

Los pliegues afectan a los terrenos mesozoicos, Triás y Jurásico, tienen generalmente una dirección paralela al límite norte del zócalo. Es, sin embargo, frecuente observar repliegues donde la dirección parece discordante: ellos son las manifestaciones superficiales de accidentes que afectan al substrato. Este, especialmente, es el caso del repliegue sinclinal N.-S. de Valganon: se puede explicar por la presencia inmediata al Sur de un lentejón paleozoico, cuya presencia ha perturbado por esta razón el orden habitual de los pliegues.

Conviene señalar la oposición entre el comportamiento tectónico de las areniscas rojas triásicas y el de los asientos calizos y margosos del Jurásico. En el sector considerado, las areniscas rojas están en contacto directo con el Paleozoico, y su comportamiento tectónico está, por consiguiente, estrechamente ligado al del zócalo. Los asientos jurásicos aparecen, por el contrario, despegados del substrato, flotando sobre las arcillas y yeso del Keuper. Los accidentes débiles del zócalo determinan, por tanto, las grandes líneas estructurales de la cubierta: en detalle, éstas parecen evolucionar por su propia cuenta. Esto parece recordar un estilo análogo a los pliegues de revestimientos de los que habla Lamare (5), a propósito de los macizos vascos españoles.

En la parte occidental, entre Fresneda y Valmala, el zócalo cabalga hacia el Nor-Noroeste los terrenos situados en el borde, dando lugar a accidentes donde la amplitud contrasta claramente con la que se puede observar al Este.

Es por eso, por lo que entre Pradoluengo y Santa Cruz, las areniscas y esquistos cambrianos intensamente escamados recubren localmente las calizas infraliásicas. El Triás y el Carbonífero aparecen a favor de los valles, en ventana bajo el Cambriano. La amplitud del cabalgamiento subrayado por los retazos de Triás (arcilla, yeso y ofita) es del orden de 3 a 4 kilómetros. Es interesante notar que la naturaleza petrográfica de las rocas presentes ha jugado un papel mecánico importante en esta tectónica cabalgante. La relativa plasticidad de los esquistos finamente estratificados del Westfalicense, que se encuentra en retazos bajo el Cambriano, ha facilitado un despegue del zócalo hacia el Norte. Lo mismo, los niveles plásticos del Keuper han desempeñado un papel idéntico frente por frente del conjunto de la masa cabalgante.

Éstos accidentes muestran que el zócalo resistió notablemente en aquel momento de la orogénesis terciaria: y se debe admitir más de una escama-

ción en el desplazamiento del zócalo hacia el Nor-Noroeste. Por consiguiente, hay inversión y alargamiento de las formaciones carboníferas y secundarias situadas en el borde.

#### RELACIONES DE LA CUBIERTA SECUNDARIA CON LOS CONGLOMERADOS TERCIARIOS

Todo el borde norte de la Demanda está rodeado de formaciones conglomeráticas, donde la imponente masa constituye una frontera natural entre este macizo y la llanura del Ebro. Estos conglomerados están considerados como oligocenos por O. Riba (6). Su contacto con los terrenos secundarios es por todas partes tectónico: se trata, por lo general, de una falla subvertical, evolucionando localmente a falla inversa con cabalgamiento de las calizas jurásicas por encima de los conglomerados. Se puede observar, al Sur del contacto, algunos retazos testigos que permiten llamar a estos movimientos ante-oligocenos, y el accidente citado anteriormente sería post-oligoceno.

Es probable que esta falla corresponda a una fractura importante del zócalo: su residuo visible puede, en efecto, alcanzar varias centenas de metros, y se sigue lateralmente en una cincuentena de kilómetros, pasado Rábanos hasta Anguiano. Entra, por tanto, bien en el estilo tectónico de esta región.

#### CONCLUSIONES

El comportamiento tectónico del borde norte del macizo de la Demanda es el de una región situada en el límite entre dos dominios, estando evolucionados diferentemente los de la orogénesis terciaria. La Demanda se levantó, mientras que al Norte y al Noroeste se hundían las llanuras actuales del Ebro y de la región de Burgos. La elevación del zócalo está acompañada de una escamación intensa del borde norte, y se traduce localmente por cabalgamientos de una notable amplitud.

#### BIBLIOGRAFÍA

- (1) JOLY, H. (1926): *Etudes géologiques sur la chaîne celtibérique, Provinces de Tarragona, Soria et Logroño (Espagne)*. «C. R. 14<sup>e</sup> Ses. Congr. géol. intern. Madrid», t. III, pp. 523-584.
- (2) SCHRIEL, W. (1930): *Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarencs*. «Abh. Ges. Wiss. Göttingen», Math.-Phys. Kl., N. F., Bd. XVI, H. 2 (Beiträge Geol. westl. Mittelerran., H. 4).
- (3) AITKEN, R. (1942): *The Sierra de la Demanda (Burgos, Spain): Note of the tectonics of the Northern Margin*. «Geol. Mag.», vol. 79, pp. 333-48.

- 4) *Explicación de la Hoja de Anguiano (Logroño)*, Madrid, 1960.
- 5) LAMARE (1936): *Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne*. «Mem. Soc. géol. France», nouv. sér., t. XII, núm. 27.
- 6) RIBA, O. (1955): *Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde norte de las sierras de la Demanda y de Cameros*. NOTAS Y COM. INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA, núm. 39, pp. 39-50.

Recibido el 18-III-1963.

PIERRE FEUILLEE

## SOBRE LA EXTENSION Y LAS FACIES DEL CENOMANENSE EN LA REGION DE MENA (ESPAÑA) (\*)

A continuación de un estudio de Foraminíferos del Cenomanense efectuado con P. Rat (1) en el Sur de la cadena vasco-cantábrica, indicamos que este piso desborda estratigráficamente el «flysch de bolas» de R. Ciry y Mendizábal (2), y le referimos una parte de las margas de la serie flyschoides superior, consideradas como turonenses. Esto puede, particularmente, verificarse en la región de Mena, donde Lotze (3), gracias a los Ammonites recogidos por Wiedmann (4), ha atribuido un espesor de un millar de metros al Cenomanense. Otros datos paleontológicos y micropaleontológicos, me permiten ahora caracterizar mejor ciertas facies, y precisar la importante extensión local de este piso.

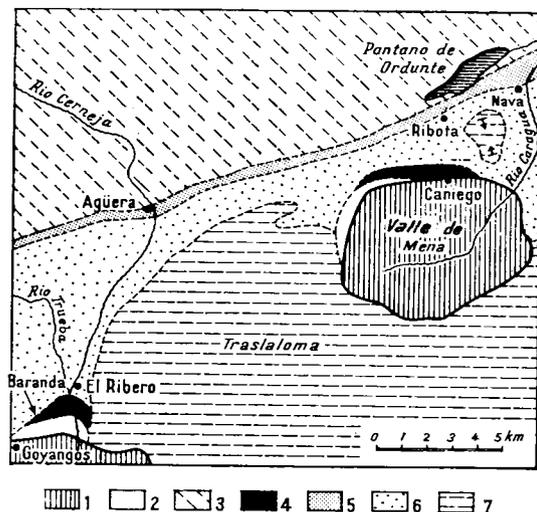
a) Entre los montes de Ordunte y el diapiro de Mena, el Cenomanense inferior está representado por la cumbre del complejo supra-urgoniano (5) (serie esquistos arenosa con grandes Orbitolinas del grupo *conca* y *aperta* sobre el cual Schroeder (6) acaba de emprender de nuevo el estudio. Está recubierta por una serie margosa y margo-caliza, donde sólo la base (cientos primeros metros) posee la facies «flysch de bolas» típica. Se sitúa en el centro de una serie monoclinial, donde está modelado el surco de Espinosa a Alsasua. Corresponde a la zona media (III) de Ammonites de Wiedmann. He recogido entre Nava y el pantano de Ordunte, con malos trozos de calizas con *Lagena*, margas conteniendo: *Rotalipora apenninica* Renz, *Gaveninella baltica* Brotz., *Pseudovalculineria cenomanica* Brotz., *Marssonella oxycona* Rss., *Cristellaria comptoni* Nills, *Bulbophragmium*, *Vaginulina* (7).

Las margas y calizas margosas con «Lagena» de la estación de Ungo-Nava, representan un nivel más elevado; en la microfaua han sido reconocidas: *Thalmaninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora apenninica* Renz, P. gr. *cushmani* Morrow-turonica Brotzen, *Gaveninella baltica*, Brotz., *Cristellaria comptoni* Nills. A. Ribota, claramente encima del flysch de bolas, las margas muy arcillosas han dado *Rotalipora cushmani-turonica*, *Cristellaria*, *Gaveninella baltica* y *Reophax*.

(\*) Traducción realizada por M.ª Concepción López de Azcona Fraile. C. R. Sommaire des Séances de la Société Géologique de France. Fascículo 3, pp. 97-98, 1963.

Entre Ribota y Caniego, al pie de la Peña Lastra, los niveles tal vez aún superiores tienen una facies idéntica, calizas con «Lagena» y margas con *Rotalipora cushmani*, *R. globotruncanoides* Sigal, *Thalmaninella brotzeni* Sigal, *Praeglobotruncana stephani* var. *turbinata* Gand., *Gaveninella*, *Ammobaculites*.

b) En los alrededores de Caniego, en el borde del diapiro (alrededores del km 8 de la carretera Ribota-Caniego), las margas flyschoides están enderezadas verticalmente: las calizas con «Lagena» se deshacen en trozos re-



Esquema geológico de los alrededores de Mena:  
1. Trias; 2. «Wealdense»; 3. complejo supra-urgoniano; 4. Cenomanense inferior litoral; 5. Cenomanense medio (flysch de bolas); 6. serie flyschoides Cenomanense superior-Turonense; 7. Cretáceo superior: Turonense-Senonense. Documentos consultados: Mapa del Inst. Geol. y Min. de España (1955) y P. Rat (1959).

dondos; donde se reconoce en preparación microscópica *Stomiosphaera spherica* Kauf. y algunas *Pithonella ovalis*; las margas contienen una vez más *Rotalipora cushmani-turonica*, *Gaveninella baltica*, asociadas a *Robulus munteri* Roem., *Cibicides stephensoni* Cush., *Tritaxia pyramidata* Rss.

Estas margas recubren una caliza con Rudistas, poco potente (25 a 30 m), que me parece debe ser colocada en el Cenomanense (tal vez en el Cenomanense inferior), pues pude descubrir bonitas secciones de *Caprina adversa* d'Orb.; pasa al Oeste a una caliza areniscosa con Orbitolinas (*Orbitolinas* del género *concaeva*). Esta caliza con Caprinidos es en todo parecida a la que

observé 50 km. más al Sur en el Cenomanense litoral de Soncillo, y a la del valle del Nela (8). Formando el reborde mismo del diapiro, aquí es vertical; entre el Trias y ella, se intercalan areniscas que tienen todos los caracteres de formaciones con facies «wealdense».

c) Resulta de estas observaciones, que entre Ordunte y Mena, existe un extenso afloramiento de Cenomanense, lo que reduce otro tanto el lugar del Turonense inferior. El Cenomanense aflora en un amplio sinclinal, brutalemente enderezado al contacto del diapiro.

Así, en la región de Mena (9), el Cenomanense superior está uniformemente representado por las margas con *Rotalipora* y las calizas margosas con «Lagena». Por el contrario, el Cenomanense inferior varía del surco de Ordunte a los bordes inmediatos del diapiro. La potente serie terrígena supra-urgoniana pasa a una caliza con Orbitolinas y con Caprinidos, muy delgada y claramente litoral. Es necesario buscar la causa de esta rápida modificación de facies, y de probar claramente de establecer el origen de la caliza zoógena. Esta última podría constituir una mancha en el complejo supra-urgoniano, como se conoce en Alava: en este caso, sólo el afloramiento de la caliza, sin las formaciones esquisto-arenosas en medio de las cuales se habría formado, correspondería a una extrusión, debida a la colocación en su lugar del diapiro. Pero la presencia entre la caliza y el Trias de formaciones atribuibles al Wealdense, a pesar de su mediocre estado de conservación, autoriza a rechazar esta hipótesis. Parece posible, primero, localizar un límite paleogeográfico entre Ordunte y Mena: límite entre una zona marina con sedimentación continua durante el Cretáceo inferior y el reborde de una plataforma continental «wealdense», sobre la cual los Rudistas se habrían fijado; este límite podría ser considerado como valedero hasta el Cenomanense medio, el conjunto estaría entonces invadido por las facies margosas con *Rotalipora*.

El interés paleogeográfico de la diversidad de sus facies se añade, por lo tanto, a la importancia de la extensión del Cenomanense, mejor representado en esta región, que lo que aparece en los documentos cartográficos actuales.

#### BIBLIOGRAFÍA

- (1) FEUILLE, P. y RAT, P. (1962): *Les Foraminifères du «flysch à boules» (Cénomanien supérieur) entre Espinosa et Alsasua (Espagne)*, «C. R. somm. S. G. F.», p. 172.
- (2) CERY, R. y MENDIZABAL, J. (1949): *Contribución à l'étude du Cénomanien et du Turonien des contins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale*, «Ann. Hébert et Haug», t. 7 (Livre jub. Ch. Jacob), pp. 61-69, 3 figs., carte.
- (3) LOITZE, F. (1960): *Zur Gliederung der Oberkreide in der baskischen Depression (Nordspanien)*, «Neues Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh.», pp. 132-144, 3 pl.

- (4) WILDMAN (1960): *Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. In: Colloque sur le Crétacé supérieur français*, C. R. SF. (Congr. Soc. sav. Paris et Depts., Dijon, 1959), pp. 709-764, 8 pls., 46 figs.
- (5) RAY, P. (1959): *La géologie de la région de la ville de Dijon*, Univ. Dijon, t. 18, 525 pp., 68 figs., 8 pls., 1 carte.
- (6) SCHROEDER, R. (1962): *Orbitolinas en el Cenozoico de la zona del Mioceno*, Z. Geol., Bd. 36, pp. 171-202, 21 pls. et 7 figs.
- (7) Microfaune déterminée par Mme. J. Aubert.
- (8) CHAY, R. (1930): *Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander*, Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 74, 549 p., 74 figs., 15 pls., dont 1 carte au 200,000.
- (9) ALMATA, A., ROOS, J. M. et MUÑOZ, C. (1957): *Replicados de la Hoja núm. 85, Villanueva de Alcañices*, Mapa geol. de España al 50,000, t. 1, pp. Madrid, Inst. Geol. y Min. de España.

Al Sur Oeste, sobre el borde del diplo de Cognac, aflora un Cenozoico inferior, bastante arenoso, con Orbitolinas, Equidermos, Gasterópodos. Schroeder ha citado *Manducoceras* con *Orbitolina conica* ganada Henson. Notemos que, por el contrario, el Cenozoico superior no aparece de ninguna manera; las mareas de las margas con bolas subyacentes han llamado por nombre a Mme. J. Aubert y a C. Muñoz, a un estudio de este tipo. En las recogidas que efectuó en Villanueva de Alcañices (1957), Sigal ha reconocido una microfauna del Turoense superior, clasificada en *Orbitolina conica* Foll. (cf. sigal) Reichel.

Recibido el 18-III-1963.

ANTONIO DUE ROJO, S. I.

Director del Observatorio de Cartuja (Granada)

## LOS DESPLAZAMIENTOS DE LA CORTEZA TERRESTRE

### RESUMEN

La cuestión, ya antigua, de si ha habido o no desplazamientos en la corteza de la Tierra, especialmente los de dirección horizontal (deriva de los continentes), ha cobrado mayor actualidad entre los geólogos contemporáneos. Las antes insospechadas estructuras descubiertas en el fondo de los mares; las exactas comprobaciones geodésicas de cambios de nivel en regiones de alta sismicidad; el conocimiento cada vez más preciso de la historia de las formaciones continentales, gracias a la datación radiactiva; los descubrimientos recientes en la misteriosa Antártida, y las audaces exploraciones directas que están en proyecto acerca del manto subyacente a la corteza misma, constituyen un novísimo y siempre creciente acervo de elementos de juicio, que parece van a cambiar los términos y estado de la cuestión disputada en torno a ese problema geológico.

### SUMMARY

The old question about displacements of the earth crust, and especially about the horizontal ones or continental drift, has revived very recently among contemporary geologists. The oceanographic investigation of the bottom of the sea with strange features; the exact geodetic level-change verification in seismic regions; a better understanding of old history in the continents, owing to recent studies by radioactive means of the relative and absolute age of its different parts; new discoveries in the mysterious Antarctica and future bold attempts of direct inspection in the very mantle below the terrestrial crust: all these are in fact new interesting data to be considered and which seem to change the former terms in the long discussions of such geological problems.

No son inusitados en la historia y en el curso de las ideas científicas los cambios de rumbo en las corrientes de opinión, cuando se abandonan antiguas apreciaciones, no pocas veces respetables, ante nuevos hechos convincentes que obligan a rectificar; y al revés, pueden cobrar de nuevo la pérdida autoridad ciertos puntos de vista tenidos antes como inaceptables. Esto último es

quizá lo que está ocurriendo ahora con la vieja teoría (en que parece que Francisco Bacon pensó el primero hacia el año 1600) de la deriva continental, a la que no pocos geólogos pretenden dar nueva vida bajo el slogan de que acaso, al menos en parte, «Wegener tenía razón».

#### ANTECEDENTES

La geología clásica explica bien numerosas estructuras de la superficie terrestre, tales como plegamientos, fracturas, fallas, sedimentos, etc...; pero a veces no se encuentra la explicación adecuada y hay profundas divergencias entre los autores cuando se trata de procesos fundamentales, como son, entre otros, la formación de los continentes y cuencas oceánicas, o la puesta en marcha de la orogenia y las glaciaciones. Una de estas disensiones versa sobre si la Tierra ha mantenido una rigidez permanente durante todo el curso de su historia, con cuencas oceánicas y continentes fijos, semejantes a los actuales, o si, por el contrario, estuvo dotada de cierta plasticidad que ha permitido esas derivas, rupturas de límites, nueva reunión de las partes disgregadas, acreciones y crecimientos de los bloques aparentemente fijos, etcétera...

La primera teoría del fixismo ha sido y es la más común: la segunda es más actual, al menos en la forma que vamos a presentarla en esta reseña. Aquella es única y mantiene el punto de vista tradicional de un globo terrestre originariamente caliente, que se va enfriando a través de las edades geológicas, de suerte que aunque solidificada muy a los comienzos, la compresión subsiguiente dio lugar a la orogenia a lo largo de las márgenes continentales más débiles o en las cuencas profundas rellenas de sedimentos blandos; la segunda, por el contrario, carece de un cuerpo de doctrina simple y fácil de seguir en las discusiones de complejas teorías, que en poco tiempo han ido cambiando y desarrollándose con desconcertante rapidez. No faltan quienes las califiquen de especulaciones, fruto de la imaginación; pero también lo fueron en su tiempo las primeras, desde que Newton les dio forma científica y calculó que bastaban unos cien millones de años para el proceso de contracción, que redujo la circunferencia terrestre en varias decenas o centenares de kilómetros.

Entre las diversas formas de proponer la hipótesis de la deriva hay algunas que se ha demostrado ser indefendibles, cada una en algún aspecto; tampoco han faltado objeciones a la teoría tradicional, nacidas de la caprichosa distribución estructural de los continentes, aunque se seguía admitiendo una diferenciación del granito continental *in situ* durante el primer capítulo de la historia terrestre; sus adversarios se hallan principalmente entre los geólogos investigadores de los bordes continentales del hemisferio Sur.

Algunos físicos insisten en la validez de los argumentos tradicionales, pero se ven acosados por serias dificultades nacidas en el campo de los estudios de radiactividad, paleoclimatología, magnetismo terrestre, y en tiempos mucho más próximos a los actuales, de la geología submarina; muchos biólogos han alzado sus voces invocando hechos indiscutibles en la distribución geográfica de formas primitivas de vida incompatibles con el fixismo continental. En buena lógica, mientras no se demuestre con evidencia que los movimientos corticales de componente horizontal son imposibles, quedará mucho por discutir, y de hecho lo está siendo en los tiempos presentes: tal es la situación de la controversia.

Los trabajos recientes de cronometría radiactiva han alterado no poco las ideas antiguas sobre la concentración cortical, aunque sin invalidarla todavía del todo: las elevadas cifras de la edad de las rocas, en comparación con los antiguos plazos de enfriamiento, y las edades escalonadas de zonas parciales en que se dividen los continentes, arguyen una acreción por etapas; y el flujo térmico nacido de la radiactividad indica que aquel proceso aparentemente tan sencillo fue más complicado de lo que parecía: más aún, que ese calor remanente que brota hacia afuera era capaz de retardar, si no de detener el enfriamiento tan fácilmente postulado.

Por otra parte, es manifiesto y por todos admitido que la corteza rígida no lo era tanto, puesto que cedió al peso de los hielos durante las glaciaciones, presión de la que se rehace ahora lentamente en Escandinavia y el Canadá, y de la que, por el contrario, se resienten hoy Groenlandia y la Antártida. Estos son hechos, no teorías, y han conducido a un cálculo de la viscosidad cortical; otros datos semejantes, ya reseñados en estas páginas, dan esa impresión de un globo terrestre cuya capa más externa, relativamente fría y frágil, se asienta sobre otras más calientes y plásticas. Así, pues, todos están de acuerdo en que la reacción de la corteza superficial implica movimientos verticales, con flujos inevitables en regiones profundas; pero difieren cuando se trata de la reacción a fuerzas horizontales, o sea si en estos casos la rigidez se ha impuesto o ha cedido en forma de movimientos laterales.

La primitiva sugestión, obvia y elemental, de una posible deriva de los continentes, nació, como es sabido, del aparente ajuste de Sudamérica con Africa; a fines del pasado siglo propuso Suess uno de estos ajustes a escala mundial y dio al protocontinente el nombre de Gondwanaland, por la región geológica clave, de la India centro-oriental, Gondwana, situada en medio de esa agrupación global; en 1912 Wegener reelaboró la hipótesis, señaló la fecha de 200 millones de años para la conjunción, en que el hemisferio occidental se habría deslizado hacia el Este, acoplándose a Europa y Africa, mientras los elementos meridionales lo hacían en dirección al flanco Sur de la Pangea o masa total de tierra firme; la ulterior separación de

las masas parciales la atribuía a fuerzas asociadas a la rotación terrestre, y así nacieron los océanos Atlántico e Indico.

Entre los años 1920 y 1930 esta teoría de Wegener excitó una agitada discusión: los físicos calificaban de inadecuado el mecanismo propuesto y dudaban hasta de la posibilidad de un movimiento lateral de cualquier clase: los geólogos demostraron ser inaceptables algunas de las sugerencias del autor y añadían que la deriva era innecesaria para explicar las coincidencias geológicas regionales entre territorios hoy separados; pero no lograron aportar soluciones satisfactorias en no pocos de estos casos, que por lo demás han ido desde entonces creciendo en cantidad y en fuerza argumentativa (16).

#### DEFORMACIONES Y SUBSIDENCIAS

En el Japón se han realizado importantes investigaciones acerca de los movimientos corticales en áreas sísmicas. Comparando los datos geodésicos actuales con los antiguos del período 1891-1952 y con la historia de los terremotos violentos japoneses, se ha demostrado que los desplazamientos del terreno debidos a ellos corresponden a desplazamientos corticales de carácter regional, continuos durante varias décadas, como lo evidencian las tablas numéricas en que muy por menor se recogen y analizan tales datos, así los relativos a la componente vertical como a la horizontal: suelen ser sistemáticos y propios de cada región, de modo que manifiestan una relación con la topografía presente de las islas japonesas.

A juzgar por estos estudios, los fenómenos observados se deben a la presión lateral del continente asiático hacia la cuenca del Pacífico o a una contracción asimismo originada por esas presiones entre el continente y la cuenca, que actúa constantemente a partir del Cenozoico por lo menos, y el resultado viene a ser una serie de deformaciones caracterizadas por la interacción de estructuras de arco (10). Complemento de tales datos son los estudiados en orden a establecer la relación entre la solidez del complejo corteza-región superior del manto y magnitud absoluta de los sismos a diferentes profundidades; para ello se han hecho investigaciones experimentales de laboratorio sobre rocas en diversas condiciones de presión y temperatura, tomando como base un modelo de globo terrestre con manto de dunita y corteza granítica. Los resultados abarcan datos sísmicos, incluida la profundidad focal, de 1926 a 1956, y para la porción NE. del país, los epicentros cercanos a la costa o en el mismo Pacífico suelen ser generalmente profundos, y los focos se hallan en la región superior del manto; para la parte SW se adentran más en tierra firme y su profundidad focal es mucho menor, sin salir del espesor cortical. La comparación de los gráficos

así trazados, donde se comparan las profundidades focales de terremotos violentos con la solidez y resistencia del granito y dunita respectivamente, permiten sostener la tesis de que un movimiento sísmico cuyo foco está en regiones de gran solidez rocosa, es de mayor magnitud que en regiones más débiles (11).

Esta clase de trabajos donde se conjugan elementos geográficos, geológicos y sismológicos, promete dar luz sobre las dos especies de ambientes sísmicos principales: tectónico en arco y en bloque, distinción que no implica carácter esencialmente diverso, sino estado presente de evolución; pero que está relacionada con aspectos muy varios, desde la estructura cortical interna y su posible movilidad, hasta la delimitación de zonas sísmicas en el orden práctico arquitectónico. La tectónica en bloque es un estudio posterior al plegamiento y extrusión, propios de la orogenia típica, y representa un grado de actividad más bajo que la fase de arco, tal como está vigente en la zona circumpacífica y en la alpida; de suerte que en la primera los sismos superficiales predominan, los de profundidad media escasean, y están ausentes los batisismos, en tanto que los volcanes se hallan en las últimas etapas de su vida o completamente extinguidos, y las anomalías gravimétricas son muy poco pronunciadas.

En el Japón se encuentran ambas estructuras en relación geométrica y mecánica, y gracias al estudio de su sísmicidad puede determinarse bien la naturaleza de una y otra. Se puede establecer allí una división quintuple del territorio: 1) Región occidental, que comprende la tierra firme al W. y SW. de la Fossa Magna; es una vasta región de tectónica de bloque con leves indicios de la de arco; 2) Noreste, es decir, Honshú, el E. de la fosa citada y al SW. de Hokkaido; forma parte de un gran arco pacífico con fallas de bloque en el interior, que forma un cinturón adyacente al mar del Japón; 3) el NE. de Hokkaido, término del arco activo de las Kuriles; 4) las islas en arco de Riu Kiu, que se prolongan hasta Kiu Shu para intersectar y modificar la estructura de bloque, y 5) el arco de Shichito, que se extiende por el S. hasta las islas Bonin. Teniendo en cuenta esta clasificación, será fructuosa una estadística sobre la proporción entre sismos grandes y pequeños, someros y profundos (14).

Con ocasión del gran terremoto de Hebgen, Montana, se han recogido y estudiado interesantes datos sobre el terreno en orden a la interpretación de los desplazamientos del suelo a consecuencia del trastorno tectónico allí producido; parece haber habido una desigual subsidencia de dos cuencas independientes a ambos lados del núcleo de la cordillera de Madison: la de Yellowstone al E. y los Llanos del Missouri al W. se hundieron a consecuencia del terremoto, como lo han evidenciado las medidas geodésicas, mientras que la cordillera misma quedó en medio en situación bastante estable. Los ejes de esas cuencas son subparalelas, pero sin conexión mutua; semejante

subsistencia de bloques corticales se cree que son resultado directo de la amplia elevación epirogenética y enarcamiento característicos de esta región a partir del Cenozoico posterior: tal parece ser la consecuencia lógica de la comparación de datos geodésicos, geológicos y sísmicos relativos a toda la falla del Red Canyon de Hebgen, donde las deformaciones son más apreciables precisamente en los extremos de esta falla (17).

Otra posible interpretación de los mismos datos, respecto del movimiento absoluto y relativo del suelo, es que una sola cuenca amplia de subsidencia se haya inclinado y hundido suavemente hacia el E. a lo largo del valle de Madison, de la cordillera del mismo nombre y de la cuenca occidental de Yellowstone hacia el lago de Hebgen: semejante arco termina bruscamente al llegar a tres declives escarpados de falla reactiva, que descienden hacia el E. en la región NE. del lago (12).

#### AUMENTO Y DISMINUCIÓN CONTINENTALES

Des son las teorías más frecuentemente admitidas acerca del origen y evolución de los continentes: en una de ellas se postula una delgada capa granítica formada muy a los principios de la historia terrestre durante una diferenciación relativamente rápida de las tres capas fundamentales, núcleo, manto y corteza, seguida de una disgregación en diversas masas continentales, migraciones de las mismas, deformaciones por abultamientos centrales (pandeos), ciclos de erosión, sedimentación y volcanismo: la otra defiende una diferenciación primordial menos completa en protonúcleo, protomanto y corteza oceánica basáltica, de modo que los continentes se habrían formado secundariamente a lo largo de las eras geológicas, por continuas diferenciaciones terrestres, y las fuentes de energía para éstos y los siguientes procesos serían de orden gravitacional y térmico, éste último debido a desintegraciones radiactivas, especialmente en los núcleos de vida corta como el K 40.

En la actualidad nos encontramos ante el hecho, no teoría, de la diferencia de tipos corticales: el oceánico, denso y delgado, y el continental, más liviano y grueso, con un término medio en tales caracteres, representado por los arcos insulares, que frecuentemente, aunque no siempre, marcan la frontera de transición entre ambas formaciones. Es obvio que el análisis cronométrico será un valioso auxiliar en la determinación de las sucesivas fases evolutivas; y es de notar que aunque los más antiguos sectores continentales se remontan por lo menos a  $2,5-3 \cdot 10^9$  años, apenas sabemos nada de la historia de la corteza situada bajo los mares en fechas anteriores al Cretácico (cien millones), que no es en manera alguna la edad de la corteza misma, sino de los sedimentos obtenidos en montañas submarinas que se elevan

sobre el fondo; el basalto más antiguo conocido hoy es de unos 50 millones, y esta ignorancia es la razón de ser del grave problema logístico de la investigación oceanográfica, base evidente, como veremos más abajo, del estudio de la evolución cortical.

Muchos especialistas en orogenia y geólogos partidarios hoy de la deriva continental a favor de las células de convección en el manto, arguyen del proceso y ritmo suficientemente probado de sedimentación marina, a razón de uno o dos centímetros por milenio, y de la escasa potencia de esas capas sedimentarias, que el ambiente oceánico no puede haber sido estable por más de 150 a 200 millones de años; una de las teorías sugeridas es que las primitivas cortezas oceánicas con sus sedimentos acumulados por una lenta evolución mineral y orgánica, haya sido barrida por esas mismas células de convección hacia los bordes continentales, de los que ahora formarían parte.

Es verdad que tenemos pruebas fehacientes de que ha habido grandes masas de agua marina durante más de 3.200 millones de años: que en ellas ha habido vida protozoaria por más de 2.600 y que hubo mares supersalinos que hace 1.400 se transformaron en cuencas menores: pero todo esto se sabe gracias a geólogos, que martillo en mano han estudiado rocas sedimentarias marinas, hoy a la vista, dentro de los continentes, donde, por el contrario, los elementos de juicio, lejos de escasear, son suficientes para poner al investigador en peligro de ahogarse (6).

Las fechas absolutas, fruto de la cronometría radiactiva, son las que guían en el estudio de la evolución continental; pero antes de reseñar lo aquí brevemente, conviene advertir que muy recientemente se ha propuesto una importante corrección a la cifra hasta hace poco admitida para la edad de la Tierra, deducida, entre otros, de los trabajos de Patterson y fijada en  $4,5 \cdot 10^9$  años. En efecto, en el laboratorio de geología precámbrica de la Academia de Ciencias de la URSS se asigna a ciertas rocas del Precámbrico una antigüedad de  $6,5 \cdot 10^9$ : proceden del Escudo Báltico, que cubre porciones de Escandinavia, Karelia y la península de Kola, y mediante el método K 40, A 40 se han deducido de ellas no menos de 15 ciclos de actividad geológica, culminando cada uno de ellos en un período de orogenia. La discrepancia con dataciones anteriores a ésta la explican los miembros del equipo investigador soviético por las circunstancias de que aquéllos procedían de minerales portadores de potasio más someros que los ahora analizados, y que los que se tenían por los más antiguos son en realidad más jóvenes que estos profundos.

Los ejemplares sometidos a análisis radiactivo son diferentes específicamente de los hasta ahora estudiados, hasta el punto de que ha sido preciso perfeccionar los métodos y emplear isótopos diferentes, más apropiados para el caso. Es de notar que semejante fecha no coincide con la teoría de la solidificación a partir de un estado previo de fusión, y más bien favorece la

que sostiene una condensación de una nube fría de gas y polvo cósmicos, resultado desconcertante que ha motivado en algún sector de opinión la sospecha de que todo esto sea consecuencia de no haberse tenido en cuenta factores decisivos en la técnica de la datación por este método; habrá que esperar algo más definitivo (7).

Prescindiendo de este límite extremo discutible, lo cierto es que en la actualidad cada región del globo lleva o puede llevar escrita, como se lee en muchos edificios antiguos, la fecha de su construcción; y con tales datos se ha hecho un meritorio estudio sobre el proceso de formación del continente norteamericano, que comprende las sucesivas fases de acreción y diferenciación desde una corteza y un manto basálticos y mórficos (Mg-Fe); tres clases de datos se ofrecen al geólogo bajo este punto de vista: la impresionante analogía entre los complejos rocosos del núcleo central y las rocas de los arcos de islas; la diferenciación progresiva y secular de rocas ígneas y sedimentarias en las provincias geológicas sucesivamente constituidas: desde aquellas cuyo carácter es marcadamente oceánico hasta las propiamente continentales, y por último la estructura crudamente zonal de las formaciones continentales mismas en etapas granitogénicas, tal como aparece en el análisis petrográfico y radiactivo.

Abreviando aquí la extensa y documentada exposición y discusión, bastará resumir lo que gráficamente se ve en los mapas trazados por Engel: hay una evidente disminución de edad a partir del centro hacia la periferia de Norteamérica, de suerte que en el núcleo es unas seis veces más antiguo que en las márgenes (en las que queda incluida Groenlandia), con la particularidad de que precisamente las regiones centrales más antiguas presentan los caracteres de arcos de islas y de márgenes continentales de otras partes de la Tierra, y las más jóvenes los de tipo oceánico y continental, como si esta acreción continua en ciclos cada vez más recientes hubieran estado dominados por contribuciones del continente granítico en expansión: expansión que en cierto modo prosigue en la actualidad, como se aprecia en la acumulación de prismas de escombros o ruinas de tipo continental en el golfo de Méjico, Baja California y otras áreas.

Es inevitable relacionar este resultado con la controvertida deriva continental: si Norteamérica se desgajó de Europa y Africa hace unos 200 millones de años, cabría esperar una acreción predominantemente unidireccional de E. a W., porque de otro modo los cinturones montañosos de Grenville y de los Apalaches tendrían que haber evolucionado en el seno del continente antes de la separación. Hay, desde luego, ejemplos de tal acreción unidireccional en el complejo Australia-Antártida-Sudamérica, hasta el punto de que no faltan geólogos que han postulado aquí una verdadera emigración de geosinclinales hacia el Este. El gráfico es sugestivo al señalar en él las zonas precámbricas que parecen continuarse desde la porción central de Australia

hasta Sudamérica oriental, cogiendo en medio la mayor parte de la Antártida, y al otro lado de esta especie de línea divisoria viene en todos estos territorios el Paleozoico y el Meso-terciario (6).

Sin salir de los factores estrictamente locales y norteamericanos, es oportuno citar en ese lugar un trabajo de Cook acerca de las tensiones debidas al crecimiento y flujo sucesivos de un pesado casquete de hielos sobre la corteza terrestre subyacente: ha calculado que una masa de  $3 \cdot 10^{17}$  toneladas con un diámetro de 3.000 kilómetros es capaz de disgregar y romper en fragmentos corticales la base de un supercontinente primitivo como la Pangea; ahora bien, ha habido casquetes de esas características, por ejemplo en el Wisconsin, y según varios autores (Carey en 1958 y Hardley en 1962) la presunta ruptura de la Pangea intrapolar y de polo a polo pasaba a través del área central de la depresión cortical de un gran casquete polar, zona que según los mapas de Ferrand y Gadja (1962) se ha deslizado pendiente abajo hacia el Ártico y el Atlántico, al menos en el sector NE. del Canadá, lo que sugiere la no existencia de esos océanos durante la permanencia estable de dicho casquete: asimismo las zonas de depresión en el Canadá y Fenoscandia (Vening-Meinesz, 1952) manifiestan un notable relieve cortical, característico de una repentina denudación mucho más rápida que si se debiera a sola la licuefacción del hielo, pero, en cambio, bien armonizable con una repentina desaparición de orden mecánico (3).

Aunque se admite comúnmente que la cuenca polar ártica no existía en la era paleozoica, sino que es de evolución bastante reciente, sus orígenes permanecen oscuros; un estudio sobre el «terreno» realizado por Ned Ostensso bajo los auspicios de la Universidad de Wisconsin, le ha llevado a la conclusión de que aquella gran masa de agua no es propiamente un océano, sino cuatro diferentes; porque, en efecto, hay en ella cuatro secciones distintas y separadas, cada una con la estructura cortical propia de los océanos, rotas de márgenes en que aparecen bien diferenciadas las estructuras características continentales. Se halla el Ártico precisamente en el centro del hemisferio en que predomina la tierra firme, por oposición al marítimo opuesto, y semejante situación ha dado lugar a especulaciones que consideran a la cuenca total cuádruple como una porción del primitivo continente global, hundido a principios del Paleozoico, como el Wisconsin, que también estuvo algún tiempo anegado por mares someros (13).

#### LA CLAVE OCEANOGRÁFICA

Progresivos estudios, sondeos y exploraciones del fondo de los mares van aportando sin cesar, acaso no tan copiosos y frecuentes como muchos desean, interesantes datos acerca de la estructura y dinamismo de la corteza terres-

tre. En un simposio sobre geología ártica fueron presentados los frutos de diversos trabajos de gabinete y de exploración del Ártico, en particular respecto de la prolongación que por él tiene la cresta mundial oceánica; un cinturón de focos sísmicos cruza su cuenca desde la cordillera de Verkhojansk hasta el estrecho de Groenlandia-Spitzberg, continúa por el mar de Noruega y se une al de la cresta atlántica. Sometidos a nueva consideración, los resultados de los sondeos de Fram y Sedov a la luz de estos y otros descubrimientos, sugiere para esta zona sísmica una disposición cortical semejante a las demás mejor conocidas y además la coincidencia en uno de los caracteres más notables: el de que en la actualidad esa cresta se está ensanchando (8). Son numerosas y a veces opuestas las teorías propuestas a este respecto: la de una zona o cinturón de pegamiento está en oposición con la naturaleza oceánica de esta porción de la corteza, revelada por los datos sísmicos, y en general la deriva continental que hoy defienden no pocos es aquí difícil de compaginar con los hechos averiguados.

La antigua dificultad de explorar los mares por el primitivo método de la sonda, hoy superada con los novísimos procedimientos de sondeo acústico, se reproduce en cierto modo cuando se pretende dragar el fondo a varios kilómetros de profundidad, aun con la avanzada técnica de extracción de sedimentos, que en el caso más favorable profundiza una treintena de metros: porque las ondas acústicas ofrecen una solución parcial, bastante aceptable, a este problema. El P. D. R. (Precisión Depth Recorder) está mejorando continuamente su rendimiento al comprobarse que a más baja frecuencia, mayor es su penetración: es pequeña a los 12 kilociclos por segundo, pero las ondas infraacústicas, entre los 25 y los 60 ciclos, si son capaces de atravesar los sedimentos y hasta atravesar la roca dura subyacente, aunque esto último es todavía excepcional; se trata de llegar a una frecuencia de 5 ciclos.

El navio oceanográfico «Vema», frecuentemente citado en estas reseñas, terminó en diciembre de 1962 un crucero por los mares australes, durante el cual realizó un sondeo acústico continuo, empleando para la producción de ondas, no un altavoz, como a veces se ha hecho, sumergiéndolo a grandes profundidades, sino explosiones de pequeña carga de trilita (230 a 450 gramos) cada dos o tres minutos, día y noche a lo largo de unos 90.000 kilómetros de recorrido; otras veces se empleó una mezcla de propano y oxígeno o aire en una cámara abierta hacia el agua oceánica; en ocasiones una serie de descargas eléctricas por medio de un condensador arrastrado por el fondo, o bien dos placas de aluminio separadas entre sí también eléctricamente y vueltas a juntar violentamente: de todos los métodos el primero resultó ser el más eficaz.

Una de las observaciones más interesantes a nuestro propósito fue la de las estructuras de la cresta circumoceánica por aquellos mares: se distinguen los espesores de sedimentos blandos por su distribución completamente di-

ferente, según se trate de las cuencas adyacentes, donde las capas son mucho más potentes, o de la región central, de unos 160 kilómetros de anchura, donde apenas existen, y es de notar que si ambas porciones fuesen de la misma edad, tendría que suceder todo lo contrario. En efecto, los sedimentos marinos proceden del polvo continental aportado por los vientos y las corrientes, y de los caparazones y demás restos de organismos marinos, en su mayor parte formados por carbonato cálcico; ambas aportaciones son teóricamente iguales para toda la superficie del fondo, pero ese carbonato cálcico se disuelve más en aguas frías ricas en anhídrido carbónico, como suele ser la de los fondos profundos: por tanto, en la cresta, más elevada, el espesor habría de ser mayor: síguese, pues, que ella es mucho más joven que las cuencas laterales (9).

Todo esto nos lleva lógicamente a la reciente hipótesis de un globo terrestre en expansión, en la que las corrientes convectivas del manto desempeñan un papel principal: mucho se ha discutido sobre ello, pero uno de los aspectos más favorables de semejante teoría es que en cierto modo pone de acuerdo las dos sentencias opuestas que señalábamos al principio: no ha habido deriva de continentes en el sentido de los famosos témpanos flotantes sobre el manto plástico, sino que los continentes han sido separados unos de otros por la constante formación de regiones corticales nuevamente formadas a lo largo de las crestas y hendiduras oceánicas, donde habrá de estar, como parece comprobarse de día en día, la porción más delgada, más joven y de flujo térmico más intenso. De este modo las masas continentales se fueron efectivamente separando unas de otras durante los largos períodos geológicos, por océanos cada vez más profundos, cosa que naturalmente no pudo hacerse sin desplazamientos reales, relativos y absolutos, y sin colisiones u otros accidentes de que todavía se quiere hallar huellas.

En la reunión de la Unión Geodésica celebrada en Helsinki en 1959 puede afirmarse que los *expansionistas* formaban mayoría. Un geofísico húngaro calculaba que el radio terrestre crece en la actualidad a razón de un milímetro anual, mucho más lentamente que en tiempos pasados; igualmente hay pruebas de que el océano crece a expensas de la tierra firme: al largo de las costas de Bering y del Japón se calcula que la edad del fondo es solamente de pocos millones de años y que el Pacífico es ahora unos 1.600 metros más profundo de lo que era hace 50 millones; otros desplazamientos y variaciones son fáciles de comprobar y medir, como sucede con la costa de California al W. de una línea que pasa por la falla de San Andrés y el golfo de California (2) (15).

En el texto explicativo del mapa tectónico de la Tierra (reproducido en esta misma revista número 64, págs. 213-214) sostiene Belousov que en curso de la historia geológica el tipo oceánico cortical es secundario respecto del continental; durante el estadio granítico o de plataforma geosinclinal-

nal se formó la costa granítica de los continentes, y durante el basáltico surgieron los basaltos del manto profundo. Manifestaciones superficiales de este último fueron la actividad tectónica, la extrusión de mesetas basálticas y la oceanización basáltica de la corteza oceánica, que viene a ser una transformación secundaria de la continental granítico-basáltica en la oceánica propiamente dicha. Es de notar que este autor rechaza categóricamente todo movimiento, y según él la situación geográfica siempre estable de muchas porciones corticales donde ha habido elevación o subsidencia corticales, demuestra que siempre han estado sobre la misma región del manto donde se hallaba la causa de tales movimientos verticales (1).

#### LA CLAVE ANTÁRTICA

Hay cifradas esperanzas fundadas en este recientemente habitado continente como valioso colaborador de las investigaciones geológicas; y esto por dos razones: en cuanto que es una buena base de operaciones para el estudio de la dinámica cortical y sus caracteres todavía poco conocidos en el hemisferio Sur, a causa de su quietud sísmica e inactividad tectónica propia, y en cuanto a los descubrimientos que ya han comenzado y continuarán sin duda alguna, de donde saldrá más de una solución a multitud de problemas actuales. La primera cualidad tiene una explicación elemental: la energía tectónica está allí amordazada, aplastada y paralizada por el ingente casquete de hielo que gravita sobre la corteza subyacente; por lo mismo y por su situación geográfica, resulta, como sabemos, un emplazamiento ideal para el registro sísmográfico nítido, sin «ruido de fondo», aun para terremotos relativamente débiles, procedentes de todas direcciones y transmitidos casi exclusivamente por vía oceánica; y ya hicimos notar que los que después atraviesan el continente antártico proporcionan una útil comparación con los que llegaron antes al extremo opuesto.

Asimismo las cuestiones relativas a la acreción y deriva continentales han encontrado ya nuevos argumentos que la misma estructura superficial antártica ha suscitado entre los geólogos; la prospección moderna de su suelo reserva, sin duda, más de una sorpresa, puesto que no ha hecho más que empezar: las noticias y datos interesantes vendrán, además, no solamente del examen directo de las escasas zonas que afloran entre la mole helada, sino de los análisis sedimentarios marinos que en amplia extensión de 300 a 1.000 kilómetros alrededor de sus costas han depositado durante milenios los grandes témpanos nacidos en sus glaciares. Las primeras recolecciones de este género, laboriosas por la violenta agitación de esos mares, han proporcionado fósiles altamente significativos, y la conexión, hoy bien establecida entre la antigua flora y fauna antárticas y las de otros continentes del mismo

hemisferio, resultan de capital interés para la reconstrucción paleográfica y paleoclimatológica mundiales. Nueve naciones distribuidas en 40 puestos de observación, están actualmente investigando sobre este suelo en otro tiempo inaccesible y aun hoy no menos difícil de habitar: se ha dicho que a los Estados Unidos la instalación de cada hombre en la Antártida le cuesta de 100.000 a 200.000 dólares (4).

La posición geográfica del polo magnético antártico parece cambiar a un ritmo relativamente rápido: en los últimos cincuenta años ha sufrido una traslación de 800 km., y en los últimos ocho años, en que las comprobaciones han sido mucho más exactas, 150; actualmente se halla a los 67° S. y 143° E. Otra cosa es, como veremos, el mecanismo de mudanzas de mayor cuantía en tiempos remotos: durante el Jurásico hubo de ocupar una posición correspondiente a los 65° S. y 140° E.; y en el Paleozóico estaba situado no lejos del archipiélago de las islas Tonga (30° S. - 160° W.) (18).

En cuanto a su clima, que es otro de los puntos importantes en esta controversia, hacia el fin de la Era Terciaria, se inicia en la Antártida una marcada evolución: comienza a acumularse el hielo en una época contemporánea a la de la glaciación del hemisferio Norte, y el estado presente probablemente no es más que la continuación de aquel estado de cosas, que no pudo evolucionar como en el lado opuesto del globo terrestre por ser aquí tan desfavorables las circunstancias geográficas. A medida que se explora mejor este extenso territorio, se complica por momentos el intrincado misterio de paleomagnetismo antártico con sus desconcertantes direcciones, tan ajenas a la natural proximidad del polo magnético al geográfico (5). Ha sido, en efecto, esta clase de datos, recién obtenidos, lo que más ha avivado la discusión acerca de la movilidad de la corteza terrestre. Cuando las lavas volcánicas se van vertiendo y formando capas de espesor creciente, los granos de mineral magnético se orientan en dirección del campo subyacente, y al enfriarse estos materiales pierden naturalmente su primera plasticidad y el magnetismo remanente queda allí paralizado: son los llamados fósiles magnéticos. En ciertas regiones de la Tierra, entre ellas la Antártida, se han acumulado centenares de estas capas, especie de calendario o historia magnética de la región, puesto que así queda registrada la dirección a donde apuntaba en cada tiempo la línea de fuerza correspondiente, como también el correspondiente buzamiento.

Por ejemplo, las lavas de Islandia permiten asegurar que hacia el Mioceno (unos veinte millones de años) no había desviación apreciable respecto de la dirección actual: pero para otras épocas remotas, las divergencias se hacen cada vez más notables: en Inglaterra, las rocas de hace doscientos millones de años, indican una proximidad de esta región al Ecuador y una rotación respecto del presente eje polar realmente extraordinarias. Y así se van acumulando datos semejantes de otras partes del globo: América,

Europa y Asia, que van completando y *complicando* el cuadro hasta el mismo Precámbrico, hace seiscientos millones de años; siguiendo estas indicaciones, resulta comprobada una polodía que partiendo del Pacífico central nos lleva a la posición actual del polo Norte.

Pero en confirmación del termino que acabamos de subrayar, se presenta un discrepancia curiosa, que también en la Antártida se acaba de poner de manifiesto: los datos de cada continente que permiten hallar la enfilación hacia el polo a través de las edades geológicas son coherentes entre sí en cuanto a la latitud; pero no así en cuanto a la longitud, donde hay divergencias notables si se comparan los resultados obtenidos desde la India, la Antártida, Norteamérica y Europa: algo así como si la deriva y separación de masas continentales con movimiento en cierto modo propio y autónomo hubiese sido acompañada por otro general del conjunto de la corteza; y henos aquí enfrentados de nuevo con la ausencia de fuerzas capaces de realizar semejante trabajo y con una nueva versión de los témpanos de Wegener deslizándose sobre el manto (2).

Antes de entrar a fondo en la cuestión de aquella radical perturbación de las latitudes, en la que hace doscientos-trescientos millones de años el polo Sur se hallaba al SE. de Africa y a bastante distancia del continente antártico, haremos notar otro descubrimiento reciente de naturaleza diversa, cual es un gigantesco cráter, posiblemente meteórico, bajo el hielo de la Tierra de Wilkes, precisamente en el lugar postulado por los que intentan explicar la distribución de tectitas en Tasmania y Australia meridional; su descubrimiento ha sido una consecuencia de las medidas gravimétricas obtenidas por dos expediciones, que además iban haciendo sondeos sísmicos a su paso, y así pudieron reconstruir el relieve oculto bajo el hielo que nivela la superficie exterior: una de ellas, norteamericana, por la Tierra Victoria, cruzó la porción más meridional del supuesto cráter, y la otra, francesa, la región costera de la Tierra Adelia.

Al ser ahora comparados los registros de ambas, se ha puesto en evidencia una anomalía negativa de 150 miligals, equivalente a una diezmilésima de la gravedad normal en la superficie del globo, centrada en un punto situado cerca de los 71° S. y 140° E. Se ha hecho notar que semejante irregularidad es la propia de los cráteres meteóricos en otras regiones: se debe a la depresión de las rocas y al gran volumen de polvo rocoso, menos denso y que ejerce menor poder de gravitación que la roca normal; la prospección sísmica reveló directamente una depresión bajo el hielo correspondiente a un tercio de la magnitud calculada, y los otros dos tercios verosíblemente corresponden a los fragmentos citados. El diámetro del cráter resulta ser de unos 240 km., y su posición viene a corroborar la teoría antes propuesta por V. E. Barnes de ser las tectitas algo así como salpicaduras de rocas fundidas por esta clase de impactos; en este caso dicho

autor había trazado ya un círculo de radio comprendido entre 4.830 y 5.630 km., formado por las tectitas halladas: en el centro de ese círculo se halla la anomalía y depresión de la Tierra de Wilkes.

## PALEOCLIMATOLOGÍA

Por ser los vestigios actuales de condiciones climatológicas pasadas, en virtud de datos paleontológicos irrecusables, los que más están contribuyendo en nuestros días a inclinar la balanza de las opiniones a favor de ciertos desplazamientos corticales no tan fáciles de probar en tiempos recientes, recogeremos aparte esta clase de testimonios y de hechos comprobados. Parece obvio admitir con la mayoría de los autores, que la distribución climatológica terrestre en zona de diferentes características es función de la posición del eje polar o de rotación, que a su vez rige no solamente el régimen térmico, sino también el de las corrientes atmosféricas y marinas, todo ello intimamente relacionado con el desarrollo de los seres vivientes, de suerte que sus restos fósiles revelan claramente las condiciones ambientales en que vivieron.

Comenzando por la misma Antártida, las primeras expediciones que a principios de siglo desembarcaron en ella quedaron admiradas al encontrar allí huellas de plantas y animales que un tiempo abundaban en esta tan remota y desierta como inhospitalaria región, hasta el punto de que Charles Hedley escribía en 1912, en estilo algo lírico, sobre «murmuradores arroyos, aves canoras y florecimiento vegetal con frondosas selvas en el mismo corazón de la Antártida»; porque los primeros hallazgos de fósiles eran ya indicios manifiestos de un clima templado en el que hubo extraordinario vigor y pujanza vitales.

Desde hace diez años las muestras de rocas y fósiles allí recogidos han contribuido valiosamente a reconstruir la historia del continente, cuyo suelo viene a ser tan antiguo como la mayor parte de los demás: dataciones radiactivas realizadas en las colinas de Bungler y en la estación de Wilkes por geólogos norteamericanos, han dado cifras de más de mil millones de años, y algunas rocas cercanas a la estación soviética de Mirny, 1.450. Allí apareció la vida al mismo tiempo que en otras partes del globo terrestre, con la misma sucesión de la fase vegetal, desde las formas acuáticas hasta los grandes árboles en tierra firme; y en cuanto a la fauna, aunque más escasa y dispersa, muestra claramente que la región les fue igualmente hospitalaria.

En rocas sedimentarias del Precámbrico posterior o principios del Cámbrico, hacia los setecientos millones de años, encontró el geólogo ruso Ti-

motiev esporas microfósiles; en cuanto a los macrofósiles, los más antiguos fueron hallados allí por miembros de la expedición de Shackleton en 1909; generalmente eran organismos marinos, corales arqueociátidos en calizas desplazadas por los glaciares, semejantes a los de terrenos cámbricos en Australia y en la lejana Siberia; asociados a estos corales hay también fragmentos de trilobites y algas microscópicas. Después de la glaciación ocurrida entre el Devónico y el Pérmico se han encontrado ya abundantes restos de una frondosa vegetación, cuyo testimonio más elocuente son los ricos yacimientos carboníferos en numerosas capas hasta de cuatro metros de espesor, y en la superficie de estas láminas de carbón mineral aparecen profusamente las hojas del *Glossopteris*, en forma de lengua, especie propia ya del Pérmico, que juntamente con otros ejemplares de aquella copiosa flora sugieren un ambiente húmedo y pantanoso: grandes troncos petrificados de más de siete metros de longitud y 60 cm. de diámetro, con prominentes anillos alternados, que evocan las selvas de lluvia abundante en zonas templadas, se hallan en el seno de masas areniscas; los óxidos de hierro han reemplazado al leño en esos anillos (34 se han contado en un tronco descubierto en terrenos de aluvión en la cordillera antártica de Ohio).

El carbón de piedra de este continente es en su mayor parte de alto grado de carbonización, es decir, antracítico, y escaso en materias volátiles, más bien que bituminoso, lo que significa haber sido sepultado por enormes masas de sedimentos superpuestos; incluso por intrusión posterior de materiales volcánicos calientes desde abajo, ha sido transformado en algunos sitios en grafito. Durante toda la era terciaria este clima se mantuvo suficientemente cálido para mantener una abundante flora con especies propias de zonas templadas o subtropicales, a lo largo de unos cincuenta millones de años.

Muchos geólogos del hemisferio Sur, a la cabeza de los cuales figura Alex Du Toit, del Africa del Sur, presentan diversas explicaciones de hechos de este género, no solamente relativos a los continentes meridionales hoy dispersos, sino también a los septentrionales, donde las actuales minas de carbón correspondían a selvas tropicales, cuyos restos se extienden por el Norte hasta el mismo Spitzberg; para ello propone un nuevo plan de reajuste continental, que dé razón de la reunión de masas meridionales junto al polo y de aquellas selvas hacia el Ecuador (16). La misma antigua flora de Groenlandia, con sus cipreses propios de terrenos pantanosos subtropicales, hace dudar que el Artico haya sido siempre tan frío como al presente.

Y con esto llegamos a la controversia principal en esta materia: la de los puentes biológicos intercontinentales en direcciones muy varias, que expliquen las aclimataciones, inverosímiles sin migración geográfica. Con diver-

sos nombres se hallan avestruces en Africa, Australia y Sudamérica, acompañados en cada caso por la misma larga lista de parásitos propios de esta especie de aves corredoras; ¿se trata de una evolución paralela de aves que en un principio pudieran volar varios miles de kilómetros? Algún biólogo podría decir que sí, pero los parásitos han dicho que no; además la facultad de salvar por el aire tan largas distancias apenas es creíble. De aquí el postulado de puentes en algún tiempo tendidos entre cinco masas de tierra hoy tan separadas (2).

Pero antes de tratar de ellos, hay que distinguir bien entre organismos capaces de desplazarse por sí mismos y los que no lo son; la afiliación mutua de especies entre esos cinco continentes meridionales es un hecho y el transporte de semillas por las aves, el viento o el mar, bastaría para dar razón de la semejanza de plantas en territorios hoy muy alejados unos de otros; pero nada de esto basta para especies endémicas o tan sedentarias como los braquiópodos, que ni saben nadar ni siquiera flotar: la fase de libertad de sus larvas, nadando o derivando, es cosa de horas o a lo más de algunos días, y las profundidades oceánicas que median entre la Antártida y las demás regiones australes constituyen una barrera infranqueable a la dispersión geográfica de tales organismos. De los puentes postulados no aparecen por ninguna parte los menores vestigios, a pesar de haberse ya explorado una gran parte de los fondos submarinos; ni siquiera sirven para facilitarlos los núcleos aislados de las islas de la Sociedad o de Tristán de Acuña, porque son formaciones volcánicas jóvenes salidas del fondo del mar y en modo alguno relacionadas con Africa, Sudamérica y ni siquiera con Nueva Zelanda (5). Se ha llegado a decir, no sin razón, que semejante elevación, seguida de depresión del fondo del mar, sin dejar huellas apreciables por la moderna oceanografía, es algo mucho más difícil de realizar y por tanto de admitir, que la misma deriva de los continentes (16).

Un caso crítico aducido a este propósito es el de los corales, anclados naturalmente en un lugar fijo y de una sensibilidad extraordinaria a las condiciones climatológicas del medio ambiente; su lugar propio es la zona tropical comprendida entre Cáncer y Capricornio, y crecen uniformemente a un ritmo anual bien conocido; en las márgenes de esa zona su crecimiento es ininterrumpido y marcan ese proceso mediante bandas apreciables en sus esqueletos, cada una de las cuales corresponde a un año, al modo de los anillos en los árboles. Su distribución geográfica ha sido determinada para cada uno de los períodos geológicos y si los resultados se llevan a un globo terrestre, nos dicen que el Ecuador en el Silúrico pasaba por los polos de hoy, y el polo Norte de entonces estaba en medio del Pacífico, en buen acuerdo con la distribución de la flora en el Carbonífero posterior; todo ello implica un giro de 70 a 80 grados en el eje de rotación (2).

## HECHOS Y TEORÍAS

Hay a lo largo del Glen Major, en las montañas de Caledonia, una gran falla muy antigua, que bisecta a Escocia; y al otro lado del Atlántico está la falla de Cabot, más propiamente una serie de ellas, que van desde Boston hasta el Norte de Terranova, de una antigüedad igual a la escocesa, y ambas muy anteriores a la cresta central del Atlántico, situada en medio de ellas; si admitimos algo parecido a la deriva de Wegener, hubo un tiempo en que no eran más que una sola. A su vez el mismo Wegener creía que Groenlandia, donde precisamente murió en 1930, había sido arrancada de la isla de Ellesmere en el Artico canadiense, en virtud de un desplazamiento lateral a lo largo del canal de Robeson. La Geological Survey ha comprobado posteriormente que, en efecto, en esa costa hay fallas que corroboran la hipótesis.

Las corrientes de convección en el manto, solución y explicación del mecanismo de la deriva para no pocos autores, sólo cuenta con argumentos indirectos, hasta que el proyecto Mohole se convierta en realidad. Según Runcorn, para detener el presunto movimiento horizontal de los continentes, los materiales del manto tendrían que ser de una viscosidad 10.000 veces mayor de lo que acusan las recesiones posglaciales. La forma más verosímil del proceso subcortical es el siguiente: de las regiones profundas del manto ascienden los materiales de mayor temperatura exactamente igual que lo harían las porciones diversas en una masa líquida, y ello se verificará con arreglo a una distribución geográfica que sólo por conjeturas podemos averiguar; pero tales células de convección parecen deber tener un ciclo cerrado, de suerte que habrá regiones corticales correspondientes al sitio donde sube ese material y oprime la corteza, otras en que corre paralelamente a la superficie, y otras en que se hunde de nuevo en dirección al núcleo.

Los efectos respectivos son: el ascenso oprime, separa y rompe a veces la costra exterior por someter a fuertes tensiones las rocas superficiales, de donde resultan las crestas oceánicas con su hendidura central característica y el exceso comprobado de flujo térmico, de 2-8 veces superior a la medida normal, que es de una millonésima de caloría por centímetro cuadrado y por segundo en todas partes, así en tierra firme como en el mar; por el contrario, en la trinchera o fosa de Acapulco, cercana a la costa pacífica de Centroamérica, ese flujo es 1/10 de la cuantía normal media, lo que corresponde en esta teoría al sitio donde la corriente convectiva va para abajo y no hay aportación de calor interno, ni siquiera en el transmitido ordinariamente en otras partes.

Los efectos mecánicos respectivos son: en las rupturas y separaciones de la capa cortical, el hueco se rellena con materiales alterados del manto superior, y en parajes de absorción hacia abajo, los materiales continentales, más ligeros, no son absorbidos, sino que se apilan (orogenia), pero si lo hace el fondo del mar, hecho de la misma sustancia del manto, aunque también arrastra los sedimentos, que en parte podrían acumularse, pero en parte descienden, y por ser quebradizos, engendran terremotos profundos, hasta que recobran la plasticidad al ser incorporados a regiones más profundas. En cuanto a las corrientes infracorticales que van de uno a otro de estos extremos, pueden arrastrar consigo porciones de la corteza, no precisamente como témpanos a lo Wegener, sino llevados pasivamente en un desplazamiento lateral de toda la corteza, sobre la astenosfera o región inferior, ya en el mismo manto, de plasticidad que se ha comprobado ser mucho mayor que la de las situadas encima y debajo de ella. Es de notar que algunos geofísicos creen bastar el proceso isostático, debido a fuerzas gravitacionales, para explicar las rupturas y arrastres o deslizamientos sobre la astenosfera, sin acudir a la corriente de convección en el manto.

Una confirmación de este mecanismo, sea cual fuere su causa discutida, es la diferente edad de las rocas que forman las islas atlánticas, en función de su distancia a la cresta central, y hasta se ha calculado la velocidad de recesión, que viene a ser de 2-6 cm/año, correspondiente aproximadamente a la de la corriente inferior en el manto que las arrastra; la coincidencia es bastante buena, y sus volcanes son también indicadores del mismo proceso: el máximo de actividad correspondería naturalmente a las islas situadas sobre la cresta misma (caso de Tristán de Acuña), será menor en las menos próximas y estarán apagados en las lejanas. Completamente diferente es el proceso donde no haya arrastre ni relación directa e inmediata con crestas propiamente dichas, sino que se trata simplemente de cadenas de islas volcánicas, como las de Hawai: el flujo de lava no viene entonces de una línea de fractura, sino por vía natural, del manto, que se abre camino a través de la corteza; si ésta es arrastrada por desplazamientos como los antes indicados, los volcanes antiguos y apagados quedarán en dirección de ese movimiento, y los nuevos activos sobre la porción de donde viene el material desde abajo, de manera que la longitud de la cadena así formada indica cuánto tiempo ha funcionado la fuente de lava que les ha estado dando vida.

La naturaleza y caracteres de las ramas laterales de las crestas oceánicas, que nacen de ellas perpendicularmente a su eje, coinciden también con esta hipótesis; faltan en ellas los sismos propios de tal formación, y que exactamente coinciden con la hendidura central a todo lo largo de su recorrido: tienen una estructura diversa, sin desniveles, como si se tratase de una especie de huella dejada en el fondo marino por las masas continentales en su desplazamiento. Ejemplos fehacientes de ello se hallan precisamente en

la ruta que al separarse hubieron de seguir los cuatro elementos principales: Africa, India, Australia y Antártida, que, aparte los argumentos biológicos y magnéticos arriba citados, la oceanografía demuestra estar separados por esta clase de crestas submarinas secundarias; tres de ellas han quedado bien comprobadas en el océano Indico y existen indicios de la cuarta. Partiendo de cada una de ellas en la dirección que parecen haber seguido esas masas al separarse, hay en efecto crestas laterales con sus rasgos distintivos; una de ellas, por ejemplo, va desde la isla de Amsterdam al Cabo del Naturalista, en Australia. Casos parecidos se pueden citar en otros puntos de la cresta oriental del Pacífico, donde las islas oceánicas se alinean en filas de dirección paralela al eje de la cresta principal.

Nótese que en esta reconstrucción del supercontinente primitivo y su ulterior evolución hay divergencias entre los mismos partidarios de la deriva; algunas formaciones se explican mejor que otras: así el Himalaya sería para unos un resultado del impacto de la India, agregada antes al bloque de Gondwana y unida después al asiático (16). En la Antártida y en otras regiones diversas, la orogenia y las glaciaciones han borrado muchos indicios que darían luz para una solución adecuada; pero precisamente en el continente polar es donde más esperanzas hay puestas, por lo que antes le hemos llamado la clave antártica, y se quiere ver allí el eslabón perdido, ese mismo que en otros trabajos semejantes se busca afanosamente: se le considera como el núcleo de esa presunta unión de tierras meridionales, y los datos hasta hoy obtenidos obligan por lo menos a reconsiderar seriamente las diferentes hipótesis para probar la famosa deriva (5).

No es fácil deducir de todo lo dicho, que se ha espigado en trabajos recientemente publicados, una idea clara sobre lo que pueda estar más sólidamente fundado y decidir la cuestión controvertida. Lo que ya se admite casi unánimemente es lo siguiente: hay hechos innegables que exigen una explicación razonable y verosímil; y ésta no puede ser tan sencilla como pretendía la teoría del fixismo absoluto en la situación geográfica de los continentes; pero las del bando opuesto, elaboradas hace pocos años y hasta pocos meses, son todavía demasiado complejas y no están de acuerdo sino en sus líneas más generales. Es verdad que la experiencia pasada en diversos terrenos de las ciencias naturales ha enseñado que la excesiva simplicidad de los esquemas rara vez conduce a la verdad y a la realidad objetiva: la naturaleza no está obligada a acomodarse a esos moldes demasiado humanos y armónicos para la imaginación y aun para el entendimiento.

Como criterio general, especialmente aplicable a este caso, antes de admitir la autoridad de un investigador, es bueno mirar primero la fecha de su escrito, para comprobar si acaso los descubrimientos posteriores han podido invalidar sus argumentos; asimismo es prudente recorrer la bibliografía que

allí se cita, porque los elementos de juicio sacados de investigaciones o exploraciones reseñadas en los últimos tiempos, pueden cambiar los términos y estado de la cuestión y ser decisivos para valorar debidamente cualesquiera afirmaciones de este género.

## BIBLIOGRAFÍA

- (1) BELOUSSOV, V. V.: *Tectonic map of the earth*. «Geol. Rundschau», v. 50, páginas 316-324, 1960.
- (2) BERRILL, N. J.: *Our expanding earth*. «Atlantic Monthly», octubre 1961.
- (3) COOK, M. A.: *Analysis of crustal stresses and continental drift in an ice cap model*. «Proc. Amer. Geoph. Union», v. 44, núm. 1, pág. 105, marzo 1963.
- (4) CRARY, A. P.: *The Antarctic*. «Scient. Amer.», v. 207, núm. 3, págs. 60-73, septiembre 1962.
- (5) DOUMANI, G. A. y LONG, W. E.: *The ancient life of the Antarctica*. «Ibid.», páginas 168-184.
- (6) ENGL, A. E. J.: *Geological evolution of North America*. «Science», v. 140, número 3:563, págs. 143-152, abril 1963.
- (7) GERLING, E. K.: *Soviet dating shows earth much older*. «Science Dig.», pág. 35, diciembre 1962.
- (8) HEEZEN, B. B. y EWING, M.: *The mid-oceanic ridge and its extension through the Arctic basin*. «Proc. Inter. Sympos. Arct. Geol.», págs. 622-642, 1961.
- (9) HEEZEN, B. C.: *Ocean's maps and earth theories revolutionized by latest findings*. «Sc. Dig.», abril, 1963, págs. 4-12.
- (10) INOUE, E.: *Land deformation in Japan*. «Geol. Survey Instit. Bull.», v. 6, parts 2-3, págs. 73-134, 1960.
- (11) MATSUJIMA, S.: *On the strength distrib. of the earth crust on upper mantle, and the distrib. of the great earthq. with depth*. «Kyoto University Disaster Prevention Res. Bull.», núm. 43 (12 págs.), 1961.
- (12) MYERS, W. B. y HAMILTON, W.: *Deformation accompanying the Hebgen Lake, Montana, earthq. of Aug. 17, 1959*. «U. S. Geol. Surv. Profess. Papers», 424-D, p. D-168, D-170, 1961.
- (13) OSTENSO, N.: *Arctic waves flow over not one ocean, but four*. «Sc. Dig.», febr. 1963, págs. 55-57.
- (14) RICHTER, C. F.: *Comparison of block and arc tectonics in Japan with those of some others regions*. «Journ. Phys. of Earth» (Tokyo), v. 8, núm. 1, págs. 1-10, 1960.
- (15) RUNCORN, S. K.: *Convection currents and continental drift*. «Proc. Amer. Geoph. Union», v. 44, núm. 1, págs. 104-105, marzo 1963.
- (16) WILSON, J. T.: *Continental drift*. «Sc. Amer.», v. 208, núm. 4, págs. 86-100, abril 1963.
- (17) WITKIND, I. J.: *Deformation of the epicentral area, Hebgen Lake, Montana, earthq. of Aug. 17, 1959*. «U. S. Geol. Survey Profess. Papers», 424-D, p. 165, 168, 1961.
- (18) WOLLARD, G. P.: *The land of the Antarctic*. «Sc. Amer.», v. 207, núm. 3, págs. 151-166, sept. 1962.

Recibido el 12-junio-1963.

Noticias

## COTIZACION Y COMERCIO

### COTIZACIONES DE METALES

M A T E R I A S	30-12-59	4-1-62	3-1-63	5-12-63	2-1-64
<b>CINC</b>					
Nueva York (centavos por libra)...	12,50	12,50	11,50	13,—	13,—
Londres (£ por Tn.).....	95 1/4-95 1/2	71 3/8-71 1/2	67-67 1/8	94 1/4-94 1/2	96 1/2-97 1/2
<b>ALUMINIO</b>					
Nueva York (centavos por libra) . .	28,10	26,—	22,50	23,—	23,—
Londres (£ por Tn.).....	187	186	180,—	184,—	184,—
<b>MERCURIO</b>					
Nueva York (\$ el frasco de 34,5 kilogramos).....	212-214	191-193	186-189	210-212	225-230
Londres (£ el frasco de 34,5 kg.).	72	59	61 1/2	72,—	77
<b>VOLFRAMIO</b>					
Londres (£ por Tn.).....	147-152	104-107 1/2	63-69	85-90	107-6 1126
<b>PETROLEO</b>					
Nueva York (£ por barril).					
East Texas, crudo, en pozo....	3,05-3,25	3,05-3,25	3,10	3,10	3,10
<b>ESTAÑO</b>					
Nueva York (centavos por libra)...	98,75	120,62	113,12	131,25	134,—
<b>COBRE</b>					
Nueva York (centavos por libra).					
Electrolítico.....	26	31	28,50	28,87	29,—
Londres (£ por Tn.).....	256 1/2-257 1/2	229 1/2-229 3/4	234-234 1/4	235-236	235 3/4-236
<b>PLOMO</b>					
Nueva York (centavos por libra)...	12	10,25	10,—	12,—	12,50
Londres (£ por Tn.).....	74 1/4-72 1/2	59 1/4-59 3/8	54-54 1/4	71 1/8-71 1/4	79 7/8-80

## LOS PRECIOS DEL ESTAÑO

La fuerte especulación en sentido alcista en los precios del estaño ha rebasado el límite de 965 £ (164.050 pesetas) por tonelada fijado por acuerdo internacional, y el Consejo encargado de velar por el cumplimiento de éste ha decidido renunciar a influir en el mercado, quedando los precios libres. La oferta de estaño, excesiva durante varios años, es ahora deficitaria a causa de la ruptura de relaciones comerciales entre la Federación de Malasia e Indonesia, por lo que el equilibrio del mercado queda a merced de las ventas de excedentes norteamericanos de metales estratégicos, cuyas existencias, en el caso del estaño, al ritmo actual de las ventas, se agotarán en unos quince años.

## AUSTRALIA, DE IMPORTADOR A EXPORTADOR DE ALUMINIO

Descubrimiento, desarrollo y superproducción: he ahí los rasgos salientes de la industria australiana actual del aluminio.

Hace apenas tres años Australia producía no más de unas 12.000 toneladas largas de aluminio mediante el empleo de bauxita importada de Indonesia y la India. Hacia fines del año 1963 su capacidad fue de 92.000 toneladas en base del uso de mineral australiano extraído de los yacimientos de bauxita más grandes del mundo.

Vastos depósitos se descubrieron en torno a Weipa, en la costa oriental del golfo, así como en la península de Gove, en el lado occidental. Se calcula que los depósitos, situados en tierra de aborígenes, contienen más de 3.000 millones de toneladas de bauxita de calidad comercial.

Otros yacimientos fueron encontrados por la Western Mining Corp Ltd. en los Montes Darling, cerca de Perth, en la Australia occidental. Estas reservas ascienden a unos 180 millones de toneladas.

## HULLAS COQUIZABLES

Por un Decreto de fecha 21 de noviembre («B. O.» 30-XI) queda prorrogada la suspensión de derechos sobre hullas coquizables con destino a coquerías siderúrgicas. La suspensión fue implantada por primera vez el 15 de febrero de 1962 y se ha venido prorrogando sucesivamente. La suspensión de todas las hullas establecida el 10 de agosto de 1963 sólo estuvo en vigor hasta el 31 de diciembre de 1963.

## MERCADO DEL MERCURIO

Diciembre ha continuado la línea de recuperaciones en el precio de este metal, hasta llegar a 78 libras esterlinas por frasco al finalizar 1963. Esta cotización es la más alta desde 1959, aun teniendo en cuenta que Italia ha duplicado sus ventas en el año que acaba de terminar. Los agentes de venta no disponen de existencias, y parece ser que la meta que se proponen los suministradores es de una cotización de 82 libras esterlinas por frasco.

## DATOS ESTADISTICOS

### PRODUCCION DE CARBON

La producción de hulla se eleva, al término del periodo enero agosto de 1963, a 6,88 millones de toneladas, frente a 6,39 toneladas a fines de agosto de 1962, que representa, por tanto, un crecimiento del 7,64 por 100. La producción al finalizar agosto de 1961 fue de 7,56 millones de toneladas.

### PRODUCCION DE CEMENTO

La industria cementera ha continuado progresando como en años anteriores, y así, al final de los ocho primeros meses de 1963, la producción supera en un 6,71 por 100 a la registrada en igual fecha del año anterior, estimándose que al finalizar el año se rebasarán los siete millones de toneladas. Sin embargo, pese a este progreso, la producción nacional no cubre las necesidades de consumo, siendo preciso realizar importaciones.

### PRODUCCION DE LA METALURGIA DE NO FERREOS

En el sector de las industrias de metales no féreos los volúmenes de producción de aluminio y cinc al término del tercer trimestre del año 1963 superan en un 5,79 por 100 y en 17 por 100 a las logradas en igual fecha del año anterior. La producción de cobre electrolítico y plomo de primera fusión acusan al finalizar septiembre, y con respecto a igual fecha de 1962, descensos de un 1,46 por 100 y de un 9,92 por 100, respectivamente.

### PRODUCCION DE LA INDUSTRIA QUIMICA

El sector químico registra progresos en la producción de ácido sulfúrico con un 16,71 por 100 de aumento en los nueve primeros meses de 1963 con respecto a igual período del año anterior. La producción de ácido clorhídrico es superior en enero-septiembre de 1963 y con respecto a igual período del ejercicio anterior en un 20,90 por 100. La producción de ácido nítrico en los nueve primeros meses de 1963 acusa un descenso con relación a igual período de 1962, del orden de un 10,66 por 100. En el renglón de los fertilizantes las producciones de nitrato amónico-cálcico, sulfato amónico y superfosfato de cal, a finales de septiembre, superan a las de igual fecha del ejercicio anterior en un 22,96 por 100, 2,42 por 100 y 11,75 por 100, respectivamente. El sector de la industria química se ha visto afectado por la fuerte competencia exterior y por el proceso de liberalización, cuyo reflejo se observa también en las cotizaciones en Bolsa de los títulos de empresas dedicadas a esta actividad.

### SITUACION DE LA SIDERURGIA

El sector siderúrgico es uno de los más afectados por el proceso de liberalización, que ha venido acentuado por la crisis general que se aprecia en el mundo en esta actividad in-

dustrial. Nuestra producción de acero al finalizar agosto de 1963 rebasaba 1.500.000 toneladas, lo que significaba, con respecto a la misma fecha del año anterior, un aumento del 2,77 por 100. La producción de lingote de hierro al finalizar agosto totalizaba 1.322.000 toneladas, es decir, una baja del orden de un 3,72 por 100 en relación con la producción al finalizar agosto del año anterior. El descenso en la producción de laminados al final de los ocho primeros meses del ejercicio actual y con respecto a igual período de 1962, ha sido de un 8,96 por 100.

#### ACUERDO COMERCIAL HISPANO-FRANCES

El acuerdo comercial hispano-francés de 27 de noviembre de 1963, entre otras cosas dispone:

La Delegación francesa ha declarado a la Delegación española que, conforme a las disposiciones contenidas en precedentes acuerdos, Francia espera recibir la totalidad de la producción de las minas del valle de Arán, explotadas por la Sociedad Minera de Vitoria, cuya instalación ha sido suministrada en su mayor parte por Francia.

#### MERCADO MUNDIAL DE PETROLEO

Para atender la demanda mundial de petróleo, que se espera se duplique en quince años, se estima que las compañías petroleras tendrán que invertir, fuera de Estados Unidos y Canadá, unos 2.400 millones de pesetas y hacer frente a una muy dura competencia. La creciente demanda mundial de petróleo está produciendo un aumento gradual de las ganancias de las compañías petrolíferas, a pesar de la continua presión ejercida sobre los precios, y los nueve primeros meses de 1963 han sido más favorables que los períodos correspondientes de los años anteriores.

#### PRODUCCION DE HIERRO DE LA COMUNIDAD

En los seis primeros meses del año 1963, la producción de acero en los seis países de la Comunidad Europea del Carbón y del Acero fue de 36,28 millones de toneladas, en comparación con 36,39 millones en la misma época del año anterior, o sea 0,3 por 100 menos. El descenso de producción fue de 5,1 por 100 en Alemania Occidental, 1,2 por 100 en Bélgica y 0,2 por 100 en Luxemburgo. En cambio, hubo aumentos de 2,3 por 100 en Francia, 10,9 por 100 en Italia y 11,3 por 100 en Holanda.

#### COMERCIO DE GAS NATURAL

Recientemente, las firmas Shell y Esso han formado dos nuevas empresas conjuntas para exportar el gas natural de Holanda: la «Nederlandse Aardolie Maatschaapij Gas Export» se ocupará de las ventas al exterior, y la «International Gas Transport» se encargará del transporte del gas. La sede social de ambas se ha establecido en La Haya.

#### FUSION DE COMUNIDADES EUROPEAS

El Consejo de Ministros del Mercado Común se ha mostrado en principio conforme con una posible fusión de dicha Comunidad con las otras dos hoy día existentes en Europa: la

Comunidad del Carbón y del Acero (CECA) y el Euratom. Ha propuesto, además, que se estudie, hasta fines de 1963, el procedimiento que pudiera ser adoptado con dicho fin, haciendo hincapié en que debe procurarse más que una fusión de los organismos directivos de las citadas tres Comunidades, la de éstas en sí mismas, lo que implica una profunda revisión de los Tratados de París y Roma.

#### LA MINERIA DEL URANIO

Según un informe del Comité Consultivo de la Agencia de Abastecimiento del Euratom, las minas de mineral de uranio no podrán suministrar en 1980 en cantidad suficiente el uranio necesario en las naciones europeas a precios razonables, si no se aplican a tiempo medidas apropiadas.

Se impone, por tanto, que la «Comunidad de los Seis» inicie una política común en este sentido, que tienda a favorecer el desarrollo de la prospección de uranio y la creación de nuevas explotaciones en las regiones del mundo donde existen posiblemente yacimientos de dicho metal.

## CRIADEROS

#### PRODUCCION DE PETROLEO EN CHILE

La Empresa Nacional de Petróleo (ENAP) erigirá en las cercanías de Concepción, a unos 560 kilómetros al sur de Santiago, una refinería con capacidad de 36.000 barriles por día. La ENAP es una agencia del Gobierno de Chile que está bajo los mismos administradores desde su fundación y que ha arrojado ganancias año tras año.

El Banco de Desarrollo Interamericano concedió un préstamo de 600 millones de pesetas para sufragar parte de los costos de construcción, calculados en 2.000 millones. Con estas nuevas instalaciones la capacidad para refinar crudos del país quedará aumentada casi al doble.

#### PROSPECCION PETROLIFERA EN EL REINO UNIDO

La empresa estatal francesa «Bureau de Recherches de Pétrole» ha iniciado su programa de prospección de petróleo y gas natural en varias zonas costeras del Reino Unido. El otoño de 1962 realizó ya una exploración geofísica del subsuelo del Mar del Norte frente a las costas británicas y alemanas. La empresa británica «Coastal Oil» ha obtenido, por otra parte, seis permisos para explorar la presencia de estos combustibles en una franja continua de 291 kilómetros cuadrados en la zona marítima de tres millas de amplitud frente a la costa del Yorkshire.

#### AGREGADO DE ARCILLA EN PUERTO RICO

Está terminándose en San Juan la primera planta de Puerto Rico que fabricará agregado de arcilla de poco peso para la industria de la construcción. A plena capacidad, esta planta producirá cerca de 500 toneladas de agregado por día.

El agregado, mezclado en el hormigón, produce un material de larga duración y poco peso con excelentes propiedades aislantes para hacer vigas, bloques y elementos estructurales.

La planta abastecerá los requisitos del importe marcado de la vivienda barata. Durante 1961, por ejemplo, la construcción total de todas clases alcanzó 261 millones de dólares. La construcción de viviendas marcó el récord de 48 millones, o sea un aumento de 12 millones en comparación con el año anterior. Aún a estos niveles, la construcción seguía atrasada respecto a la demanda, lo que pudo observarse en forma del aumento del valor de la tierra antes de fines del año.

#### REFINERÍA PETROLÍFERA EN TAILANDIA

Por convenio entre el Gobierno de Tanganica y el consorcio estatal petrolífero italiano ENI, se ha constituido una sociedad filial de éste, la «Tanganikan Italian Petroleum Refining Company» (TIPER), para la construcción de una refinería de petróleo, con una capacidad de 600.000 toneladas, en la que el gobierno de dicho país africano tendrá una participación del 50 por 100. En África, el ENI posee ya una refinería en Marruecos, con una producción de 650.000 toneladas. Otras situadas en Ghana y Túnez comenzarán a funcionar en agosto y noviembre próximos, respectivamente. Tiene el ENI otra refinería en construcción en el Congo belga.

#### EL PETRÓLEO DEL MAR DEL NORTE

En el fondo del Mar del Norte existen importantes yacimientos de petróleo y gas natural. La compañía «Mobil», asociada con otras empresas de la República Federal, han comenzado sondeos del suelo submarino a unas 10 millas al norte de la isla holandesa de Borkum, fuera de las aguas territoriales alemanas. Como más de veinte empresas petrolíferas de diversos países han estado explorando el fondo del Mar del Norte, y algunas han recogido datos geológicos muy prometedores, es de esperar que varias de ellas se lancen a hacer valer sus derechos, que pudiéramos llamar de «ocupación».

Se cree que hay en la costa holandesa yacimientos de gas natural, con reservas de más de 1.1 bill. m<sup>3</sup>, superiores, por tanto, a las del yacimiento sahariano de Hasi R'Mel. También existen bolsas de gas natural, rodeadas de grandes depósitos de sal, en varios puntos de la costa británica del Mar del Norte, y se supone que los sondeos hechos por la compañía Shell en 1961 y 1962 frente a la costa holandesa han revelado la presencia de gas y petróleo en una zona de dicho mar situada entre las bolsas de gas descubiertas ya en las costas holandesas y británicas.

#### LAS ARENAS PETROLÍFERAS DE ATHABASKA

Desde las proximidades del lago Athabaska, provincia de Alberta (Canadá), se encuentra situada una zona de unos 80.000 kilómetros cuadrados, que se extiende 160 kilómetros a lo largo de la cuenca del río Athabaska, con gigantescas reservas petrolíferas, de más de 40.000 millones de toneladas, lo que equivale aproximadamente a la totalidad de las reservas de petróleo dadas actualmente como seguras en todo el mundo.

Se habla de una técnica nueva para poner en explotación arenas petrolíferas con un ín-

dice beneficiable del 5 por 100, mientras que con los anteriores procedimientos utilizados (flotación por agua caliente, principalmente) era preciso que las arenas que se trataba de beneficiar tuviesen un índice mínimo de aprovechamiento del 10 por 100, y, sobre todo, que la explotación se pudiese realizar a cielo abierto. Parece que va a ser posible la explotación de arenas petrolíferas situadas a gran profundidad, sin que deba ir precedida de costosos movimientos de tierras. El procedimiento consiste en inyectar vapor y productos químicos superficialmente activos en las capas de arena que van a beneficiarse. Para ello basta con realizar, a determinadas distancias, unas perforaciones, a través de las cuales se efectuará la referida inyección. El vapor provoca la separación del petróleo contenido en las arenas. Después se extrae a la superficie la emulsión acuosa formada, procediéndose a continuación al «fraccionamiento» de la misma para la separación del agua. El producto bruto obtenido se somete por último a destilación. Los crudos petrolíferos líquidos que resultan quedan en disposición de ser canalizados por los correspondientes oleoductos hasta los puntos de elaboración.

Parece ser que la construcción de las instalaciones para llevar a la práctica el proyecto se iniciará en 1966. Se piensa construir un oleoducto desde la zona de arenas petrolíferas hasta Edmonton (capital de la provincia de Alberta), cubriendo una distancia de 450 kilómetros. Aquí enlazará con otro oleoducto de 3.000 kilómetros ya existente, que conducirá los crudos hasta las instalaciones de elaboración de Toronto. Se cree asimismo que los residuos de la destilación en la zona de extracción podrían ser utilizados como elementos energéticos aprovechables «in situ».

#### PETRÓLEO EN HOLANDA

El primer yacimiento de gas natural en Holanda fue descubierto en 1948, en Coevorden, en la provincia de Drenthe, y luego fueron descubiertos otros en la Overijssel, con un rendimiento total equivalente desde el punto de vista energético a 150.000 toneladas de carbón por año, o sea al 1 por 100 de la producción total de este combustible del país. En 1959 se puso de manifiesto la existencia de otros yacimientos en la provincia de Groninga, cuyas reservas, que se estiman en 473.200 m<sup>3</sup>, son consideradas las mayores de Europa y equivalen al doble de las del yacimiento francés de Lacq. La explotación de los yacimientos de gas natural de Groninga se efectuará por la «NAM», que es una empresa conjunta de la «Esso Petroleum» y la Shell. La NAM y el Departamento de Minas del Estado participarán tanto en los costes como en los beneficios en la proporción de 60 y 40 por 100, respectivamente.

#### CARGADERO DE MINERALES

En el puerto de Long Beach, California, ha sido completada una nueva instalación valorada en 60 millones de pesetas, para la carga a granel de cualquier mineral, como carbón, cok, cok de petróleo y potasa. Esta instalación fue proyectada y construida por la Stephens-Adamson Mtg. Co., de Aurora, Illinois.

El elemento básico es un cargador móvil que se eleva a 30 metros de altura sobre el muelle, un transportador totalmente cubierto que mide 250 metros de largo, y un transportador móvil de remolque, de 60 metros de largo, que transborda el material desde el transportador del muelle a la torre de carga.

La capacidad de régimen es de 3.437 toneladas por hora, habiendo manejado hasta 4.000 toneladas en periodos de carga máxima. Todos los transportadores están equipados con correas de dos metros de ancho.

### PLANTA DE CEMENTO PARA COLOMBIA

Se está estudiando la posible construcción de una planta de cemento valuada en 300 millones de pesetas, en las cercanías de Bogotá (Colombia), si resultan favorables los resultados de una encuesta llevada a cabo bajo los auspicios de la Alianza para el Progreso. La instalación tendría una capacidad anual de 100.000 toneladas y sería una empresa conjunta de intereses colombianos y norteamericanos.

### ELIMINACION DE LOS RESIDUOS RADIATIVOS EN LAS SALINAS

El Laboratorio Nacional de Oak Ridge (EE. UU.), por encargo de la Comisión de Energía Atómica de dicho país, llevará a cabo una serie de experimentos para estudiar las posibilidades de eliminación de los residuos radiactivos sólidos de las formaciones salinas naturales.

Durante dichos experimentos, que requieren el uso de elementos combustibles irradiados, se investigarán los efectos de la temperatura y de las radiaciones sobre las formaciones salinas.

### SUBVENCIONES DE UN GRUPO PETROLIFERO

El grupo petrolífero «Shell» ha iniciado un programa para distribuir 30.000 £ (5,1 millones de pesetas) anuales, en forma de subvenciones de 750 £ (127.500 pesetas), para períodos de tres años, a universidades británicas e irlandesas.

### OBTENCION DE AGUA POTABLE

Charles F. MacGowan, director de la Oficina del Agua Salada de EE. UU. («Office of Saline Water»), ha declarado en la reunión anual de la Sociedad Norteamericana de Ingenieros Civiles que los resultados alcanzados en la obtención de agua potable a partir de agua de mar en dos plantas pilotos que trabajan, respectivamente, por congelación y por destilación, han superado con mucho las esperanzas puestas en ellas. La producción obtenida en la primera vino a ser un 50 por 100 y en la segunda un 40 por 100 mayor que la prevista en un principio.

La planta piloto que utiliza el proceso de congelación fue diseñada para producir 132.000 l/día de agua potable, y su producción actual viene a ser de 189.000 l/día. La que funciona por destilación produce 5,2 mill. l/día a 120 130°, mientras fue diseñada para producir 3,7 millones l/día a 110°.

### NUEVO TIPO DE LADRILLO

Por la «Turner and Brown Ltd.», de Boston, ha sido desarrollado un nuevo tipo de ladrillo, realizado a base de material cerámico y fibra de vidrio, que resulta muy útil para revestimiento de superficies en laboratorios, tales como salidas de humos, cubiertas, etc. y, en

general, en todos aquellos usos en que cabe prever una fuerte corrosión. Este material proporciona una gran resistencia, así como excelentes propiedades anticorrosivas. Se le conoce con el nombre de «Lantile», y en las pruebas efectuadas se ha demostrado que puede usarse con seguridad con temperaturas hasta de 110° C. Su densidad es reducida, lo que constituye otra de las ventajas del material en cuestión.

### NUEVO TIPO DE ACERO

La «Inland Steel Co.», de Chicago, ha lanzado al mercado un nuevo tipo de acero con doble resistencia que el acero ordinario. Se le ha dado el nombre de NX 70 y contiene niobio o vanadio (0,01 % de uno de ellos, al menos). El nuevo acero posee una resistencia mínima de 5.000 kg/cm<sup>2</sup> en vez de 2.457 kg/cm<sup>2</sup> como el acero ordinario. Añadiéndole cobre aumenta su resistencia a la corrosión.

### CENTRAL DE ENERGIA NUCLEAR

La empresa norteamericana «Niagara Mohawk Power» ha anunciado la construcción de una central de energía nuclear de 500.000 kw de potencia en el Estado de Nueva York. Su coste será de 100 millones de dólares (6.000 millones de pesetas), y comenzará a funcionar en 1970. Existen ya en EE. UU. una central de energía nuclear de un millón de kilovatios en la ciudad de Nueva York; otra de 500.000 kw en Nueva Jersey; tres, de 590.000, 395.000 y 325.000 kw, respectivamente, en California, y otra de 463.000 kw, en Connecticut.

### PLANTA PETROQUIMICA PARA LA ARGENTINA

Una empresa argentina privada, la Carboclor Industrial Químicas, S. A. I. C., organizada en 1960, erigirá una nueva planta en Campana, provincia de Buenos Aires, para la producción de sustancias petroquímicas empleadas principalmente por fábricas de pinturas, barnices y lacas, así como en la industria farmacéutica.

Empleará gases procedentes del refino del petróleo en la producción de isopropanol, acetona, butanol secundario, metil-isobutil carbinol, metil-isobutil cetona y metil-etil cetona. La Carboclor se propone una futura ampliación de la planta para abarcar la producción de diversos acetados y compuestos clorados.

La aplicación de una tecnología moderna, permitirá reducir considerablemente el costo de producción de isopropanol y acetona en la Argentina, reemplazando las importaciones, lo que representará una economía en divisas de 400.000 dólares por año, cuando menos.

El Banco de Desarrollo Interamericano concedió un préstamo equivalente a dólares 2.500.000 para ayudar a financiar la planta.

### TRATAMIENTO DE AGUA SALADA

Constituye la desalinización un campo fecundo de experimentación. Se proyecta una planta piloto para el fin indicado, con una capacidad de tratamiento de unos 37.800 l/día. La instalación prevista se pondrá al servicio de la «Office of Saline Water's Wrightsville

Beach, N. C.), que efectuará ensayos combinados de tratamiento y desalinización del agua salada. Se espera que el contenido de magnesio del agua de mar tratada podrá reducirse de un promedio de 1.270 partes por millón, en la actualidad a una parte por millón, o incluso a un nivel inferior. La reducción del contenido de calcio será de 400 partes por millón a menos de diez partes por millón. Calentando los lodos resultantes a una temperatura de 93,3° C. se convertirán los exahidratos en monohidratos. Procediendo después a la deshidratación de los mismos en un filtro de tambor giratorio, se obtendrá un granulado utilizable como fertilizante. Es posible, según se calcula, obtener un rendimiento diario aproximado de unos 350 kg. de fertilizantes.

#### PLANTA DE ALUMINIO EN MEJICO

La primera producción comercial de aluminio en Méjico comenzó el pasado mes de julio con la inauguración de la más reciente y moderna fundición en Iberoamérica, la instalación de Aluminio S. A. de C. V., valuada en 16 millones de dólares. La capacidad de esta planta es de 20.000 toneladas métricas de lingote de aluminio por año. En la propiedad de la empresa mejicana participa la Aluminum Company of America, con 35 por 100; una subsidiaria de American Foreign Power Co. Inc., con 14 por 100; e intereses mejicanos con el restante 51 por 100, incluyendo a Intercontinental, S. A., un Banco mejicano de inversiones privado.

La nueva fundición está ubicada sobre el Golfo de Méjico, a unos 320 kilómetros al este de Méjico D. F. Suministrará el metal en 20 aleaciones distintas para satisfacer los requisitos de la creciente industria del aluminio en Méjico, que antes debía importar los lingotes.

La materia prima —alúmina, fluoruro de aluminio, criolita y materiales para los electrodos— será suministrada por la planta de la Alcoa en Point Comfort, Tejas.

La fundición empleará a un personal permanente de unas 200 personas.

El consumo del aluminio en Méjico ha aumentado rápidamente y ya está alcanzando la capacidad anual de la fundición en Veracruz. En 1960, Méjico importó 10.000 toneladas métricas de aluminio; en 1961, 12.000 toneladas, y en 1962, 17.000 toneladas.

#### MINAS DE NIQUEL EN GUATEMALA

La firma «Explotaciones Minerales de Izabal», subsidiaria local de reciente formación de la International Nickel Co. of Canadá, invertirá unos 75 millones de dólares en una empresa de extracción de níquel en Guatemala.

Un portavoz de la Compañía informó que ésta ya había gastado más de 1,6 millones de dólares en exploración y planeamiento, contando embarcar unos 25 millones de libras de níquel por año.

#### NUEVA PARTICULA ATOMICA

Parece haber sido registrada la existencia de la primera de una nueva familia de partículas elementales. La existencia de esta familia ya había sido prevista, pero su vida es tan corta que hasta ahora habían fallado todos los intentos de confirmar definitivamente su realidad. El descubrimiento se ha logrado por una serie de trabajos experimentales de va-

rios años de duración, y que han sido realizados en el Centro Europeo de Investigación Nuclear (CERN), instalado cerca de Ginebra.

Para ello, núcleos de átomos de hidrógeno fueron acelerados, hasta alcanzar casi la velocidad de la luz, por medio de uno de los más potentes ciclotrones del mundo. Tras la desintegración de estos núcleos se han aislado, entre sus diversos fragmentos, este nuevo tipo de partículas que reúnen, según se cree, propiedades hasta cierto punto análogas a las de los mesones, y se supone desempeñan un papel muy importante en la cohesión nuclear.

#### PERSONAL

##### FALLECIMIENTO DEL PROF. JAIME MARCET RIBA

En el ocaso del año 1963, el 25 de noviembre, falleció, a los sesenta y nueve años de edad, el Prof. Marcet Riba, Doctor en Geología, colaborador del Instituto Geológico y Minero de España, conocido internacionalmente por sus numerosas publicaciones y por su visión universalista de la Ciencia.

El Prof. J. Marcet, deja un vacío entre sus alumnos y seguidores, en la geología nacional, y muy especialmente, la geología catalana. El hombre de ciencia, cuyas dotes de autenticidad y sencillez, sorprendían al más insignificante aficionado que acudiera a su despacho del Museo de Geología de Barcelona. Esta admirable cualidad y la de ser perfecto caballero, contrastan humanamente por encima de sus galardones y distinciones: Caballero de las Palmas del Gobierno francés, Miembro de la Real Academia de Ciencias de Barcelona, Director del Instituto Municipal de Ciencias Naturales y fundador de la Asociación Internacional para el Estudio Geológico del Mediterráneo Occidental, entidad continuadora del «Servei del mapa Geològic de Catalunya», Asociación a la que consagró no pocos esfuerzos y medios en los mejores años de su juventud, contra las tortuosidades políticas, la incomprensión y envidias profesionales de la época.

En la G. M. O. recopiló, con el título de «Géologie des Pays Catalans», los estudios de XIV Congreso Geológico Internacional, celebrado en 1926 en Madrid y Barcelona, y las investigaciones de la escuela alemana del Prof. Stiller, realizadas en España y el Norte de Africa.

A partir de 1939, en calidad de presidente de la Asociación para el Estudio Geológico del Mediterráneo Occidental, ha dirigido una serie de investigaciones y trabajos de campo, la mayoría inéditos, realizados por geólogos del país y extranjeros.

Su especialización inicial en la ciencia geológica fue la Petrografía, especialidad que bien pronto se vio ampliada por su vasta concepción de conjunto de la Ciencia: Estratigrafía, Paleontología, etc. Descuellan entre sus estudios principales, las investigaciones del Eoceno del Ampurdán, El granito de la Costa Brava y las Gabarres, Las Rocas Plutónicas del Sahara español, Los estudios vulcanológicos de la comarca de Olot, etc.

Por especial deseo de sus alumnos y seguidores, el deseo del descanso eterno y el recuerdo perdurable bien merecido.—E. S. y C.

##### JOAQUIN BENJUMEA Y BURIN

El 30 de diciembre de 1963 falleció en Sevilla el Inspector General de Minas, ex Ministro de Agricultura y de Hacienda, D. Joaquín Benjumea y Burin. Había formado parte

del personal del Distrito Minero de Sevilla, donde desempeñó la Delegación del Instituto Geológico y Minero de España.

#### DEMETRIO SANTANA PEREZ

El veintisiete de octubre de 1963 falleció en Madrid, víctima de rápida enfermedad, el Ingeniero de Minas, Vocal del Instituto Geológico y Minero, D. Demetrio Santana Pérez. Había desempeñado la Subjefatura de la Sección de Investigaciones Mineras del Instituto y la Dirección de la Biblioteca.

#### EL CONSORCIO PETROLIFERO ITALIANO

Se calcula que el consorcio petrolífero estatal «Ente Nazionale Idrocarburi» (ENI) obtendrá en 1965 unos seis millones de toneladas de crudos de petróleo en siete países africanos, así como dos millones en Persia y algo más de un millón en Italia. Adquirirá, por otra parte, unos 25 millones de toneladas de la Unión Soviética, entre 1964 y 1970, a cambio de caucho sintético, productos químicos y equipo para la industria petrolera, suministrados por sus diversas filiales. En 1962, el ENI refinó 6,75 millones de toneladas de petróleo, y en 1965 su capacidad de refinado será de 17 millones de toneladas.

### CONGRESOS Y REUNIONES CIENTIFICAS

#### CONGRESO EUROPEO DE AGUAS MINEROMEDICINALES EMBOTELLADAS

El Congreso de aguas mineromedicinales se celebrará en España del 27 al 30 de abril: la inauguración tendrá lugar en Torremolinos y la clausura en Granada. En él se estudiarán temas fundamentales relacionados con el embotellado e industrias de las aguas minerales.

#### CONSEJO DE LAS UNIONES CIENTIFICAS INTERNACIONALES

El I. C. S. U. ha celebrado su Asamblea General extraordinaria en Viena, del 18 al 29 de noviembre.

El I. C. S. U. es el Consejo Internacional de Uniones Científicas, y está compuesto por dos tipos de miembros: representantes de Uniones y de Países.

Las Uniones Internacionales que de él dependen son: International Astronomical Union, International Union of Geodesy and Geophysics, International Union of Pure and Applied Chemistry, International Scientific Radio Union, International Union of Pure and Applied Physics, International Union of Biological Sciences, International Geographical Union, International Union of Crystallography, International Union of Theoretical and Applied Mechanics, International Union of the History and Philosophy of Sciences, International Mathematical Union, International Union of Physiological Sciences, International Union of Biochemistry, International Union of Geological Sciences.

Para acentuar este carácter científico, los representantes de Uniones de Países tienen tres votos y los de Países, uno.

El presupuesto del I. C. S. U. se nutre de las cuotas de los Países y, en mínima parte, de las Uniones, que más bien necesitan ayuda. Pero al adoptarlo la U. N. E. S. C. O. como órgano asesor científico, lo dota con una subvención de 175.000 dólares. Se promueven actualmente actividades científicas globales de carácter mundial en las que participan varias Uniones de todos los Países que tienen capacidad para ello. Así, tras el año Geofísico Internacional, se organiza el Año del Sol en Calma: va a participar en el Decenio Hidrológico, que patrocina la U. N. E. S. C. O., y va a organizar un Programa Biológico Internacional en el que se estudiará la conservación y desarrollo de las comunidades biológicas terrestres, de agua dulce y marina, en la producción de alimentos, para contribuir a resolver el problema del hambre en el mundo.

Los distintos países, aparte de ser miembros de I. C. S. U. —siempre representados por una entidad científica—, son miembros de las distintas Uniones. De los 79 países miembros de I. C. S. U., sólo 14 son miembros de las 15 Uniones: Bélgica, Checoslovaquia, Finlandia, Francia, República Federal Alemana, Italia, Japón, Holanda, Suecia, Suiza, U. R. S. S., Inglaterra, Estados Unidos y España. De América, sólo Estados Unidos es miembro de las 15 Uniones.

#### REUNION DE LA ASOCIACION NACIONAL DEL CARBON

Del 14 al 18 de junio se celebrará la 47.ª Reunión anual de la Asociación Nacional de Carbon, de New York.

#### VOTOS PACIFICOS DE LA ENERGIA ATOMICA

Del 31 de agosto al 9 de septiembre se celebrará la tercera conferencia sobre usos pacíficos de Energía Atómica, en Ginebra (Suiza).

#### NUEVO CAMPO DE GAS EN HOLANDA

Como consecuencia del trabajo desarrollado en la concesión Groningen-área N. A. M. de la Shell-Esso, se ha descubierto un depósito natural de gas cerca de Bierum, en la provincia de Groningen, de la misma formación que el de Slochteren. Se efectuaron las correspondientes medidas geofísicas para establecer la extensión de la formación. Esta formación de gas se extiende bajo el área en que los holandeses y alemanes han hecho un especial acuerdo para coordinar el desarrollo de las reservas minerales.

#### CONGRESOACHEMA

La reunión de Achema tendrá lugar en Frankfurt, del 19 al 27 de junio del corriente año.

Los temas a tratar son: Valoración o evacuación de productos residuales gaseosos líquidos en industrias químicas. Nuevas experiencias de la Tecnología operatoria electroquímica. Posibilidades y límites del empleo de las instalaciones de cálculo electrónico en técnicas químicas. Transporte y puesta en fábrica de mezclas binarias. Medida y transformación de resultados en técnica química. Técnica de las temperaturas elevadas en química y su aplicación. Regulación de procesos químicos. Transporte y puesta en obras de sus-

tancias newtonianas. Cambio de materia en los sistemas de varias fases. Nuevos métodos físicos de análisis químico, especialmente métodos analíticos de trazas.

#### USOS PACÍFICOS DE LA ENERGÍA NUCLEAR

Del 9 al 13 de marzo se celebrará el 5.º Simposium Internacional de usos pacíficos de la Energía Nuclear en Valparaíso (Chile).

#### VIII COLOQUIO EUROPEO DE MICROPALÉONTOLOGÍA

Fuvió lugar en Viena, del 22 de septiembre al 1 de octubre.

La primera y única Reunión de salutación y apertura del Coloquio tuvo lugar en el Geologischen Bundesanstalt de Viena. El resto de las Sesiones fueron prácticas de campo. Realizaron una serie de excursiones dedicadas a la recogida de muestras en toda clase de terrenos, facies y grupos zoológicos.

Participaron en este Coloquio 17 países, con un total de 107 miembros.

#### LENGUAS EN LOS CONGRESOS INTERNACIONALES

Según la de Asociaciones Internacionales, los idiomas usados en los congresos de tipo internacional, celebrados en el mundo en 1960, 1961 y principios de 1962, fueron los siguientes:

Idiomas	Veces por escrito	Oral, veces
Inglés	250	205
Franzés	242	205
Alemán	123	127
Español	47	45
Italiano	24	24
Ruso	12	10
Holandés	8	8
Noruego	7	3
Esperanto	6	6
Portugués	2	6
Hindú	2	2
Hebreo	2	—
Finlandés	1	1
Danés	1	—

#### REUNION DEL GRUPO SEDIMENTOLÓGICO

Del 20 al 23 de mayo se celebrará, en Zaragoza, la III Reunión del Grupo Español de Sedimentología.

Los temas a tratar en el mismo son: Petrografía Sedimentaria, Mineralogía, Sedimentos, Suelos, Estratigrafía sedimentaria, Cuaternario, etc. Todo ello íntimamente relacionado con la Sedimentología.

#### CONFERENCIA INTERGUBERNAMENTAL DE SISMOLOGÍA E INGENIERÍA ANTISISMICA

Del 21 al 30 de abril de 1964, patrocinado por la Unesco, se celebrará una Sesión Intergubernamental con objeto de efectuar estudios sobre Sismología e Ingeniería Sísmica. Los temas a tratar son:

1.º *Observaciones sismológicas:* a) Redes mundiales homogéneas de observatorios, b) Redes regionales, c) Normalización de sismógrafos y sismogramas, d) Prácticas y procedimientos de los observatorios, e) Comunicación de datos.

2.º *Acopio, análisis y difusión de datos sismológicos:* a) Centros internacionales, b) Centros regionales.

3.º *Medida de los movimientos del subsuelo y de las vibraciones estructurales causadas por terremotos intensos:* a) Normalización de acelerógrafos y sismoscopios para movimientos sísmicos de gran intensidad, b) Instalación y funcionamiento a escala mundial de acelerógrafos y sismoscopios sísmicos de gran intensidad, c) Cooperación internacional en el análisis de los datos y en la interpretación de los resultados, d) Escalas de intensidad macrosísmica.

4.º *Mapas sísmicos:* a) Catálogos de terremotos, b) Mapas sísmicos, métodos normalizados de preparación, c) Estadísticas de terremotos.

5.º *Mapas sismotectónicos y de zonas de sismicidad:* a) Métodos para el trazado de mapas sismotectónicos y normalización, b) Mapas de zonas sísmicas generales, c) Mapas locales de zonas de sismicidad, d) Mapas de frecuencia probable de terremotos.

6.º *Formas y reglamentos para el diseño y la construcción de edificios antisísmicos:* a) Principios generales de diseño de edificios antisísmicos, b) Normas en vigor, c) Tendencias actuales en normas y reglamentos, inspección, etc.

7.º *La vivienda en las zonas sísmicas:* a) Utilización y mejoramiento de los materiales y técnicas de construcción locales, b) Problemas de situación y emplazamiento.

8.º *Alarma y protección contra los maremotos (tsunamis):* a) Sistema de alarma, b) Medidas de protección.

9.º *Estudios de los terremotos sobre el terreno:* a) Encuesta sobre daños estructurales, b) Estudios sismogeológicos, c) Estudios edafológicos, d) Estudios instrumentales, e) Misiones de urgencia.

10. *Educación y formación:* a) Fomento del interés activo en los países sujetos a terremotos, b) Servicios internacionales y nacionales de formación profesional, c) Intercambio internacional de especialistas y estudiantes.

11. *Sesión general:* a) Informes y resoluciones de sesiones anteriores, b) Problemas de organización.

## PRIMER CAMPAMENTO DE GEOLOGIA DE LA UNIVERSIDAD DE GRANADA

Desde la creación de la Sección de Ciencias Geológicas en Granada, existía el proyecto de la realización de Campamentos o Cursos de Geología para los alumnos de la Sección, con participación de geólogos y alumnos de otros Centros.

Al fin, superadas diversas dificultades, este año se logró montar el primero de ellos, que esperamos sea el primer eslabón de una serie ininterrumpida, y que sirvan no sólo para ensanchar nuestros conocimientos geológicos, sino también para establecer una colaboración y unión entre estudiantes que en un futuro no lejano se dediquen a la Geología, sea cual sea su título y sea el centro donde cursaron sus estudios.

Para este primer Campamento se buscó una zona de estudio que tal vez sea difícilmente superable por otra más atractiva e interesante para el año próximo. La sede fue en Diezma, pueblo de la provincia de Granada, situado a 40 kilómetros de ésta, en la carretera de Granada-Murcia, y la zona estudiada se enclava en la Hoja 1.010 (Lapeza) del Mapa Topográfico Nacional.

Al ser un primer Campamento hubo, naturalmente, algunas deficiencias y fallos que se intentarán solucionar para años próximos con la experiencia de los anteriores. Hemos de manifestar que los errores fueron menos de los previsibles, debido a que contábamos con la experiencia de los Campamentos de Geología del Pirineo de la Escuela de Minas, que dirige el Prof. D. José María Ríos, a cuyos organizadores hemos de manifestar nuestro gran agradecimiento por haber puesto a nuestra disposición todo el material de dichos Campamentos. Agradecemos, además, su apoyo y valiosa ayuda personal prestada no sólo en los aspectos científicos, sino también en los de organización práctica.

También hemos de agradecer a diversos organismos y empresas su ayuda, al igual que a diversas personas, cuya relación nominal sería larga, y que se detallará adecuadamente en otras reseñas.

### PARTICIPANTES

La dirección del Campamento corrió a cargo del Prof. Dr. D. José María Fontbote, Catedrático de la Universidad de Granada.

Con él colaboraron en la labor de dirección:

Agregado a la dirección: D. Joaquín del Valle (Inst. Geol. y Min.).

Instructores agregados: D. Manuel María Alvarado (Inst. Geol. y Min.), D. Bernardo García Rodríguez (Univ. Barcelona), D. Juan J. G.ª Rodríguez (Inst. Geol. Min.).

Instructores: D. Florencio Aldaya (Univ. Granada), D. Víctor G.ª Dueñas (Univ. Granada), D. Juan Antonio Vera (Univ. Granada).

Como alumnos participaron 27 de 4.º y 5.º curso de la Sección de Geología de Granada, y 2 alumnos de la Escuela de Ingenieros de Minas de Madrid, presentados por el Prof. Ríos.

### PLAN DE TRABAJO

El día 15 de abril por la tarde se llegó a Diezma, donde se procedió a la distribución de alojamientos. Por la noche, después de la cena, el Dr. Fontbote dio su primera expli-

cación, en la que a la vista del mapa topográfico y de la fotografía aérea se separaron diversas unidades de la Hoja a estudiar.

El día 16 se hizo una primera excursión todos juntos para ir conociendo las distintas unidades representadas en las zonas, y familiarizándose con el estilo tectónico de las mismas.

El día 17 se completó el itinerario del día anterior, que consistía en un corte general del área a estudiar, de manera que se vieron todos los elementos representados en ella.

Para el día 18 estaba previsto el empezar a trabajar por equipos, pero el día amaneció diluviando y el plan fue cambiado. Se hizo una excursión de conjunto al S. de la provincia de Jaén, donde en la carretera de Guadahortuna a Alamedilla pudimos ver un enorme afloramiento de rocas volcánicas básicas, en el cual se distinguen coladas indudablemente subaéreas, y otras, por el contrario, submarinas, existiendo zonas en que el hecho nos habla de una isla volcánica que posteriormente se hundió y sobre ella se depositaron lavas almohadilladas (pillow-lavas) típicamente submarinas. La edad de las erupciones se sitúa en el Eoceno más bien bajo.

El día 19 se empezó el trabajo por equipos. Los componentes se distribuyeron en equipos de tres o cuatro y cada tres equipos trabajaron en una de las tres zonas en que se dividió el área a estudiar, cada una de las cuales estaba dirigida por un instructor con la colaboración de los instructores agregados.

El día 20 se siguió la labor del día anterior, dedicando gran atención a la cartografía detallada, que después era completada con la observación de la fotografía aérea.

El domingo 21 fue el día de descanso, reanudándose el trabajo el lunes 22. Los días 22, 23 y 24 se continuó el reconocimiento de las zonas y el levantamiento geológico de las mismas. Por las noches en el hotel, después de la cena, los instructores de las zonas daban noticia del desarrollo del trabajo. La noche del 24 se dio el resumen final de cada una de las zonas: los instructores presentaron bloques diagramas y cortes generales de las zonas respectivas.

El día 25 se hizo una excursión voluntaria de media jornada para que los componentes de una zona pudiesen ver las otras, a fin de completar mejor las ideas de conjunto. Antes del almuerzo de despedida, el Dr. Fontbote reunió las características geológicas del área que había sido objeto del levantamiento, y encuadró la misma en el conjunto de las Cordilleras Béticas, del que dio brevemente la interpretación general de acuerdo con los hechos observados.

### GEOLOGÍA DE LA REGIÓN

El área estudiada se enclava en la zona Bética s. str., y es un corte muy representativo de dicha zona, ya que desde el núcleo de Sierra Nevada se llegó a Sierra Arana, la cual se puede considerar como límite S. de la zona Subbética. Es pues un corte en el que desde el SE. al NW. se pasa de las unidades más internas a las más externas de esta zona Bética en s. str.

Los datos anteriores publicados eran escasos, pues se reducen a una publicación de Van Bemelen y otra de Fallot-Blumenthal, contando con numerosos datos inéditos del Dr. Fontbote, que con la colaboración de D. L. Quintero, Ingeniero del Instituto Geológico y Minero de España, fue encargado por dicho Instituto del levantamiento de la Hoja 1.010 (Lapeza).

La primera observación de la Hoja nos hace distinguir varias zonas por su desigual topografía (fig. 1).

La región A se caracteriza por unas formas topográficas redondeadas y red. fluvial muy desigual. Corresponde a una región de mibnesquistos constituyentes de la serie de Sierra

Nevada, y la llamada «Mischungszone», ambas de una composición muy similar y de una separación difícil de hacer, ya que sólo pueden aplicarse criterios petrológicos y no muy claros, y en esta región son concordantes ambas series. No obstante, el tramo superior de la Mischungszone se distingue fácilmente, pues se caracteriza por la presencia de niveles de mármoles y no tan característica pero frecuente la presencia de niveles de antibolitas interestratificadas. Como se puede ver en el esquema I, esta serie no fue pisada más que por los equipos de la zona III. En la franja estudiada pudimos ver que se trata en su mayor parte del tramo superior de la Mischungszone como lo indican varios niveles de mármoles, algu-

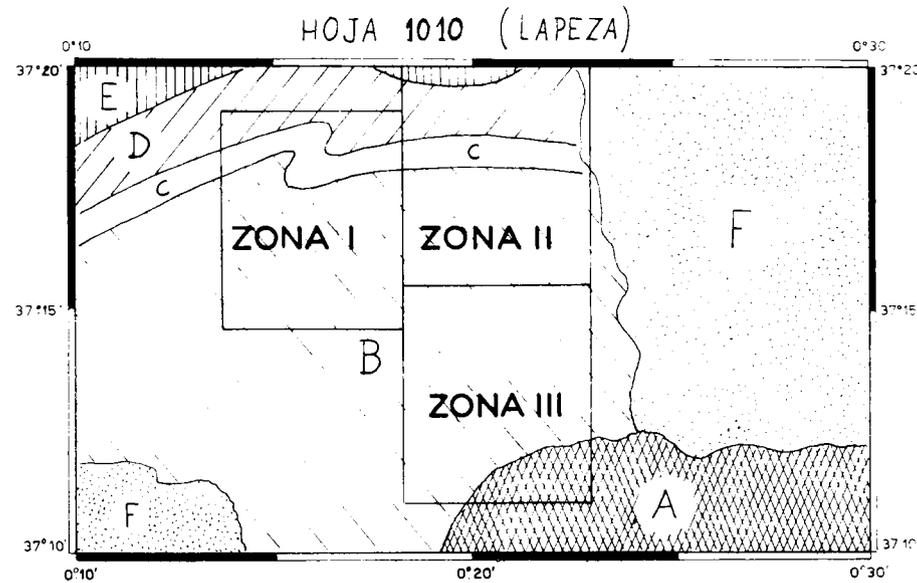


Fig. 1.

nos de los empujes son objeto de explotación. El contacto con la serie de Sierra Nevada (unidad más interna de la zona Bética s. str.) estará próximo a la esquina SE. de la zona III.

La región B (de la fig. 1) se caracteriza por unas formas más quebradas y abruptas, presentando una red fluvial con tendencia a la dirección SW. NE. en los cursos más importantes. La composición litológica es predominantemente calizo dolomítica y su estructura interna es compleja. En líneas generales se trata de la serie triásica de tipo alpujarride, además de otros elementos de otras edades que detallaré. La serie triásica presenta facies un tanto similares a las facies alpinas. Se caracteriza por formaciones calizo-dolomíticas potentes depositadas en regiones lejanas de costas no sólo en el Triás medio, sino en el tipo germanico del Triás, en el que las facies continentales, lagunares o marinas próximas a costas son las predominantes. La base del Triás está marcada por un nivel de filitas grises y violáceas que parecen corresponder al Werfenense y cuya potencia es muy desigual, ya que han desempeñado un gran papel tectónico, pues constituyen el nivel de despegue. Sobre estas filitas vienen unas carníolas que a veces faltan y que nos hablan de una emersión al final del Werfenense, durante la cual se depositan evaporitas. Posteriormente la región se sumergió y se depositó una gran potencia de calizas y dolomías que por las algas que pre-

sentan en regiones próximas podemos asegurar se tratan de Anisense-Noriense, esto es Triás medio y superior.

Otros elementos representados en la región B son unas dolomías blancas sacaroideas. Varios autores habían supuesto que se trataba de un nivel dentro de las calizas y dolomías del Triás, pero actualmente se cree por comparaciones con regiones del SW. de la provincia de Granada estudiadas por Boulin, que se trata de dolomías del Paleozoico inferior, tal vez georgienses. Estas dolomías están asociadas a unos micaesquistos negruzcos que presentan un metamorfismo de mesozona superior, que se parece al de la serie de Sierra Nevada y Mischungszone. Por último, otro elemento representado en esta zona B es una formación caliza de color blanco con niveles de oolitos, y que podemos asegurar se trata de un Liásico. Sobre estas calizas liásicas aparecen en algunos puntos margocalizas rojas que proporcionar ammonites del Toarcense y unas margas con faunas cretáceas y nummulíticas, si bien fuera del área estricta que fue cartografiada.

Tanto las rocas liásicas como las margocalizas toarcenses y las margas cretáceas y nummulíticas, aparecen formando ventanas tectónicas y están rodeadas del Triás alpujarride ca-

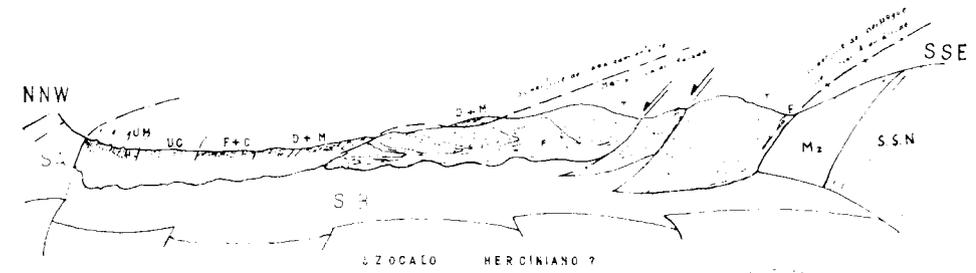


Fig. 2.

balgante. Algunas de las ventanas presentan en su interior isleos tectónicos (klippen) de Triás, que son restos del caparazón que existía allí, aún no barridos por la erosión.

Haciendo un corte en sentido SE. NW., esto es, desde la Mischungszone hacia el exterior de la zona Bética s. str., vemos que el Triás alpujarride presenta unas duplicaciones y escamias a gran escala, pudiendo distinguir varias unidades que bautizamos con nombres locales. Se trata, pues, de zonas donde el Triás alpujarride, ayudado por su nivel de filitas inferior, ha cabalgado sobre sí mismo. Es curioso el hecho de que en las zonas donde las filitas faltan, las dolomías y calizas presentan una kakiritización extraordinariamente intensa, lo cual es lógico, pues al faltar las filitas que habrían actuado a modo de lubricante, el esfuerzo mecánico produjo una enorme fragmentación.

Las dolomías sacaroideas paleozoicas y los micaesquistos negruzcos se encuentran alojados sobre las calizas y dolomías triásicas, tratándose de isleos tectónicos de un nuevo manto, que es el que denominamos Guajar Málaga por las razones que luego se darán.

En resumen, esta región B de la figura 1 presenta un substrato liásico con cretáceo y nummulítico, sobre el que cabalgó el Triás alpujarride en una amplitud de varios kilómetros (unos 12 probablemente). Pero, a su vez, sobre este Triás corrió el manto de Guajar Málaga, cuya traslación fue mucho mayor, del orden de los 50 kilómetros, por lo menos en esta región.

La región C de la figura 1 está constituida por materiales más blandos, que originan formas más deprimidas y suaves. Se trata de la unidad llamada de Cogollos Vega, la cual

está integrada por escamas de Permotrias y Paleozoico no bien datado, pero que a grandes rasgos corresponde sobre todo al medio. La *región D* (fig. 1) es una zona de escamas de Lías con Nummulítico vergentes al Sur. Ambas zonas C y D constituyen la parte alta del manto de Guajar-Málaga, como se puede ver claramente al Sur de Diezma. Los llamados

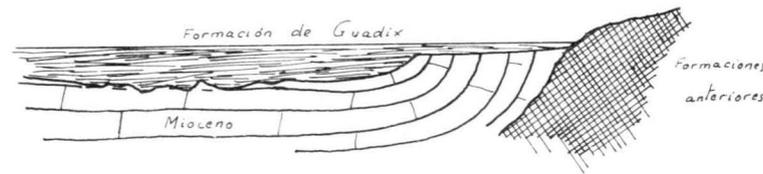


Fig. 3.

mantos de Guajar y de Málaga aparecen allí como partes integrantes de uno solo.

Al NW. de la Hoja tenemos la *región E* (fig. 1), que está formada por un Lías con Malm y Cretáceo; se trata del borde S. de Sierra Arana, siendo materiales aparentemente sub-autóctonos, que constituyen el límite meridional de la zona Subbética.

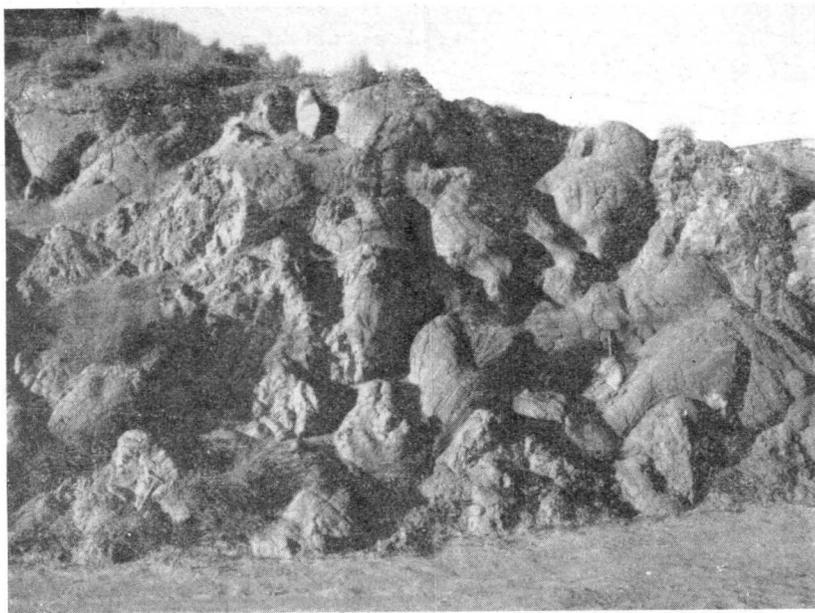


Fig. 4.—Lavas cordadas (Pahohoe) junto a la carretera de Alamedilla a Guardahutuna, unos 4 km. al W de este pueblo. La erupción ha podido ser datada como de edad nummulítica, probablemente y presente. La zona volcánica es una espilita.

(Foto J. M. Foulhk).

Por último, la *zona F* (fig. 1) se caracteriza por extensas plataformas con valles de paredes muy verticales y está formada por terrenos miocenos y cuaternarios. El Mioceno, algo plegado y con discordancias angulares muy espectaculares, está formado por un nivel inferior margoso, y otro superior calcáreo, denominados formaciones de Quentar y Canales,

respectivamente. En la parte E de la Hoja aflora en una enorme extensión, sobre el Mioceno, una formación cuaternaria a la que se denomina formación de Guadix, formada por conglomerados, areniscas, limolitas, limos y arcillas de color rojizo predominante, y que tienen una longitud de afloramiento de 120 kilómetros y unos 40 de altura, extendiéndose mucho más por fuera de la Hoja. Llama la atención el que en el centro de la depresión la formación de Guadix fosiliza un relieve joven, mientras que en los bordes fosiliza uno más erosionado. Esquemáticamente se representa en la figura 2. La deposición de la formación de Guadix se hizo en régimen continental en una cuenca endorreica que posteriormente desaguó hacia el N. por afluentes del Guadiana Menor.



Fig. 5.—Calizas marmóseas replegadas en el tramo alto de la llamada «Mischungszone», junto a las canteras de Padules.

(Foto J. M. Foulhk).

Mediante esta descripción quedan localizadas geográficamente, dentro de la Hoja y denominados por sus nombres, las distintas formaciones que en ella se presentan. Para hacerse una idea exacta del conjunto conviene hacer un corte general en la dirección SE.-NW., ya que ésta es la más representativa por ser paralela a la del esfuerzo principal de la orogenia de la región y aproximadamente perpendicular a los ejes de los pliegues.

Al SE. vemos la primera unidad: serie de Sierra Nevada con su cobertera, la llamada «Mischungszone» (región A del esquema 1). Estas dos series parecen estar desplazadas hacia el NW., quizá por una gran falla inversa. Hay que descartar por completo que estas series constituyen el zócalo de la región, pues hay numerosos argumentos en contra. Todo nos hace pensar que dicho zócalo lo constituyen unos materiales similares al paleozoico de Sierra Nevada y afectados por la orogenia herciniana. Sobre este zócalo herciniano vendría el Subbético interno, el cual se acuñaría debido a la falla inversa que trasladó la serie de Sierra

Nevada y Mischungszone hacia el N-NW. Las pruebas concluyentes de la existencia de este Subbético interno son los afloramientos del mismo, en zonas donde el Triás alpujarride cabalgante ha sido barrido por la erosión, es decir, en las ventanas tectónicas ya indicadas.

Hacia el N-NW., sobre la Mischungszone, se encuentra el complejo alpujarride con sus base de flitas y su potente nivel calcareo-dolomítico. Este complejo alpujarride presenta varias repeticiones, existiendo regiones en donde cabalga sobre sí mismo a gran escala, siendo espectaculares los ejemplos de estos fenómenos en la zona III.

Más al NW encontramos el complejo de Guajar-Málaga, manto de corrimiento de gran envergadura, del cual se presentan isleos sobre el Triás alpujarride. Hasta hace unos años se distinguían la unidad de Guajar y la de Málaga como términos o mantos, pero diversos hechos, especialmente el ya referido corte al S. de Diezma, hacen pensar en una relación íntima entre ambas, de manera que el antes llamado manto de Málaga debe ser considerado como la parte alta del de Guajar. Dentro del manto de Guajar-Málaga se distinguen varias unidades que se detallan en el corte (fig. 3).

El borde NW. del corte lo marca Sierra Arana, que es el límite meridional del Subbético, prescindiendo de sus afloramientos en las ventanas tectónicas.

Vemos, pues, que el corte es el más representativo de la zona Bética s. str., ya que se pasa de su unidad más interna (serie de Sierra Nevada) a la zona Subbética.

La tectónica de la región es, como se puede deducir de estas líneas, fundamentalmente una tectónica de mantos de corrimiento, en la cual podemos distinguir dos elementos indudablemente alóctonos: las unidades superiores del complejo alpujarride y el manto de Guajar-Málaga. Si la Mischungszone contiene también formaciones de edad triásica, no sólo las unidades alpujarrides superiores, sino también las inferiores estarían corridas en gran extensión hacia el N-NE.

Ahora bien, esa estructura en mantos de corrimiento más o menos subdivididos por despegues internos y excavaciones, queda a su vez complicada por efecto de fallas y pliegues de fondo de edad más tardía. La edad de la estructura en mantos de corrimiento es indudablemente anterior al Mioceno medio; muy plausiblemente se ha desarrollado en el Nummulítico, no necesariamente en una sola fase. Las fallas y pliegues de fondo, más tardíos, tienen edad sobre todo neógena.

Esta nota es un resumen total de los resultados geológicos obtenidos en el Campamento, los cuales serán detallados y desarrollados más ampliamente.—J. A. V.

## RESERVAS MINERAS

### RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE BADAJOZ

Por Orden del Ministerio de Industria de 24 de diciembre de 1963, se acuerda lo siguiente: 1.º Reservar provisionalmente a favor del Estado los yacimientos de toda clase de sustancias, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas, que puedan encontrarse en la zona que se designa a continuación: Paraje «La Barraca», del término municipal de San Vicente de Alcántara, de la provincia de Badajoz, donde se reservarán 48 pertenencias con el nombre de «Badajoz decimoctava», tomando como punto de partida un mojón hecho de cemento y ladrillos, incluido, de forma prismática y remate piramidal, de unos 35 centímetros de altura, sito en la finca «La Barraca» y a unos 350 metros de la casa y a dos metros del camino a la casa de «La Barraca». Dicho punto de partida queda fijado por las visuales siguientes: al centro del caballete de la casa de D. Francisco Oranto S. 4 grados 60 minutos E. Al centro de la torre del castillo de Albuquerque, S. 23 grados 44 minutos

O. A la arista derecha de la cancela del cercado próximo a la casa de «La Barraca» N. 38 grados 77 minutos O. Desde el punto de partida, en dirección N. 48 grados 30 minutos O. y a 100 metros se colocará la primera estaca. De la primera estaca, en dirección O. 48 grados 30 minutos S. y a 200 metros, se colocará la segunda estaca. De la segunda estaca, en dirección S. 48 grados 30 minutos E. y a 400 metros, se colocará la tercera estaca. De la tercera estaca, en dirección E. 48 grados 30 minutos N. y a 1.200 metros, se colocará la cuarta estaca. De la cuarta estaca, en dirección N. 48 grados 30 minutos O. y a 40 metros, se colocará la quinta estaca. De la quinta estaca, en dirección O. 48 grados 30 minutos S. y a 1.000 metros, se vuelve a la primera estaca, quedando así cerrado un rectángulo de 1.200 × 400 metros, con un total de 48 hectáreas o pertenencias solicitadas. Todos los rumbos se refieren al Norte verdadero y son centesimales.

### RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE MADRID

Por Orden del Ministerio de Industria de 20 de enero de 1964, se ha acordado lo siguiente: 1.º Reservar provisionalmente a favor del Estado los yacimientos de toda clase de sustancias, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas, que puedan encontrarse en la zona que se designa a continuación: En el término municipal de Colmenar Viejo, de la provincia de Madrid, se reservarán 500 pertenencias, con el nombre de «BENI-1». Punto de partida, mojón correspondiente al kilómetro 1 de la carretera local de Colmenar Viejo a Gualda de la Sierra. Desde el punto de partida, en dirección S. y a 850 metros, se colocará la primera estaca. De la primera estaca, en dirección O. y a 2.000 metros, se colocará la segunda estaca. De la segunda estaca, en dirección N. y a 2.500 metros, se colocará la tercera estaca. De la tercera estaca, en dirección E. y a 2.000 metros, se colocará la cuarta estaca. De la cuarta estaca, en dirección S. y a 1.650 metros, se vuelve al punto de partida, quedando así cerrado un rectángulo de 2.500 × 2.000 metros con un total de 500 hectáreas o pertenencias. Todos los rumbos se refieren al Norte verdadero.

### RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE CACERES

Por Orden del Ministerio de Industria de 24 de diciembre de 1963, se acuerda lo siguiente: 1.º Reservar provisionalmente a favor del Estado los yacimientos de toda clase de sustancias, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas, que puedan encontrarse en la zona que se designa a continuación: Paraje «Dehesa de Nuestra Señora», del término municipal de Navas del Madroño, de la provincia de Cáceres, donde se reservarán 78 pertenencias con el nombre de «Cáceres treinta y nueve», tomando como punto de partida un mojón de cemento y ladrillo, enlucido, de forma prismática y remate piramidal, de unos 35 cm. de altura, sito en la finca «Dehesa de Nuestra Señora», del término municipal de Navas del Madroño, a unos 150 m. del camino de la Carvajala y junto a un camino de acceso a la finca. Dicho punto de partida queda fijado por las visuales siguientes: Al vértice geodésico Concorrona N. 11 grados 19 minutos O. Al centro de la chimenea de la casa de Nuestra Señora, O. 39 grados 50 minutos. Al centro de la chimenea de la casa de Los Pinos, E. 8 grados 67 minutos N. Desde el punto de partida, en dirección E. 44 grados S. y a 300 metros, se colocará la primera estaca. De la primera estaca, en dirección N. 44 grados E. y a 800 metros, se colocará la segunda estaca. De la segunda estaca, en dirección

O. 44 grados N. y a 600 metros, se colocará la tercera estaca. De la tercera estaca, en dirección S. 44 grados O. y a 1.300 metros, se colocará la cuarta estaca. De la cuarta estaca, en dirección E. 44 grados y a 600 metros, se colocará la quinta estaca. De la quinta estaca, en dirección N. 44 grados E. y a 500 metros, se vuelve a la primera estaca, quedando así cerrado un rectángulo de 1.300 × 600 metros, con un total de 78 hectáreas o pertenencias solicitadas. Todos los rumbos se refieren al Norte verdadero y son centesimales.

Notas bibliográficas

## CRIADEROS

HAROLD A. QUINN: *Geology Minerals and Mining Industry of Ethiopia*. «World Mining», Febrero 1964, págs. 34 a 41.

Los principales productos minerales de Etiopía son: oro, platino, sal, cemento, cal y hierro. El potasio llegará a ser el principal mineral una vez que la mina subterránea, ubicada en la depresión de Dallol (concesión de Ralph M. Parsons) alcance, junto con la fábrica y los medios de transporte, el volumen de producción programada para 1965. El Ministro de Minas anunció un programa para elevar la producción en los placeres de oro en 1964. Desde el punto de vista geológico, el 21 por 100 de la superficie del país corresponde con afloramientos de rocas precámbricas; grandes afloramientos de rocas mesozoicas se encuentran sobrepuestas por basaltos en la meseta de edad terciaria. Tanto el vulcanismo como la orogenia tuvo lugar durante el Oligoceno. Rocas volcánicas recientes de edad cuaternaria cubren gran parte de los basaltos. La característica estructural más reciente es el «rift Valley». Las evaporitas se encuentran en la depresión de Dallol.

JOSÉ SUÁREZ FEITO: *Criaderos de uranio y torio. Tierras raras*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. 104 págs. 1963.

Era fundamental para la Escuela de Ingenieros de Minas contar con una obra donde se estudiaran los criaderos de los minerales de una serie de metales puestos de actualidad con motivo de los estudios nucleares.

La obra está dividida en los capítulos siguientes: Clases de criaderos de uranio. Criaderos hidrotermales de uranio. Ciclo del uranio y génesis. Criaderos sedimentarios. Principales características de los criaderos españoles. Indicadores de los minerales de uranio. Criaderos de torio. Indicadores de los minerales de torio. Elementos de las tierras raras. Características de los minerales radiactivos. Descripción de los minerales de uranio y torio.

Termina la obra con un capítulo dedicado a la determinación de edades, indicando las técnicas actuales y el fundamento del espectrógrafo de masas como instrumento fundamental para las dataciones.—L. DE A.

JOSÉ SUÁREZ FEITO: *Prospección de minerales radiactivos*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. 208 págs. 1963.

Entre las técnicas utilizadas en la cateadura de minerales, hay algunas que son específicas de los minerales radiactivos, fundamento de la preparación de esta obra.

Comienza con los fundamentos de los aparatos utilizados en prospección de los minerales radiactivos: sistemas basados en la ionización de gases, cámaras de ionización, contadores proporcionales, contadores Geiger, contadores no auto-extintores, circuitos electrónicos asociados.

Pasa revista a los métodos de prospección aérea, geoquímica, geofísica, geobotánica, hidrogeoquímica, radiométrica.

Considera los métodos de análisis radiométricos, espectrofotométricos, de la gota. En esta obra se da un compendio de los conocimientos necesarios para la cateadura de minerales con elementos de las familias radiactivas largas.—L. DE A.

PAUL E. POTTER and F. J. PETTIJOHN: *Paleocurrents and basin analysis*, 296 págs., 230 figuras en el texto y 30 láminas fotográficas, 16 x 25 cm. Springer Verlag, Berlin Göttingen-Heidelberg, 1963.

Esta obra, que traducimos así: *Paleocorrientes y análisis de cuencas sedimentarias*, es una síntesis, puesta al día, de los trabajos más recientes, completos e interesantes, hechos por estos mismos autores y por muchos otros contemporáneos de los que vienen estudiando las formaciones geológicas de sedimentos clásticos desde el punto de vista de sus estructuras constituidas por los diversos medios de transporte. Reconocido su origen, como procedentes de la demolición de países emergidos, los depósitos detríticos que se han ido acumulando en el curso de las edades geológicas, con sus espesores que varían desde pocos metros hasta muchos kilómetros, muestran en su masa signos que permiten interpretar los medios de que se han servido, los caminos utilizados y los episodios que debieron realizarse hasta que sus partículas se detuvieron en el punto en donde las halla ahora el investigador.

Autores ya bien conocidos y acreditados por sus libros de texto usados en las universidades americanas y europeas, en la obra actual se nos ofrece a todos, lo mismo estudiantes que investigadores largo tiempo consagrados a las tareas geológicas, un compendio cómodo y detenido de los problemas y métodos para resolverlos, existentes en la magna cuestión que plantean los grandes depósitos detríticos de todas las edades geológicas. Dando por adquiridas las nociones generales sobre los sedimentos clásticos, los autores tratan de concentrar su atención en el estudio de las corrientes fósiles y de todo cuanto contribuya a su más segura interpretación.

La obra comprende once capítulos. En el *primero*, dedicado a la Introducción, se exponen los objetivos perseguidos, las aplicaciones prácticas que pueden hallar en el estudio de las formaciones sedimentarias, con su inmediata comprobación en la búsqueda de yacimientos minerales, petróleo, carbón, agua, de propiedades geofísicas y tectónicas. Se definen a continuación las propiedades que cabe distinguir en el análisis de las paleocorrientes (atributivas, escalares, direccionales, tensoriales).

El *capítulo segundo* se destina a la historia de las investigaciones sobre las corrientes fósiles, iniciada en los tiempos de Hutton, y continuada por los de Lyell, Hall y Sorby, hasta llegar a los tiempos actuales, donde son ya muy numerosos los trabajos dedicados a señalar las direcciones de las corrientes sedimentarias en áreas de gran extensión. Es interesante comprobar el rápido progreso hecho por los investigadores norteamericanos en el estudio de la facies «flysch», término desconocido por ellos hasta fechas recientes (como se ve en las obras de Krumbein and Pettijohn, *Manual of sedimentary Petrography* del año 1938; Shrock, *Sequence in layered Rocks*, del año 1948; Krumbein and Sloss, *Stratigraphy and Sedimentation*, del año 1951. Las citas de este vocablo registradas en el índice de Twenhofel, *Treatise on Sedimentation*, en la segunda edición (año 1952) son cuatro. En el índice de la obra que ahora reseñamos, «flysch» ocupa el tercer lugar, con dieciocho citas, a continuación de «depósitos turbiditas», con diecinueve, y de «depósitos fluviales», con veintidós).

El *capítulo tercero* trata de «fábricas y propiedades geofísicas». Ya se dan cuenta claramente los autores de las dificultades que sugiere la simple traducción al inglés de este tan sugestivo concepto de «Gefüge», al que tanto desarrollo ha dado Bruno Sander con su obra *Gefügekunde*, editada en 1930 y no siempre acertadamente aplicada a los problemas geológicos por sus seguidores. La más directa y sencilla traducción de «Gefüge» es: estructura, textura, y así aparece también en inglés junto con otros sinónimos («joining, construction, frame»). Las sutiles distinciones que hacen los petrógrafos entre estos diversos términos, especialmente entre estructura y textura, induce a los autores norteamericanos al empleo de «fábrica» que así, limitadamente, en Petrología sedimentaria, se refiere a la distribución y orientación espacial de los elementos que la integran. A su vez, por «elemento de fábrica» de una roca sedimentaria debe entenderse lo mismo un simple cristal que un fragmento detrítico, un fósil o cualquiera otro componente, con tal que se comporte como una unidad independiente respecto a la fuerza aplicada (según definición adoptada por Fairbairn en 1949). Se ve así que el concepto «fábrica» introduce la noción vectorial, lo que lleva a distinguir en seguida la fábrica isotrópica de la anisotrópica y todo cuanto cabe estudiar en la Mecánica aplicada a la Geología. Se describen los sistemas de referencia adoptados, basados en el de Sander, los conceptos de simetría, las fábricas formadas por las tilitas y gravas, la orientación impuesta por las paleocorrientes a los fósiles, las fábricas constituidas en las arenas, areniscas y en los sedimentos arcillosos. Finalmente, se estudian las propiedades geofísicas que pueden observarse en las fábricas sedimentarias, especialmente en las anisotrópicas.

El *capítulo cuarto* se dedica a la interpretación de la sedimentación entrecruzada y de las rizaduras de oleaje (riplemarks). Precede una introducción breve y luego otra a la historia de los estudios sobre la estratificación entrecruzada. Se recopilan los datos de los mapas publicados sobre esta clase de estratificación en un cuadro, que abarca cerca de seis páginas. La suma de las medidas efectuadas por los autores anotados pasa de 150.000. Sigue la descripción de los distintos tipos de estratificación entrecruzada y la interpretación de tal estructura. Los riplemarks son tratados con análoga extensión y método.

En el *capítulo quinto* se analizan las estructuras lineales. Bajo este término se agrupan sobre todo los relieves y depresiones conservados en la cara inferior de los estratos de origen orgánico, que Seilacher llama, convencionalmente, «marcas», para distinguirlas de las «pistas, rastros, huellas» dejadas a su paso por animales, reptadores principalmente (véase Seilacher: *Aportaciones al estudio de la facies «flysch»*, «Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España», número 72, Madrid, 1964). Son estas marcas las «Sole Marks» o «Substratal lineations» de Potter y Pettijohn, que estos autores dividen luego en variedades, cuyos términos ingleses encuentran aceptación general, pero que son susceptibles de traducción correcta. En el cuadro 51 están clasificadas las distintas marcas de cara inferior (Sole Markings) y las estructuras con ellas relacionadas.

El término «flute cast» obliga a los autores a una discusión preliminar. Prescindiendo en gran parte de trabajos anteriores, anotan los vocablos en alemán y en inglés más usados hasta ahora: Häntzschel, 1935, «Fließwülste»; Rücklin, 1938, «Zapfenwülste»; Shrock, 1948, «lobate rill mark»; Rich, 1950, «flow mark»; Bokman, 1953, «scour fingers»; Rich, 1951, Crowell, 1953, «flute cast»; Kingma, 1958, «scour cast»; Wood and Smith, 1959, «vortex-cast». En general se ha impuesto el término «flute cast», no sólo entre los autores de lengua inglesa, sino entre los extranjeros. Es interesante la advertencia de Potter y Pettijohn sobre la incorrección de este término al confundir los conceptos molde y relleno que su uso significa. Entre otras formas de relieves de cara inferior se anotan también en este capítulo las lineaciones glaciares.

El *capítulo sexto*, de gran extensión, establece en su introducción la clasificación de

las formas estudiadas. Son todo «estructuras deformacionales», salvo las del grupo primero, que considera los estratos indeformados. El grupo comprendido en la clase del número 2 lleva el nombre genérico de «load casts», que ya desde su aparición en 1953 (Kuenen) ha suscitado objeciones por parte de varios autores. En español podríamos traducirlo por «molde de gravedad», «molde de carga». De nuevo observan aquí los autores que el término «cast» significa el relleno de un molde y, como por su modo de formarse no resulta de haberse colmado de materia un molde vacío, tal término es incorrecto. De aquí que Sullwold (1959, 1960) propusiera el término «load pocket», que en español equivale a «bolsa de carga, bolsa, o saco, de gravedad». En alemán, Plessman, 1961, lo traduce por «Belastungsmark», es decir, en español por «marca de carga, marca de gravedad».

Claramente se ve que el peso, es decir la gravedad, es el factor principal de estas formas de fuerte relieve que se encuentran en la base de las capas de arenisca, las cuales reposan sobre otros sedimentos de materiales más plásticos al tiempo de formarse aquéllas. Se describen diversas formas de moldes de gravedad. A continuación se estudian las estructuras en bola y almohadilla («Ball-and-pillow» Structures), la laminación convoluta, los deslizamientos. Por último, se describen los diques de areniscas y estructuras afines, que constituyen ejemplos de gran rareza en las series sedimentarias, lo mismo que los «volcanes de arena».

El capítulo séptimo trata de las «estructuras direccionales internas y de la figura o forma de los cuerpos sedimentarios». Señalan los autores el especial interés que tiene el poder obtener la mayor cantidad de datos posible sobre la disposición interna de las grandes masas de sedimentos detríticos, a fin de mejorar la exploración subsiguiente del petróleo, del agua subterránea, de los minerales acumulados en placeres como los auríferos y uraníferos, etc. La forma dominante de las acumulaciones detríticas de origen continental son los rellenos de los valles fluviales, en donde los métodos sedimentológicos han resultado de gran utilidad.

El capítulo octavo comprende el estudio de los «sistemas de corrientes» mediante la cartografía de los datos aislados obtenidos en depósitos clásticos, de las anomalías y discordancias y de las direcciones estructurales. Los datos que pueden cartografiarse son, en principio, de dos tipos: atributivos y escalares. Se estudian los métodos, las relaciones que existen entre la dispersión de los minerales y los sistemas de corrientes detríticas, la dispersión en relación con las propiedades escalares, el tamaño y redondez de los granos minerales, los mapas de espesores y litofac. Unos cuantos ejemplos contribuyen a aclarar los resultados que cabe esperar de los métodos aquí propuestos.

El capítulo noveno se dedica al estudio de los siguientes enunciados: el análisis de la cuenca sedimentaria y el modelo sedimentario.

Una vez adquiridos los resultados obtenidos según los distintos aspectos investigados en los capítulos anteriores, el geólogo aspira a descubrir leyes generales, a establecer teorías de amplitud grande y así uno de sus primeros pronósticos es definir la forma y dimensiones de la cuenca sedimentaria que ha dado origen a los depósitos estudiados. Se reconoce de este modo la íntima relación que la paleogeografía tiene con esta cuestión. A fin de concentrar la atención sobre los puntos principales del problema se establece el concepto de «modelo sedimentario» que, a diferencia de otros, guiados por la observación (el de geosinclinal, en donde el modelo se basa en la estructura de los Apalaches; el de los mantos de corrimiento, basado en la tectónica alpina), el propuesto por los autores se basa más bien en nociones generales y deductivas pero guiadas, sobre todo, por los resultados adquiridos en la investigación de las paleocorrientes y en la tectónica regional.

Se describen: el modelo glacial continental, el modelo de cuenca central apalachiana,

los modelos chesteriano (cuenca del Illinois) y gulfiano (cuenca del Mississippi), las cuencas de sedimentos turbiditas. Las implicaciones que el concepto de modelo sedimentario significa para su aplicación práctica, son objeto de consideraciones interesantes al final de este extenso capítulo.

El capítulo décimo se destina a la descripción de los métodos de estudio. Tras una corta introducción, he aquí los títulos de los temas propuestos: Recolección de datos. Corrección de datos en regiones afectadas tectónicamente. Sumario estadístico y análisis. Provincias minerales.

Cada uno de los capítulos lleva al final un resumen que facilita la mejor comprensión de lo tratado por extenso. Asimismo, al fin de cada capítulo figura una bibliografía detallada sobre los temas de éste estudiados. Tres índices (de autores, de formaciones, de materias) y la explicación de las treinta láminas fotográficas terminan el texto. Las láminas, a toda plana, son excelentes documentos fotográficos de estructuras sedimentarias (estratificación entrecruzada, riplemarks, marcas de cara inferior al principio de esta reseña sobre la utilidad que nos ofrece esta obra a todos en la investigación de las series sedimentarias.

La presentación es perfecta, tradicional en la casa editora.—J. G. DE ILL.

## GEOLOGIA

JAMES H. ZUMBERGE, PH. D.: *Elements of Geology*. Presidente del Grand Valley College Allendale, Michigan. 325 hojas de texto, 17 de índices, 15 cuadros generales y abundantes figuras. Cuarto mayor. 2.ª edición 1963. Ed. John Wiley and Sons Inc. New York-London.

Este manual de geología constituye una introducción al estudio de las ciencias geológicas enfocado desde un punto de vista práctico, de modo que contiene la necesaria información acerca de los principios fundamentales de la Geología y señala las tendencias modernas, sin extenderse en pormenores, innecesarios en una introducción.

Empieza el autor por hacer una breve historia de los principios que informan la ciencia geológica, tanto con una breve descripción del desarrollo histórico de la misma, apoyada en sus hitos fundamentales, como con el señalamiento de sus principios lógicos y de sus fines.

Divide su texto en las dos partes clásicas para la geología pedagógica: geología dinámica y geología histórica.

Comienza la geología dinámica con una exposición del lugar y papel de la Tierra en el Universo, y en el sistema solar, examinando las teorías que tratan de explicar su origen. Expone después las principales características de nuestro globo. Se ocupa a continuación de la composición de la corteza con una descripción somera de los principales minerales y rocas constituyentes, que ilustra con cuatro bellas láminas en color. Describe los orígenes y características más importantes de los tres grupos fundamentales de rocas: ígneas, sedimentarias y metamórficas. A continuación expone los fundamentos de la geología estructural, reuniendo en este concepto tanto su expresión, mediante los mapas, cortes y bloques diagramáticos geológicos, como los principales elementos estructurales, tales como bloques y fallas, con ilustraciones abundantes y muy claras.

En el siguiente capítulo se ocupa de las fuerzas que intervienen en los fenómenos geológicos, tanto internas como externas, comenzando por las primeras. Expone las diferentes teorías de la contracción, de la migración de las masas continentales, de las corrientes de

convección, y las gravitativas. En el estudio de las fuerzas expone, en líneas generales, cuál es su función.

El siguiente capítulo está dedicado al estudio de los fenómenos volcánicos y de la estructura del interior del globo, así como de la sismología.

La acción de los agentes meteorizantes y los tipos y constitución de los suelos son el objeto del siguiente capítulo.

Los siguientes se dedican sucesivamente a la descripción de los fenómenos relacionados con las aguas subterráneas, acción geológica de los cursos fluviales, de los hielos glaciares y de los mares en las costas.

En la segunda parte expone, en primer lugar, los principios fundamentales de la geología histórica, con la ley del uniformismo de los fenómenos, o actualismo geológico, principios de antecendencia, y sistemas de establecimiento de edades absolutas y relativas de las rocas y de los fenómenos geológicos; expone cuál es el objeto de la paleogeografía y cuáles son sus principios, y dedica unas páginas al estudio de los métodos paleontológicos basados en el principio de la evolución. Expresa los resultados en una escala básica de la evolución de los tiempos geológicos.

En los capítulos siguientes describe las épocas geológicas desde la actual, dedicando un capítulo a cada era.

La obra está profusamente ilustrada con grabados de línea o fotogramas, de gran claridad. El papel y la impresión son excelentes. Las bibliografías son parciales, al final de cada capítulo.

Se trata de una obra muy recomendable para el nivel de grado medio que representa.—  
J. M. R.

PAQUET, J.: *Le contact frontal du Subbétique au Sud du Rio Segura (région de Calasparra, province de Murcie, Espagne)*. «C. R. Acad. Sc.», t. 256, págs. 5599-5602, 24 junio 1963.

El acarreo de la Subbética sobre el autóctono prebético en la región de Calasparra, definido hace tiempo por P. Fallot al norte del río Segura, se extiende en realidad al sur de este río. Sigue el frente del cabalgamiento de manera continua, de Caravaca hacia el oeste de Cieza, en más de 40 km. El análisis de las series estratigráficas heterópicas de las diferentes unidades confirma y precisa la importancia del acarreo subbético, el mayor accidente del sur de España.—F. M. M.

PAQUET, J.: *Subdivisions principales du Prébétique et du Subbétique au Sud-Est de Caravaca (province de Murcie, Espagne)*. «C. R. Acad. Sc.», t. 256, págs. 458-460, 7 enero 1963.

La Prebética autóctona de Moratalla está cabalgada al nor-este de Caravaca por la unidad intermediaria de La Puerta, donde la serie estratigráfica está definida. El dominio subbético, cabalgando esta unidad intermediaria, se subdivide en dos conjuntos: uno, la Subbética norte, soportando una lámina triásica, posee un Jurásico calizo, un Cretáceo y un Nummulítico margoso; el otro, la Subbética sur, posee un Jurásico medio y superior, un Cretáceo margoso y un Nummulítico calizo.—F. M. M.

SIMOS, O. J.: *Geological Investigations in the Sierra de Almagro, South-Eastern Spain*. Drukkerij en Uitgeverij «St. Michael» St. Michielsgestel, 1963.

La presente tesis comprende los resultados de investigaciones geológicas efectuadas en la Sierra de Almagro en el curso de los años 1958, 1959, 1960 y 1961. Dicha Sierra se halla situada en la parte sureste de la zona bética «sensu stricto» de las Cordilleras Béticas. Distingúense en esta zona tres unidades tectónicas sobrecorridas, a saber, de abajo arriba: 1) las Nevado-Filábrides, 2) las Alpujarrides y 3) el Bético de Málaga. En el área objeto del estudio se presentan rocas pertenecientes a los últimos complejos. Existe además una unidad separada que, en opinión del autor, no guarda correlación con ninguna de las unidades recién aludidas de las Cordilleras Béticas, y para la cual se sugiere el nombre de «unidad Almagro». Finalmente se presentan rocas más recientes, depositadas después del emplazamiento de las diversas unidades tectónicas en la Sierra de Almagro.

El complejo alpujarride en las Cordilleras Béticas se compone de esquistos, cuarcitas, mármoles y gneises presilurianos medianamente metamórficos, sobre los cuales yacen filitas y cuarcitas paleozoicas (? devono-carboníferas?) que acusan un grado bajo de metamorfismo, filitas y superior. Sedimentos más recientes, es decir, liásicos, fueron encontrados hace algunos años en la parte oeste de la zona bética s. s. (en los Rondaides), en una secuencia que, según todas las apariencias, puede atribuirse al complejo alpujarride.

El Bético de Málaga, tanto en las Cordilleras Béticas occidentales como en su contraparte en el África del Norte, se compone de gneises, mármoles, cuarcitas, esquistos y filitas presilurianas y de argilitas, calizas, grauwacas y conglomerados silurianos, devonianos y carboníferos que acusan poco o ningún metamorfismo. En disposición discordante con éstos, siguen rocas permotriásicas, de color generalmente rojo, a saber: conglomerados, areniscas y argilitas que localmente están asociadas con yeso. Sirven de base, a su vez, a una secuencia de rocas mesozoicas y del Terciario antiguo que consiste principalmente de calizas y dolomitas.

En la Sierra de Almagro cabe distinguir, de abajo arriba, cinco unidades tectónicas, a saber: las unidades Almagro, Ballabona, Cucharón, Variegato y otra unidad que puede considerarse como parte del Bético de Málaga. Estas cinco unidades contienen todas sedimentos permotriásicos y triásicos. Rocas prepermotriásicas sólo se encuentran en las dos unidades tectónicas más altas: en la unidad Variegato aparecen rocas presilurianas y paleozoicas (? devono-carboníferas?) y en la unidad Bético de Málaga, rocas devono-carboníferas. Sedimentos postríasicos, a saber: jurásicos, cretáceos y del Terciario antiguo, sólo se encuentran en la unidad Bético de Málaga. Rocas básicas intrusivas aparecen en las unidades Almagro, Cucharón y Ballabona. Su edad exacta se ignora, pero lo más probable parece ser que pertenecen al Mesozoico. A las rocas sedimentarias depositadas después del emplazamiento definitivo de las unidades tectónicas en la Sierra de Almagro sólo va dedicado un comentario breve, ya que H. Völk está estudiando su estratigrafía en detalle. El detrito terrígeno en esta secuencia permite hacer en el campo una bipartición de fácil cartografía. En los sedimentos neógenos más antiguos en el área objeto de las investigaciones, se encontró exclusivamente detrito originario de rocas de las unidades Variegato y Bético de Málaga. En las rocas neógenas más recientes aparece principalmente detrito de rocas del complejo Nevado-Filábride. Finalmente se presentan también diversas formaciones cuaternarias.

Las cinco unidades tectónicas mencionadas arriba se distinguen entre ellas por su estructura litológica y por la diferencia, a menudo escasa, en sus respectivos grados de recristalización alpina, manifestándose estas diferencias con mayor claridad en las formaciones permotriásicas presentes en cada una de las cinco unidades. La unidad Almagro se distingue de

las otras que forman parte de la Sierra de Almagro por la presencia de lechos de yeso y cuarcita estratigráficamente intercalados en el Triásico medio. Estudios detallados demuestran que es innegable la diferencia entre las unidades Ballabona y Cucharón por lo que se refiere a su estructura litológica y a su grado de recristalización. Sin embargo, vistas en un contexto estructural más amplio, es tan grande la afinidad que presentan, que podrían ser consideradas como partes de una sola gran unidad tectónica.

El orden en que se presentan las diversas unidades tectónicas en la Sierra de Almagro no resulta ser idéntico en todas partes. Esto se debe a movimientos alpinos relativamente recientes que se produjeron una vez terminada la fase principal de cabalgamiento que condujo a la acumulación original de los diversos complejos. En opinión del autor, la sucesión de las unidades que se distinguen en la Sierra de Almagro, antes de dichos movimientos recientes, era, de abajo arriba: Almagro, Ballabona, Cucharón, Variegato y Bético de Málaga (unidad). De todas estas unidades es la de Almagro la que posee la tectónica menos complicada, mientras que la Ballabona sufrió la influencia más fuerte de movimientos diferenciales. El yeso contribuyó no poco al carácter localmente caótico de la estructura de las unidades Ballabona y Cucharón.

Las formaciones que integran la unidad Variegato corresponden exactamente a las del manto de Gádor que Westerveld ha señalado en las Alpujarras y que, según dicho autor, reviste el carácter alpujarride más típico. Las rocas de las unidades Cucharón y Ballabona revisten a menudo un hábito alpujarride menos característico. Cree, sin embargo, que los resultados de las investigaciones efectuadas hasta ahora en la región permiten considerar estas unidades como partes de un complejo alpujarride. Los argumentos más importantes que apoyan su opinión son el, desde el punto de vista regional, bajo grado de recristalización que presentan las rocas de dichas unidades y su gran semejanza con secuencias encontradas en otras partes de las Cordilleras Béticas y que, por regla general, se consideran como partes del complejo alpujarride.

A base de las investigaciones llevadas a cabo en la Sierra de Almagro, lo más probable parece ser que las rocas que integran la unidad Almagro fueron depositadas, en un principio, al norte de la zona de depósito de las rocas del complejo Nevado-Filábride. No obstante, queremos hacer hincapié en la necesidad de realizar investigaciones detalladas en áreas vecinas, a fin de obtener más seguridad sobre la posición tectónica de esta unidad.

En resumen, y también en virtud de investigaciones efectuadas fuera del área de la que se ocupa, el orden más verosímil de las respectivas zonas de depósito de las rocas de las diversas unidades parece ser el siguiente:

<i>Aparecen en la Sierra de Almagro</i>	<i>No aparecen en la Sierra de Almagro</i>
N.	Prebético.
Unidades Almagro.	Determinadas partes del Subbético s. l.
Unidad Ballabona.	Unidades Nevado-Filábrides.
Unidad Cucharón.	
Unidad Variegato.	<i>Complejo Alpujarride</i>
Bético de Málaga.	
S.	;) Determinadas partes del Sdbético. s. l.?

La determinación de la edad de las diversas fases alpinorogénicas tropieza con grandes dificultades, debido a la falta de sedimentos posttriásicos en la unidad Almagro y en las unidades alpujarrides, a la incertidumbre que existe con respecto a la edad de las rocas básicas

intrusivas y al desconocimiento, por el momento, de la edad exacta de los sedimentos postorogénicos. En todo caso sabemos que las unidades alpujarrides en la Sierra de Almagro vinieron a ocupar su posición después de la intrusión de las rocas básicas intrusivas. El cabalgamiento del Bético de Málaga se efectuó en el Oligoceno (superior) o en el Neógeno inferior. El hecho de que cada una de las diversas unidades, desde el punto de vista regional, se caracterice por su propio grado de recristalización, implica que el metamorfismo cinemático se produjo antes del emplazamiento definitivo de las mismas. Además, el metamorfismo cinemático precedió a la formación de las brechas típicamente tectónicas (es decir, las «margas conglomeráticas» a las que se referían algunos investigadores holandeses anteriores), que con toda probabilidad se originaron durante los movimientos horizontales recientes y que han sido la causa del trastorno de la secuencia tectónica «original» de las diversas unidades. Después de la formación de dichas brechas, se ha producido un débil metamorfismo estático.

La extensión de los diversos complejos tectónicos es tratada a base de un mapa tectónico que abarca gran parte de la zona bética. Se comenta además la extensión probable de las unidades que se distinguen en la Sierra de Almagro, con referencia, entre otras cosas, a una posible prolongación de la unidad Almagro hacia el noreste de la zona bética s. s.

Esta tesis comprende una amplia información bibliográfica por orden alfabético y trece páginas de buenas fotografías, acompañándola además un mapa geológico a escala 1:25.000, mapa de situación con nombres topográficos y otro con geología a escala aproximada 1:750.000.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Probable orla mesozoica-terciaria submarina en el NW. de la Península Hispánica*. «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.» (G.), 61, 231-238, 1963.

Una recogida de muestras de los fondos, frente a las costas gallegas de las Rías Bajas, ha permitido la determinación de algunas especies de microfauna fósil del Eoceno. Este hallazgo planteó el problema de la posible existencia de restos de depósitos rocosos de edad eocena, según opinión de G. Colom, que descansasen sobre el borde de la plataforma continental y a profundidades pertenecientes al talud.

Se exponen en este trabajo los hechos y circunstancias que hacen posible la existencia de depósitos eocenos bajo el Atlántico en tales parajes, así como la sospecha de que bordeando por fuera el macizo gallego exista una orla mesozoica terciaria, más o menos destruida, que sea la continuación de la orla mesozoica atlántica portuguesa y prolongación hacia el Occidente de las formaciones mesozoico-terciarias que ocupen el litoral cantábrico del Cabo de Peñas.—F. M. M.

ASENSIO AMOR, I. y DIAZ GÓMEZ, J.: *Condiciones de transportes de aluviones en la cuenca alta del río Aulencia*. «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.» (G.), 61, 215-229, 1962.

Las modalidades del transporte de materiales en la cuenca alta del río Aulencia (Arroyo del Batán), utilizando el método de Geomorfología dinámica propuesto por Tricart, es el objeto de este trabajo; consiste el método, en una asociación de observaciones directas sobre el terreno y la aplicación de técnicas sedimentológicas que ayuden a reconstruir los procesos morfogénicos y las condiciones hidrodinámicas.—F. M. M.

ROSO DE LUNA, I.: *Contribución al estudio geomagnético del Sahara español*. «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.» (G.), 61, 239-245, 1963.

Comprende este trabajo un estudio fotogeológico y tectónico de la zona sureste del Sahara español. Teniendo en cuenta las alineaciones observadas en la fotografía aérea y las consideraciones teóricas referentes a las pautas geomagnéticas de disyunción, se establece la situación y posición relativa de la disyunción de los bloques del basamento.

El estudio aporta datos nuevos para el conocimiento actual de la tectónica geomagnética del continente africano. El autor piensa que el patrón geomagnético conocido para la zona puede continuar con características similares debajo de los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios que aparecen en el noroeste de la zona estudiada.

Deben de tenerse muy en cuenta estas circunstancias estructurales para el planteamiento de programas de prospección de petróleo, aguas subterráneas y yacimientos minerales.—F. M. M.

ALÍA MEDINA, M.: *Rasgos estructurales de la Baja Extremadura*. «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.» (G.), 61, 247-262, 1963.

La región que se estudia se encuentra situada al S. de la provincia de Badajoz y N. de la de Huelva; se han localizado en ella las siguientes unidades mayores estructurales: dos anticlinorios, el de Olivenza-Monesterio y el de Alconchel-Higuera; y un conjunto meridional, que denominamos frente de Aracena-Almadén de la Plata. Entre los anticlinorios y este frente se encuentra un sinclinorio de materiales silúricos y en parte devónicos y carboníferos, y al N. del anticlinorio más septentrional el de Olivenza-Monesterio, otro sinclinorio de parecido significado y constitución.

El análisis de estas unidades ha llevado a la conclusión de que el frente de Aracena corresponde a una zona de basamento poco profundo que representaría probablemente parte del geoanticlinal herciniano en estas regiones. Los núcleos de los anticlinorios durante las orogenias intrapaleozoicas sufrieron desviaciones en ambos extremos.

Las orogenias intrapaleozoicas además dieron lugar a interesantes fenómenos de removilización en los materiales del basamento, granitizaciones de segundo orden, especialmente en los materiales que formaban los núcleos más rígidos de los anticlinorios, sobre los que debieron actuar con intensidad los empujes orogénicos.

Las unidades de los anticlinorios parecen corresponder a partes del geoanticlinal avanzadas hacia el N., que fueron después englobadas e incorporadas en la sedimentación y plegamiento del geosinclinal herciniano.

Por las características estructurales del conjunto, no cree el autor se puedan homologar plenamente estas unidades con las metamórficas del clásico cuadro de la orogenia alpidica.—F. M. M.

## GEONUCLEONICA

CATANZARO, E. J. y KULP, J. L.: *Discordant zircons from the Little Belt (Montana), Bear-tooth (Montana) and Santa Catalina (Arizona) Mountains*. «Geochimica et Cosmochimica Acta», vol. 28, núm. 1, págs. 87-124, 1964.

Fueron realizados análisis isotópicos de edad por U-Pb y K-Ar en muestras de circon, monacita, biotita y hornblenda procedentes de las montañas de Little Belt y Beartooth de Montana y de la montaña Catalina de Arizona. En las montañas de Little Belt se dataron tres sucesos: formación de circones hace  $\geq 2.500$  millones de años; metamorfismo hace 1.920 millones de años, e intrusión de pórfidos de Laramide hace 120 millones de años. En las montañas de Beartooth los resultados indicaron que los circones detríticos encontrados en las rocas precambrianas metasedimentarias tienen más de 3.100 millones de años. En la montaña Catalina los resultados sugieren que el neis de Catalina fue formado inicialmente hace aproximadamente 1.650 millones de años y fue metamorfozido de nuevo hace 30-40 millones de años.

Los circones de estas tres áreas dan grandes discordancias de edades por técnicas isotópicas. Las discordancias pueden ser explicadas, bien por la pérdida episódica de plomo, o por fraccionamiento isotópico seguido de separación de aguas terrestres, pero es incompatible con la hipótesis de que el mecanismo predominante es una continua difusión.—F. M. M.

DEGENS, E. T. y ELSTEIN, S.: *Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments*. «Geochimica et Cosmochimica Acta», vol. 28, núm. 1, págs. 23-44, 1964.

Se miden las relaciones  $O^{18}/O^{16}$  y  $C^{13}/C^{12}$  de coexistencia en dolomitas sedimentarias y carbonatos de calcio para una variedad de medios ambientes, modos de formación y edades geológicas. Los datos reflejan los procesos de dolomitización de los carbonatos cálcicos y su consiguiente historia. Las dolomitas generalmente tienen valores  $\delta O^{18}$  característicos de carbonatos de calcio marinos o valores de calizas marinas alteradas diagenéticamente. Invariablemente el  $\delta O^{18}$  de la dolomita es el mismo o mayor que el de la calcita coexistente, de acuerdo con los previos postulados mecánicos basados en medidas de isótopos de calcitas y dolomitas congenéticas hidrotermales y sintetizadas en el laboratorio. Los valores de los isótopos de carbón de los carbonatos medidos, son generalmente concordantes con el tipo encontrado para las calizas marinas.—F. M. M.

## MINERALURGIA

MONTORIOL PONS, J. y FONT-ALTARA, M.: *Contribución al conocimiento de la calcita del yacimiento «Berta» (San Cugat del Vallés, Barcelona)*. «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.» (G.), 61, 201-213, 1963.

Se estudia la calcita de «mina Berta», que es después de la fluorita, la especie mineral más abundante de las 44 que se encuentran en el yacimiento. Se han empleado las técnicas experimentales siguientes: Roentgenografía, Espectrografía, Excitación por radiación ultra-

violeta y por rayos X. Decoloración térmica y Análisis térmico diferencial. Se añade una descripción morfológica, interpretación de coloraciones y fenómenos de luminiscencia.—P. M. M.

FILLOL CIÓRRAGA, A. y BONED SOPENA, J. A.: *Contribución al estudio de la influencia de la altura de carga en la sinterización por aspiración de minerales de hierro*. Instituto del Hierro y del Acero, XVI, núm. 87, 466 a 493, 1963.

Se estudia la influencia de la altura de carga, en las principales características del proceso de sinterización por aspiración de los finos de un mineral de hierro muy ácido (Quirós). Para ello se han investigado, utilizando espesores de carga de 15 a 60 cm., las leyes experimentales que rigen dicho proceso referentes a la permeabilidad de la carga, al flujo de los gases, a la propagación de los frentes de combustión y transmisión del calor, y a la velocidad de sinterización.

Se ha seguido en la aspiración un ciclo Dwight-Lloyd, trabajando con depresión constante que, según las series, ha sido de 450 y 550 mm. de C. A.

Entre los resultados prácticos señala que el espesor de carga que origina la producción máxima es el de 40 cm., y que el aprovechamiento calorífico, calculado con ayuda de los balances térmicos, mejora un 9 por 100 al pasar de 30 a 60 cm. de altura, al mismo tiempo que el consumo específico de combustible de la carga disminuye en un 2.5 por 100.

En cuanto a las propiedades de los sinterizados se ha comprobado que los obtenidos con un espesor de carga de 50 cm. son los más gruesos, y los que poseen mejores índices de resistencia mecánica.

Se ha confirmado que la altura de carga no tiene influencia directa sobre las propiedades químicas, de reductibilidad y sobre el grado de desulfuración, como había sido ya observado en estudios de otros autores con sinterizados autofundentes.

Mediante el estudio microscópico de la constitución y estructura de las capas sinterizadas de las muestras testigo correspondientes a los distintos espesores de carga, se han podido justificar los resultados experimentales de la permeabilidad en curso de la operación con cada altura del lecho. Asimismo, se han podido explicar por la estructura mineralógica la variación de la resistencia mecánica y de la reductibilidad con el citado espesor de carga H.

Se ha deducido que un espesor de carga de 40-50 cm. es el que desde el punto de vista práctico y considerando sus ventajas e inconvenientes, resulta más conveniente para sinterizar los finos del mineral silicioso en cuestión.

SUÁREZ PEITO, J.: *Tratamiento y fabricación de materiales relacionados con la energía nuclear*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, 428 págs., 1964.

Es difícil separar la energía nuclear de las industrias mineralúrgicas, ya que sin éstas se carece de materia prima para aquéllas. Por tal motivo comienza la obra con gran acierto en la concentración y tratamiento previo de los minerales radiactivos, concentración de minerales de uranio, técnica alcalina, espesamiento y filtración de pulpas, extracción de uranio de sus disoluciones por medio de resina, intercambiadores de iones, extracción con disolventes orgánicos. Continúa con ejemplos de plantas de tratamiento, metalurgia del uranio, obtención del hexafluoruro de uranio, reducción a tetrafluoruro. Le sigue el enriquecimiento del uranio en su isótopo 235.

Considera también el tratamiento de los minerales de torio y la metalurgia de este metal. Se estudian las propiedades del uranio, del torio y del plutonio, la fabricación de elementos combustibles para los reactores, tratamiento de combustibles irradiados, evacuación de residuos, manejo de metales líquidos, preparación de grafito para reactores, preparación de agua pesada, separación y tratamiento de tierras raras.

Concluye la obra con sendos capítulos consagrados a la producción de circonio y de berilio.—L. DE A.

## MINERÍA

*Union Minière du Haut-Katanga today*. World Mining, enero 1964, págs. 31 a 38.

La Unión Minera ha creado una civilización moderna de lo que fue una selva virgen hace cincuenta años. Relaciones ejemplares entre africanos y belgas se mantuvieron por la Unión Minera desde hace mucho, factor muy importante para mantener la producción durante la reciente guerra. Habrá que efectuar grandes expansiones e inversiones durante los próximos cinco años, instalar un nuevo concentrador en la mina Kamoto, la expansión de la refinera de cobre-cobalto en Luilu, el desarrollo de la mina subterránea de Kambove West, etc. Hasta hoy la Unión Minera ha producido unos 7.000.000 de toneladas de cobre. Durante los treinta años pasados se extrajeron 120.200.000 toneladas de mena, que rindieron 5.467.690 toneladas de cobre. En los diez últimos años se extrajeron 63.056.000 toneladas de mena, que rindieron 2.704.00 toneladas de cobre. Kamoto, la mina de cobre más grande de Katanga, tiene reservas superiores a 150.000.000 de toneladas, con un 5 por 100 de cobre metal.

*How Copper dumps leached in Southwest*. World Mining, enero 1964, págs. 40 a 44.

Las compañías mineras que operan en el sector sudoeste de los Estados Unidos están divulgando el método de lixiviado de relaves para aumentar la recuperación de cobre con bajo costo. Este artículo da una lista de las cinco razones para la divulgación del lixiviado. También se consignan los factores clave que han contribuido al éxito de estas operaciones, como también descripciones de minas y una serie de tablas que muestran los datos comparativos para las distintas propiedades. También se describen las experiencias con bacterias para este método.

*Underground mine safety at Braden Copper*. World Mining, enero 1964, págs. 46 a 48.

En 1945 ocurrió en la mina «El Teniente», de la Braden Copper Company, en Chile, el más grande desastre subterráneo provocado por el fuego que se recuerda en la industria minera. En total perdieron la vida 355 hombres. Como un resultado de esta horrenda catástrofe, la Compañía reorganizó completamente su departamento de seguridad, e inició un intensivo programa de seguridad para sus empleados, programa éste que es un modelo para la industria minera. En este artículo se relata la historia de este programa de lucha contra el fuego, su concepción, organización, procedimientos y sus excelentes y envidiables resultados.

M. ROBERT HERMAN WAGNER: *Sur le Géosynclinal cantabro-asturien*. Note de C. R. Acad. Sc. Paris, t. 257, págs. 3008-3010, 13 noviembre 1963.

La marcha de las capas paleozoicas, cabalgantes hacia el centro del arco, dibujadas por los pliegues hercinianos en el nord-oeste de España, dejan suponer que se trata de una terminación geosinclinal. Varias fases tectónicas contribuyen a la cobertura extremadamente fuerte del arco, que es debida al desplazamiento de los bordes del geosinclinal hacia su centro. El geosinclinal está en periodo de derrumbamiento, desde el paleozoico inferior y los pliegues son producidos durante el permo-carbonífero.

EILL LIDDELL: *Potash mine shaft 12 1/2 inches in diameter drilled to a depth of 1,650 feet*. World Mining, diciembre 1963, págs. 18 a 21.

El pozo de mayor diámetro y profundidad, realizado por el hombre hasta la fecha en los Estados Unidos, fue ejecutado cerca de Carlsbad, Nuevo México, por Bighole Drillers Inc. Los primeros 300 metros del mismo (hasta la sal) fue perforado en un diámetro de tres metros y entubado de acero de 2,6 metros y cementado. El resto del pozo fue perforado a través del entubado. El pozo se desvió sólo unos 65 centímetros de la vertical en los 550 metros de profundidad. La capa superior (de roca) fue perforada con barro y la capa salina (carnalita) con circulación a aire. Se utilizó para tal efecto una perforadora para petróleo especialmente modificada de 3.600 metros, con una capacidad de circulación de bomba de 45.000 l/m. Se perforó un pozo piloto de 1,20 m., se ensancho y revistió hasta la profundidad total, en sólo ciento sesenta y tres días.

BILL LIDDELL: *Endako development seeks grade of world's second largest molybdenite deposit*. World Mining, diciembre 1963, págs. 22 a 24.

El Endako Mines Ltd. ha encontrado grandes reservas de molibdenita en fracturas y rellenos de fisuras cortando un granito silicificado en un trecho de 1.600 m, espesores entre los 250 a 300 m. En los primeros 1.300 m. de perforación con corona, se han cubicado 36 millones de toneladas de material posible e inferido una ley de 0,25 por 100 de  $\text{MoS}_2$ . Los ingenieros estiman que necesitarán 47 millones de toneladas de esa concentración para asegurar la producción de 10.000 toneladas de mena por día. En la actualidad se sigue realizando la perforación de superficie. Se está realizando una galería transversal, un pozo y dos reales, y una serie de chimeneas en las perforaciones. Todo el material de profundidad es triturado, muestreado y depositado en el almacén para ser utilizado en la planta metalúrgica.

O. ARGALL: *Complete costs at Bethlehem newest Porphyry*. World Mining, enero 1964, págs. 22 a 29.

Bethlehem Cooper Corporation está actualmente extrayendo y tratando 4.000 toneladas de mena por día de hornita calcopirita en el sur de la región central de la Columbia Británica.

El éxito de esta operación ha sorprendido a muchos ingenieros y geólogos, y prueba

que el cobre diseminado no necesita un gran tonelaje para ser económica su explotación. Las siguientes cifras son de agosto de 1963. Toneladas tratadas: 3.400 diarias; 1,16 de cobre en las cabezas; 93,1 por 100 de recuperación; 42,9 por 100 de concentración de cobre; 1.290 libras de cobre recuperado por hombre y por turno; 300 toneladas de estéril separados por toneladas de mena extraída. Los costos de estrío y extracción eran de 1,34 dólares por tonelada (95.602 toneladas a la trituradora); costo de tratamiento, 0,91 dólares por tonelada, y los costos de administración, 0,06 por tonelada.

## SALUBRIDAD

RICARDO JORGE MACEDO: *A prevenção técnica da silicose e o «controle» dos empoeiramentos*. Est. Not. e Trab. do S. F. M. V. XVI. Fascs. 1-2, págs. 73 a 115, 1963.

La silicosis es la principal de las enfermedades profesionales. Los mineros, ceramistas, metalurgistas, vidrieros, esmaltadores, perforadores de túneles, agricultores y otros, pueden ser víctimas de ella.

Los medios técnicos que se emplean para luchar contra los polvos en las minas y en las perforaciones de túneles son la ventilación (por aspiración con inyección auxiliar o con aspiración en el frente mismo, lo que ha dado resultados importantes, sobre todo en Francia y también en Suiza y en Italia), en general el uso de agua, que precipita los polvos mayores de una micra reduciendo importantemente la concentración en polvo y el uso constante de mascarillas, agregados por organismos de competencia reconocida en los puntos en que se prevé un peligro elevado de silicosis.

El control del polvo ambiente debe efectuarse con aparatos de toma precisos, con precipitador térmico, que permita determinar las concentraciones de los polvos, su granulometría.

Es preciso standardizar la numeración de las partículas en el microscopio para que los resultados obtenidos puedan ser comparados verdaderamente dentro de grandes límites.

La valoración de la sílice libre en los polvos inhalados puede hacerse por métodos químicos, físicos (más rápidos y prácticos) y mineralógicos.

La tabla de concentración de polvos y el porcentaje de la sílice libre permitirá establecer la nocividad de un medio pulvulento y determinar la frecuencia de exámenes médicos, según el valor del índice coniótico adoptado por legislación francesa, sobre la prevención médica en las minas y canteras.

Los medios de prevención actuales no permiten todavía reducir la expresión analítica de este índice, no son verdaderos.

Los trabajos subterráneos del Servicio de Fomento Minero han puesto a punto medios de prevención intensificados (ventilación por aspiración en el frente mismo, martillos provistos de inyección de agua, riego repetido del frente y de los escombros, uso de máscaras antipolvo en la zona muerta de las galerías pendientes de perforación y la carga de los escombros) siempre controlados por precipitador térmico, que permite valorar la sílice libre de los polvos.

Las últimas radiografías no revelan casos nuevos de silicóticos, no obstante, las medidas de prevención (técnicas y médicas) son muy recientes para deducir su eficacia.

*Draw point machine-loading costs at Strassa iron mine Uj Oberz.* World Mining, febrero 1964, págs. 42 a 45.

Cerca de 1.200.000 toneladas métricas de mineral de hierro se extraen anualmente, mediante un método de realce sin relleno. Se utilizan equipos altamente mecanizados de perforación y transporte. El mineral se arranca por barrenos largos. Toda la carga se realiza con cargadoras con remetido en punta. Un cargador L.M. 250 con una pala de 0.7 metros cúbicos carga por turno un promedio de 415,8 toneladas en vagones de cuatro metros cúbicos de capacidad. Sin embargo, en un promedio de nueve meses es de 391,2 toneladas por turno en toda la mina, debido al tiempo perdido en espera de vagones vacíos. Los costos de reparación para las cargadoras asciende sólo a 0,86 centavos por tonelada cargada, en los primeros nueve meses de 1962.

PIÑEDO VARA, ISIDRO: *Piritas de Huelva*. Editorial Summa, Madrid, 1963. 1003 págs.

Piritas de Huelva. «Su historia, minería y aprovechamiento», constituye una abundante, exacta y completa información sobre un distrito minero y metalúrgico de tan excepcional interés técnico y económico como el de la provincia de Huelva, situada en el extremo suroeste de la Península Ibérica, mundialmente famoso por su extraordinaria riqueza en sulfuros metálicos, de modo predominante piritas de hierro y ferrocobrizas, que lo proclaman uno de los de mayores reservas actuales conocidas de toda la Tierra, a pesar de haberse iniciado su explotación en tiempos históricos (segundo milenio antes de J. C.).

Es una verdadera puesta a punto de cuanto se sabe de todas las minas de cualquier sustancia situadas en la región onubense, incluso las hoy inactivas; es un estudio a fondo de temas tan interesantes como los diversos tipos de tostación de piritas y la metalurgia y siderurgia de sus cenizas.

Es un libro minero a la vez que un libro industrial; en la primera parte se dan muchos datos sobre los minerales o residuos que han de pasar a las plantas metalúrgicas y químicas, tales como granulometrías y análisis completos de las piritas, bastante distintas según la mina de origen, tonelajes disponibles, leyes y características de minerales de cobre, hierro, plomo, cinc, grafitos, ilmenita, turba, antimonio, etc.

En la parte industrial se estudia a fondo la tostación de piritas según las distintas clases de mineral, los tipos más modernos de hornos, la influencia de la temperatura y proporción de aire, así como el comportamiento de las fracciones de cobre, plomo, cinc, y otros metales durante el proceso.

La industrialización de las cenizas de pirita es tratada con gran meticulosidad tanto en lo que se refiere al aprovechamiento metalúrgico de los metales minoritarios como a la sintetización y beneficio del hierro en horno alto y hornos especiales, sin dejar atrás las nuevas aplicaciones de las cenizas, tales como su uso en la elaboración de cementos y corrección de suelos arcillosos.

Informa sobre las investigaciones industriales que se llevan a cabo en España y en el extranjero para mejorar los conocidos procesos de tostación de piritas y tratamientos metalúrgico siderúrgico de los residuos o para sustituir los procesos convencionales por otros originales que a grandes rasgos se describen.

Propugna el autor la creación de un potente complejo químico-metalúrgico-siderúrgico a base del beneficio integral de la pirita y otros minerales en la subdesarrollada provincia de Huelva, complejo que sería uno de los más potentes de Europa.

ANTONIO MELIJE Pardo: *La antigua minería del estaño en el Valle de Monterrey*. Instituto «Padre Sarmiento», XVIII, págs. 189 a 234. 1963.

Se trata de un estudio histórico de la minería del Valle de Monterrey, en el que se considera al ámbito de geografía física y a continuación los principales criaderos estanníferos con especial mención de los de Villar de Ciervos y Arcucelos, así como circunstancias geológicas y mineralógicas.

Trata de los antecedentes históricos de las minas de Monterrey, del comienzo de su explotación en 1714 hasta 1747, en que se iniciaron las labores por cuenta de la Real Hacienda, con duración hasta 1798.

Trata del régimen laboral de las minas, durante el período que dependieron de la Real Hacienda.

Comenta los informes de Mija y del Director General de Minas, F. Angulo, favorables a la cesión de las mismas, las cuales, ya como del Estado, no figuraron en la relación de la Ley de Minas de Fernando VII de 1822, que fue motivo para la liquidación de la empresa durante los años 1798 y 99. Termina el trabajo con unos comentarios sobre la minería del estaño en la provincia de Orense durante el siglo XIX.—L. DE A.

#### PALEONTOLOGIA

JINO, RAFAEL ADROVER: *Estado actual de las investigaciones paleontológicas en la provincia de Teruel*. Separata número 29 de la revista «Teruel», 60 págs. y 6 láminas. Teruel, 1963.

En el trabajo se hace un estudio de los yacimientos fosilíferos de la provincia de Teruel. Comienzan todos ellos con unas consideraciones generales que tienen principalmente en cuenta la historia de los mismos, y a continuación se describe la fauna.

Entre los yacimientos estudiados están: en Conced: Barranco de las Calaveras, Barranco de las Maravillas, Cerro de la Garita, Las Pedrizas. En Teruel, Municipio: Los Aljezares, Los Mansuetos, Rambla de Valdecebro, II o del Arquillo de la Fontana, Masía del Barbo II, Masía del Barbo I, Rambla de Valdecebro III, Vivero de la Rambla de Valdecebro o de río Seco, El Salobral, El Carbuero, El Batán, carretera de Cuenca, Cueva de las Tres Puertas, Encima de la Cueva de las Tres Puertas. Yacimientos varios en Los Mansuetos. Yacimientos de micromamíferos en Los Mansuetos. Otros yacimientos en la Rambla de Valdecebro, Continuación en la Rambla de Valdecebro II, El Tosmos, Cerro de Santa Bárbara, Continuación de Los Mansuetos hacia los Aljezares, Arcillas rojas de Teruel, Fuera del Municipio de Teruel: Castalvo, Rambla de Valdelobos, Cuevas Labradas, Villalba Baja, Paralejos, La Puebla de Valverde, Aldehuela, La Calera y Libros.

El trabajo cuenta con una amplia información bibliográfica.—L. DE A.

J. F. DE VILLALTA: *Las aves fósiles del Mioceno español*. «Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (G.)», 61 : 263-285, 1963.

Con una breve historia al principio, del conocimiento de las aves del Terciario español, se describen en detalle una serie de restos procedentes de diversos yacimientos miocenos de la Península Ibérica: Vallés-Penedés, los valles de Fuentidueñas (Segovia) y Teruel.

Al final se da un cuadro de la distribución estratigráfica de las aves fósiles del Mioceno español. Cinco láminas, cada una de ellas con varias figuras de fragmentos de huesos ilustran este trabajo.—F. M. M.

EGON T. DEGENS, JOHANNES H. REUTER y KENNETH N. F. SHAW: *Biochemical compounds in offshore California sediments and sea waters*. «Geochimica et Cosmochimica Acta», vol. 28, núm. 1, págs. 45-66, 1964.

Fueron estudiados aminoácidos y azúcares en sedimentos de cuencas marinas, en particular materiales de aguas superficiales y soluciones en estas aguas.

Se han revelado interesantes diferencias al comparar la distribución del porcentaje de aminoácidos en sedimentos disueltos o en suspensión, siendo de especial importancia los encontrados en aguas superficiales. La arginina decrece rápidamente con la profundidad en determinadas sustancias y no está presente al estado de disolución; por el contrario, es muy abundante en los sedimentos. En contraste tenemos que la ornitina, serina y glicerina son relativamente más abundantes en el agua. La gran concentración de  $\beta$ -alanina en sedimentos y su ausencia en el mar puede resultar de una posible descarboxidación del ácido aspártico. Con la profundidad aumentan los ácidos glutámico y aspártico. Datos experimentales realizados sugieren que parte de los aminoácidos en sedimentos son producidos biológicamente por microbios y animales excavadores en los estados tempranos de la diagénesis, y que ellos no son meramente supervivientes de la diagénesis.

Se han observado parecidas diferencias bioquímicas entre materia orgánica en el mar y ésta en sedimentos para el caso de los azúcares, aquí, además, los carbohidratos son productos y supervivientes de la diagénesis. Ciertos fenoles e indoles se encuentran también en los sedimentos y en el mar.

Se ofrece una tentativa de interpretación en este trabajo para el origen probable de la materia orgánica en los sedimentos.—F. M. M.

## PETROGRAFIA

VAGN BUCHWALD: *A new Cape York meteorite discovered*. «Geochimica et Cosmochimica Acta», vol. 28, núm. 1, págs. 125-126, 1964.

En 1961 Augo Suerssag, del Departamento de Savigsivik, 50 kilómetros al este del Cabo York, descubrió un fragmento de meteorito de 7.8 kg., un kilómetro al este de Savik. Se supone que este meteorito, al igual que otro descubierto en Savik, de tres o cuatro toneladas y enviado al Museo Mineralógico de Copenhague, son parte de una misma lluvia meteórica y hay esperanzas de encontrar fragmentos menores abandonados en regiones inaccesibles de distritos aislados. En 1955 fue encontrado otro meteorito en un pico aislado que emergía del hielo, 30 kilómetros al este de Thule, pero probablemente no tiene nada que ver con el grupo de Cabo York.

En julio y agosto del año 1963 el autor de este trabajo tuvo la oportunidad de visitar los sitios donde los meteoritos de Cabo York fueron encontrados, y al ampliar la exploración encontró un nuevo meteorito de hierro situado en la península de Agpalilik, seis kilómetros al oeste de donde se habían encontrado otros meteoritos llamados «El perro» (de 400 kg.) y «La mujer» (de tres toneladas).

El meteorito estaba parcialmente cubierto de neises rodados, pero no tenía promontorios ni rocas trituradas; probablemente fue derribado hace mucho, cuando el área estaba cubierta por una gruesa capa de nieve y hielo. El meteorito era de forma irregular, con muchas depresiones superficiales, características de la fuga a través de la atmósfera. Tenía herrumbre roja, pero no se veía claro cuánto material había sido removido por corrosión terrestre.

La medida del meteorito era aproximadamente dos metros de diámetro y tenía uno-dos metros de altura; este verano excavando se llegó al límite del meteorito con el subsuelo helado permanentemente, de modo que las dimensiones exactas no pueden darse aún por ser desconocidas. Un cálculo preliminar hace sospechar que el peso debe ser de unas 15 toneladas.

Se están haciendo preparativos para excavar el meteorito y arrastrarlo al mar en el límite con el hielo, para el consiguiente embarque con dirección al Museo Mineralógico de Copenhague.—F. M. M.

SCHMITT, R. A.; SMITH, R. H. y OLEBY, D. A.: *Rare-earth, yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter. II*. «Geochimica et Cosmochimica Acta», volumen 28, núm. 1, págs. 67-86, 1964.

Varias y seleccionadas relaciones isotópicas de los 14 elementos de tierras raras (T. R.), itrio y escandio han sido determinadas por análisis de activación del neutrón en 13 meteoritos y dos muestras terrestres: tres carbonosos, dos hipersténicos y un condrito broncítico (fase troilita); dos ricos en calcio y dos acondritos nakhlitas; un mesosiderito; dos pallasitos; una eclogita australiana y un basalto de la meseta de Columbia. Esta investigación es continuación del reciente trabajo T. R. realizado por Schmitt (1936 a). Una abundancia absoluta de las T. R. y Sc en dos Tipo I condritos carbonosos son alrededor del 33 por 100 menos, comparado con el Tipo II. Las relaciones atómicas de Y/10<sup>6</sup> Si en condritos carbonosos permanecen aproximadamente constantes en 4.7 (Tipo I), 4.1 (Tipo II) y 4.8 (Tipo III), y las relaciones de T. R. (el La es representativo) produjeron La/10<sup>6</sup> Si en 0.36 (Tipo I), 6.53 (Tipo II) y 0.51 (Tipo III). Las T. R., Y y Sc contenidos en la fase troilita de un condrito es aproximadamente 0.3 del contenido en la matriz condritica entera. Las T. R. e Y abunda en los acondritos ricos en Ca y nakhlitas y son aproximadamente 10 y 5 veces, respectivamente, de la cantidad que se encuentra en los condritos ordinarios. No se ha encontrado parte de T. R. y distribución de Y en acondritos ricos en Ca comparados con las T. R. condriticas y el Y; el fraccionamiento de los nakhlitas es similar al de los basaltos terrestres. Ha sido encontrado un fraccionamiento de T. R. e Y (el Eu es enriquecido) en el mesosiderito Veramin y en dos pallasitos (el Eu carente en un pallasito). El fraccionamiento observado en las T. R. e Y en la eclogita australiana, es opuesto al observado en la eclogita africana, y el fraccionamiento del basalto de la meseta de Columbia era similar al del basalto de Kilauca.—F. M. M.

PATTERSON, C. y TATSUMOTO, M.: *The significance of lead in detrital feldspar with respect to chemical differentiation within the earth's mantle*. «*Geochimica et Cosmochimica Acta*», vol. 28, núm. 1, págs. 1-22, 1964.

En la corteza continental se encuentra plomo en los feldespatos potásicos de Norteamérica, hay un exceso de  $Pb^{206}$  y en menor cantidad  $Pb^{208}$ , el cual aumenta cuando la edad del feldespato disminuye. Esto se nota en el transporte del uranio y torio, del interior de la tierra a otra capa superior, a lo largo de grandes periodos en el pasado. Una serie de dovelas fueron formadas y aisladas en diferentes épocas y localidades. El efecto es decisivo definiendo, como una función del tiempo, los modos de transporte del uranio, torio y plomo de la capa interior a otra capa; hubo una lenta disminución en el transporte de estos tres elementos, durante los primeros cien millones de años, después de la formación de la tierra. Durante miles de millones de años, el plomo transportado fue esencialmente nulo, mientras el uranio y el torio transportado permanecían apreciables. El efecto también sugiere que la masa del continente norteamericano fue formada durante el intervalo de hace 3.500 a 2.500 millones de años.—F. M. M.

#### VULCANOLOGIA

RITTMANN, A.: *Les volcans et leur activité*. 461 págs., 183 figuras, 16 fotografías en colores, varios cuadros y figuras fuera de texto. Masson et Cie. Editeurs. París, 1963.

La versión francesa correspondiente a la segunda edición (1960) alemana de la interesante obra «*Vulkane und ihre Tätigkeit*», del gran vulcanólogo Alfred Rittmann, acaba de aparecer. Presentada, en la publicación que comentamos, por otro notable especialista —H. Tazieff— de expresión francesa, adscrito a la Universidad de Bruselas y a la investigación vulcanológica en el «*Instituto Internacional de Investigaciones Vulcanológicas*», constituye un depurado trabajo de traslación a esta lengua del mejor libro que se escribió sobre los volcanes —opinión de Tazieff— por el actual presidente de la «*Asociación Internacional de Vulcanología de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional*».

Los cuatro primeros capítulos están dedicados al conocimiento del fenómeno volcánico en sus aspectos generales descriptivos. Los títulos de los mismos: 1) La actividad volcánica, 2) Productos de la actividad volcánica, 3) Forma y estructura de los volcanes, 4) La repartición geográfica de los volcanes, son suficientemente expresivos para ilustrar el interés de esta primera y sustancial visión del vulcanismo.

Las cuestiones —más elucubrativas— fundamentales siguientes: vulcanismo y tectónica, propiedades fisico-químicas de los magmas, depósitos o receptáculos magmáticos, mecanismo de las erupciones volcánicas, orogénesis, epirogénesis y vulcanismo, están ampliamente desarrolladas en la segunda parte, destacando la visión personal del autor, de acuerdo con sus investigaciones, a muchos de estos problemas.

En el último capítulo —La naturaleza del vulcanismo—, notablemente interesante, el autor destaca el aspecto magmatológico, vulcanológico y, por ende, geológico —en cuanto a explicación de la formación de la tierra— relacionado con el origen del primitivo magma sub-crustal y sus posibles derivaciones e implicaciones de interés geológico general.

Como apéndices destacan uno dedicado a la nomenclatura y determinación de las rocas y otro en el que se recogen interesantes datos cuantitativos a propósito del vulcanismo. Varios índices, una numerosa y seleccionada serie de fotografías, figuras y fotografías en colores, al tiempo que una estupenda presentación tipográfica realzan el valor incontestable de esta obra que, estamos seguros, ha de tener notable aceptación entre los profesionales geólogos y estudiantes, a los que esta lengua les resulta —normalmente— más asequible.—J. A. M. A.

## INDICE



	PÁGS.
Datos para la interpretación de la estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía, por JOSÉ LUIS SAAVEDRA .....	5
El Devoniano del sur del batolito de Los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz, por TIRSO FEBREL MOLINERO y JESÚS SÁENZ DE SANTAMARÍA .....	51
El Terciario bajo de la zona del Monte Perdido (Huesca), por AXEL VON HILLEBRANDT. Esquemas experimentales en plegamientos similares superimpuestos, por E. S. O'DRISCOLL .....	61
Estudio del yacimiento de fluorita «Mina Berta» (San Cugat del Vallés, Barcelona), por JOAQUÍN MONTORIOL POUS y MANUEL FONT-ALTABA .....	99
Consideraciones sobre la génesis de los yacimientos uraníferos, I, por E. MINGARRO. Sobre el significado de la unidad de Paterna (provincia de Cádiz, España), por PIERRE CHAUVE .....	127
Radiaciones de origen natural y radiaciones producidas artificialmente, por JOSÉ SUÁREZ FEITO .....	171
Sobre la tectónica del borde norte de la Sierra de la Demanda (Cadena Ibérica, España), por MICHEL COLCHEN .....	201
Sobre la extensión y las facies del Cenomanense en la región de Mena (España), por PIERRE FEUILLEE .....	205
Los desplazamientos de la corteza terrestre, por ANTONIO DUE ROJO, S. I. ....	217
Noticias .....	221
Cotización y comercio .....	225
Datos estadísticos .....	247
Criaderos .....	249
Personal .....	251
Congresos y reuniones científicas .....	253
Reservas mineras .....	259
Notas bibliográficas .....	260
Criaderos .....	270
Geología .....	273
Geonucleónica .....	275
Mineralurgia .....	279
Minería .....	285
Salubridad .....	285
Paleontología .....	287
Petrografía .....	289
Vulcanología .....	291
	292
	294

# REAL COMPAÑIA ASTURIANA DE MINAS

MINAS  
Reocin y La Florida  
(Santander)  
Arditurri (Guipúzcoa)  
y otras



FABRICAS  
Avilés (Asturias)  
Hinojedo (Santander)  
Rentería (Guipúzcoa)

Casa Central: PLAZA DE ESPAÑA, 8 - MADRID  
Dirección Telegráfica: «SUBASTUR»

**BLENOA - GALENA - PIRITA - CINC Y PLOMO**

EN TODAS SUS FORMAS

CADMIO - AZUFRE - ALBAYALDE - MINIO - MASSICOT - ACIDO  
SULFURICO - ALEACIONES **ZAMAK** DE CINC ELECTROLITICO

*Agencias de venta:*

PARCELONA: P.º de Martínez Anido, 22  
BILBAO: Barroeta Aldamar, 6  
LA CORUÑA: Teresa Herrera, 12

MADRID: Plaza de España, 8  
SEVILLA: Santo Tomás, 5  
VALENCIA: Calle del Mar, 23

---

## CIMENTACIONES Y SONDEOS, S. A.

Montalbán, 3

Teléfs. 231 83 07 - 06 - 05

MADRID - 14

Especializada en trabajos de sondeo a percusión y rotación  
para reconocimiento de minas.

~ ~ ~

Impermeabilización de terrenos mediante procedimientos  
patentados.

~ ~ ~

Profundización de pozos a través de terrenos acuíferos - Cimen-  
taciones por pilotes e inyecciones de mortero coloidal.



COMPañIA GENERAL DE GEOFISICA, S. A.

Avenida del Generalísimo, 30 - Tel. 259 84 00

M A D R I D

Sucursal en España de

C. G. G. - París



TODOS LOS METODOS GEOFISICOS

al servicio de

TODOS LOS TIPOS DE INVESTIGACION